

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ГЛАВНЫЕ РУБЕЖИ ЭВОЛЮЦИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 416

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ГЛАВНЫЕ РУБЕЖИ ЭВОЛЮЦИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор
академик А. Л. ЯНШИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

УДК 552.14 : 551.7

Обобщены результаты изучения разновозрастных красноцветных формаций как основы для выявления главных рубежей в общей эволюции красноцветной седиментации. Дана характеристика среднепротерозойского, вендско-кембрийского, позднедевонско-нижнекарбонового и позднепалеогенового рубежей и определены главнейшие особенности осадочного красноцветного породообразования в истории Земли.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами общей геологии, палеогеографии и палеоклиматологии.

Сравнительное изучение докембрийских и палеозойских красноцветных отложений, результаты которого обобщены нами в монографии «Домезозойские красноцветные формации» (Анатольева, 1972), было сосредоточено главным образом на выявлении различных типов красноцветных формаций. Исследование естественных разрезов красноцветных отложений и сопутствующих им других осадочных и вулканогенных комплексов служило основой для выделения ряда конкретных формаций. Тщательно анализировались данные о границах этих формаций и об их внутреннем строении, а также о свойственных им парагенезах пород. Определялись, кроме того, общая изменчивость их внутреннего строения, морфология образуемых ими геологических тел и закономерности пространственного размещения формаций. Выяснялись также особенности литологического состава пород и принадлежность формаций к представителям гумидного или аридного ряда, а также их место в вертикальном и латеральном ряду напластований. С учетом всего многообразия получаемых данных проводилось сравнение формаций с их аналогами в других районах мира. Только в том случае, когда характерные черты изучаемой конкретной формации оказывались достаточно типичными и для ее аналогов, считалось, что имеются достаточные основания для выделения соответствующего формационного типа. Именно типовые парагенезы красноцветных пород явились опорой для сравнения разновозрастных красноцветных формаций. На основании данных об общей смене одних типов формаций другими была прослежена изменчивость красноцветных формаций в докембрии и палеозое.

Используя накопленный опыт изучения домезозойских формаций и основываясь на обобщении разнообразных материалов по мезозойским и частично кайнозойским красноцветным отложениям, в предлагаемой работе автор пытается определить главные рубежи общей эволюции красноцветной седиментации в истории Земли. Решая поставленную задачу, мы сталкиваемся с рядом затруднений, так как пока еще не можем ответить на многие вопросы, возникающие при изучении красноцветных отложений. Тем не менее мы сочли возможным опубликовать данную работу, учитывая принципиальную важность выявления именно главных рубежей в процессах осадочного красноцветного породообразования для разработки различных аспектов проблемы изучения красноцветных отложений.

Невозможно рассматривать эволюцию красноцветных формаций вне строгого знания не только этапов развития седиментационного процесса, но и главных рубежей, разделяющих эти этапы и определяющих специфику поворотных моментов в общем развитии истории осадочной красноцветной седиментации. Только на основании выделения рубежей и выявления главных определяющих их черт можно установить качественные скачки в общем процессе преобразования осадочной оболочки

Земли. Появление в те или иные отрезки геологического времени новых, ранее отсутствующих типов красноцветных формаций, связанных с поворотными моментами в истории развития седиментационных процессов, позволяет сосредоточить внимание исследователей не только на рассмотрении особенностей строения и состава своеобразных красноцветных формаций, но и подойти к решению вопроса о причинах их эволюции.

В первой части настоящей работы рассмотрены главные эпохи и ареалы красноцветной седиментации. Известно, что обширные области распространения красноцветных отложений типичны для многих районов мира. Вместе с тем эти отложения оказываются более или менее строго приуроченными к определенным стратиграфическим уровням, вследствие чего их размещение в разрезах осадочной оболочки Земли может быть сопоставлено с общими изменениями в климатических условиях. Сейчас не вызывает сомнений, что красноцветные отложения формируются в обстановке теплого, скорее даже жаркого климата, причем не только аридного, но и гумидного. Поэтому обычно считают, что красноцветные отложения образуются в эпохи всеобщего потепления на земном шаре.

Как установлено прежними исследованиями (Анатольева, 1972, 1976а, б, 1977б; Anatolyeva, 1975), в домезозойской истории Земли для накопления красноцветных отложений благоприятны эпохи среднего и верхнего протерозоя, девона и перми. Именно в это время красноцветные отложения широко распространились на больших территориях Земли. Нет необходимости вновь в полном объеме возвращаться к этому вопросу. Тем не менее приводимые здесь общие данные следует дополнить некоторыми сведениями, более полно характеризующими среднепротерозойские красноцветные отложения, а также новыми материалами по характеристике состава верхнепротерозойских красноцветов, не вошедшими в сводку по домезозойским формациям.

В предлагаемой работе наше внимание будет сосредоточено главным образом на фактическом материале, иллюстрирующем строение, состав и распространение мезозойских и частично кайнозойских красноцветных отложений. Эти материалы почерпнуты из отечественных и зарубежных публикаций, а также опираются на результаты личных полевых исследований, проводившихся в Монголии, некоторых районах Средней Азии и по юго-восточным окраинам Западно-Сибирской низменности. Кроме того, во время IX Седиментологического конгресса (Ницца, Франция, 1975), благодаря любезности французских геологов Б. Бодуэна, Р. Компредона и П. Жиго — руководителей экскурсии по Французским меридиональным Альпам, удалось ознакомиться со строением и составом олигоценых красноцветных отложений в районах Высокого Прованса.

Во втором разделе работы рассмотрены основные факторы, определяющие особенности осадочного красноцветного пороодообразования в истории Земли. Опираясь на данные, позволяющие выделять эпохи красноцветной седиментации, и на основные факторы, влияющие на особенности этих процессов, представляется возможным подойти в третьей части работы к анализу проблемы миграции ареалов осадочного красноцветного пороодообразования и выявлению для каждой из выделенных эпох центров седиментации. Все это служит основой для определения в заключительной четвертой части работы главных рубежей, на которые приходится наиболее существенные изменения в процессах красноцветной седиментации.

Настоящая работа выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в Лаборатории осадочных формаций, коллектив которой под общим научным руководством А. Л. Яншина занимается сравнительным изучением осадочных, в том числе красноцветных формаций.

В процессе работы над книгой автор имела возможность обсудить некоторые ее разделы на заседаниях Лаборатории осадочных формаций и в Красноярском отделении СНИИГГИМСа. Составлению настоящего обзора способствовал обмен мнениями, а также литературой с Г. Н. Бровковым, Дж. Вайном (Vine), Ф. Б. Ван-Хутеном (Van Houten), Н. Н. Верзилиным, Э. А. Егановым, М. А. Жарковым, Ю. П. Казанским, С. В. Левченко, Г. Н. Папуловым, В. М. Синицыным, С. Л. Троицким и многими другими исследователями. Автор понимает, что эта работа не могла бы быть выполнена без использования многочисленных публикаций, принадлежащих геологам СССР и многих зарубежных стран. К сожалению, привести исчерпывающий список работ, касающихся затронутых здесь вопросов, мы были не в состоянии по чисто техническим причинам.

Неизменную поддержку проводившимся исследованиям оказывал научный руководитель Лаборатории осадочных формаций А. Л. Яншин. Особенно хочется указать на внимание со стороны И. В. Лучицкого, не только одобдившего задуманную мной работу, но и постоянно вселявшего уверенность в необходимости ее завершения.

Ко всем названным лицам, а также к тем, кто так или иначе способствовал выходу в свет этой книги, автор испытывает самые добрые чувства. Автор будет также весьма признательна и тем исследователям, которые найдут время ознакомиться с работой и высказать свои критические замечания.

ЭПОХИ И АРЕАЛЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Красноцветные отложения формировались на земной поверхности в различные хронологические интервалы, начиная с нижнего протерозоя и кончая антропогеном. Возникавшие в процессе седиментации красноцветные накопления в дальнейшем подвергались денудации, вследствие чего сохранились лишь частично. Поэтому о былом распространении красноцветов мы можем судить главным образом по их нынешнему размещению, устанавливаемому геологическим картированием. Хотя древние области красноцветной седиментации погребены под более поздними осадками, тем не менее современные контуры площадей распространения красноцветных отложений могут служить опорными звеньями при оценке роли красноцветной седиментации в определенные геологические периоды. Современные площади распространения красноцветных отложений можно также рассматривать в качестве количественных показателей значения красноцветной седиментации в различные хронологические интервалы, тем более, что эти площади достигают многих сотен и даже тысяч километров, тогда как мощности отложений варьируют преимущественно в пределах первых тысяч или даже сотен метров.

В осадочной оболочке Земли красноцветные отложения известны с нижнего протерозоя, однако массовое их распространение относится к среднему и верхнему протерозою. В более поздние геологические эпохи интенсивная красноцветная седиментация происходила в девоне, перми, триасе, мелу, палеогене и неогене. Соответственно выделяются следующие главнейшие эпохи красноцветной седиментации: докембрийская, девонская, пермская, мезозойская и кайнозойская.

Прежде чем рассматривать отдельные эпохи красноцветной седиментации, отметим, что, говоря об эпохах массового накопления красноцветных отложений, мы имеем в виду события, характерные для значительных отрезков геологического времени, иногда отвечающих системе.

ДОКЕМБРИЙ (средний и верхний протерозой)

Две характерные черты свойственны докембрийским красноцветным отложениям. Во-первых, эти отложения не известны в наиболее древних толщах докембрия; лишь в редких случаях они могут быть отмечены в нижнем протерозое, а массовое их распространение типично для отложений среднего и верхнего протерозоя (Анатольева, 1977б). Эта черта докембрийских отложений давно уже привлекает внимание исследователей, так как соответствует господствующим представлениям о вероятной малой роли окислительных процессов в древних бассейнах седиментации на ранних стадиях земной истории. Во-вторых, красноцветные отложения нередко сопровождаются вулканогенными комплек-

сами пород. Наиболее древние докембрийские красноцветные толщи относятся к среднему протерозою. Они, как правило, представлены вулканогенно-осадочными толщами, расположенными на окраинах Сибирской, Русской и Северо-Американской платформ. Еще более широко распространены красноцветные породы верхнего протерозоя. Это преимущественно осадочные образования, повсеместно присутствующие в осадочном чехле почти всех древних платформ: Русской, Сибирской, Эриа, Северо-Американской, Африканской, Индийской, Австралийской и Китайско-Корейской.

Средний протерозой

Типичные примеры строения разрезов среднепротерозойских красноцветных формаций дают следующие серии, сложенные комплексом осадочных и вулканогенных пород: акитканская и уянская на Сибирской платформе, ятулийская, овручская и субиотнийская на Русской платформе, Мартин, Дабаунт и Ейо-Бей на Северо-Американской и серия Рораима на Южно-Американской платформах (рис. 1).

Сибирская платформа

На юге и юго-западе Сибирской платформы среднепротерозойские красноцветные отложения представлены акитканской серией, сосредоточенной в пределах Байкальского и Акитканского хребтов.

Акитканская серия сложена терригенными красноцветными породами и вулканогенными образованиями, очерчивающими своим распространением Северо-Байкальский краевой вулканический пояс (Хренов и др., 1965; Хренов и др., 1966; Бухаров, 1966, 1974). Среднепротерозойский возраст акитканской серии устанавливается главным образом на том основании, что ее отложения прорываются гранитоидным комплексом ирельского типа, абсолютный возраст которого определяется в 1620 млн. лет (Мануйлова и др., 1964). По особенностям состава акитканская серия большинством исследователей (Хренов и др., 1965; Салоп, 1964; Бухаров, 1969) подразделяется на малокосинскую, хибеленскую и чайскую свиты (снизу вверх).

Малокосинская свита представлена красно- и пестроцветными полимиктовыми, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, содержащими прослой туфов, туффитов, алевролитов и глинистых сланцев. В некоторых частях разреза осадочные породы сопровождаются покровами кварцевых порфиров, порфиритов и диабазов. Общая мощность свиты 1800 м.

Вышележащая хибеленская свита имеет преимущественно вулканогенный состав. В ее строении принимают участие кварцевые и бескварцевые порфиры, лавы порфиритов и диабазов и подчиненные им горизонты туфов, туффитов и красноцветных терригенных пород. Мощность 2200—2600 м.

Чайская свита образована преимущественно полимиктовыми, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, лиловыми, розовыми, красно-бурыми и зеленовато-серыми. В нижней части разреза свиты sporadически встречаются покровы лиловых порфиритов. Мощность 3500 м.

Как отмечают П. М. Хренов с соавторами (1966), Северо-Байкальский вулканический пояс наметился впервые в связи с излияниями на северо-востоке трахиандезитовых и других лав среднего состава в пределах Акитканского хребта, тогда как в южной части пояса (Байкальский хребет) в целом преобладают кислые лавы. Различия в составе лав этих двух участков вулканического пояса дают основу для заключения В. Д. Маца и А. А. Бухарова (1967) о том, что вулканогенные образования Акитканского и Байкальского хребтов разновоз-

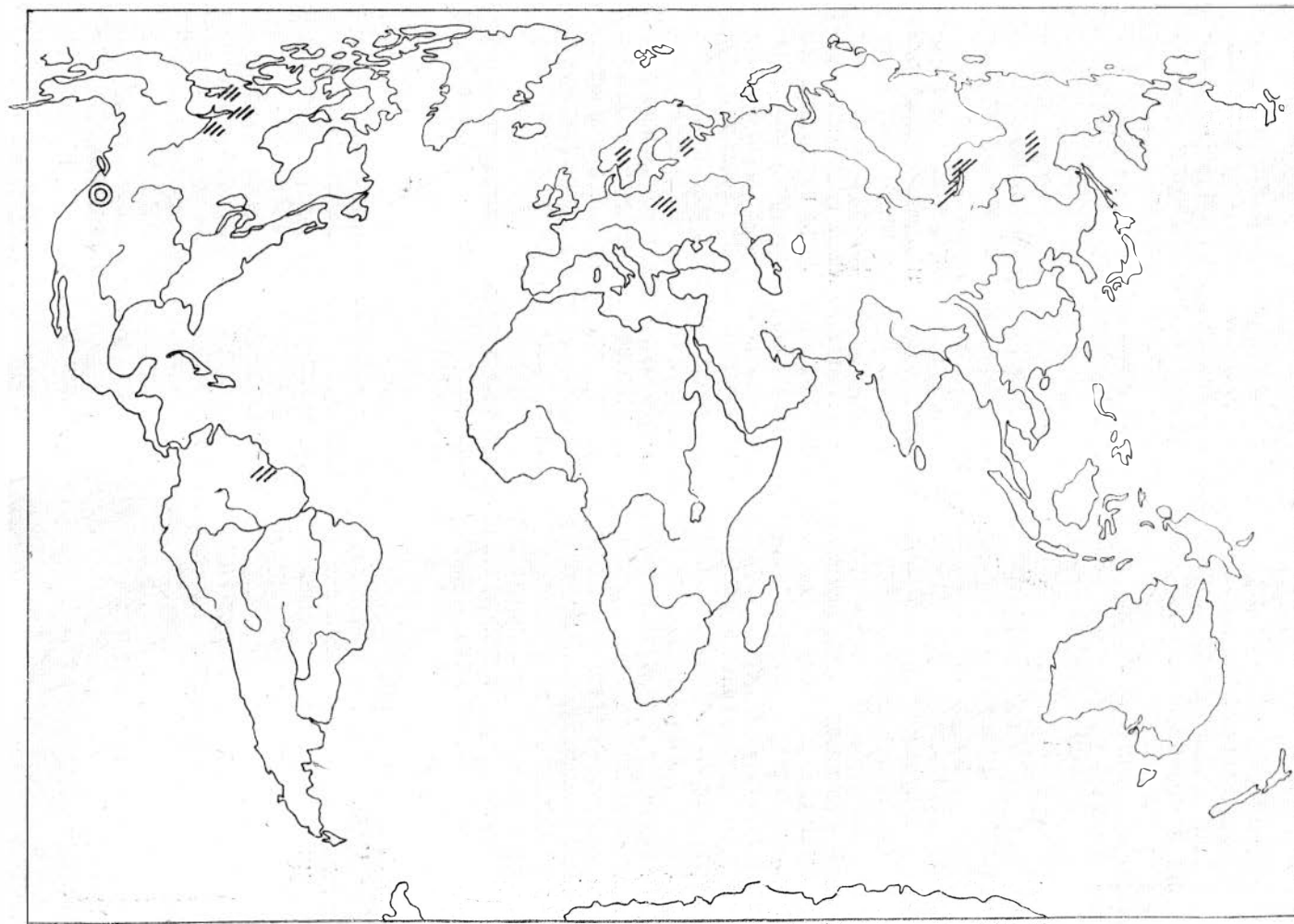


Рис. 1. Распространение красноцветных отложений в среднем протерозое (заштриховано). Двойной кружок — положение северного полюса в первую половину протерозоя, по М. Г. Горбунову и Г. А. Пospelовой (1966).

растны. Соответственно, в отличие от других исследователей, вулканогенные и залегающие среди них терригенные породы Аkitканского хребта они обособляют в качестве домугдинской свиты, выше которой помещают вулканогенно-терригенные толщи чайской свиты. Вулканогенные же породы и фациально замещающие их терригенные отложения Байкальского хребта эти исследователи выделяют под названием хибеленской свиты.

Несмотря на некоторые расхождения во взглядах на проблему расчленения акитканской серии, все исследователи единодушно считают, что в южной части Северо-Байкальского вулканического пояса господствуют кислые, а в северной — средние (по составу) лавы. Отмечается, что накопление терригенно-вулканогенных образований акитканской серии происходило в узком грабенообразном прогибе, который в среднем протерозое заложился в зоне краевого шва Сибирской платформы. В целом же эти отложения размещались у подножий горных поднятий, возникших в заключительные стадии нижнепротерозойской геосинклинали (Бухаров, 1969; Мац и др., 1967).

В восточной и юго-восточной частях Сибирской платформы среднепротерозойские красноцветные отложения объединяются в **уанскую серию**, занимающую в юго-восточной части Алданского щита значительные территории в бассейнах рек Учур и Май. В составе серии господствуют красноцветные вулканогенно-осадочные толщи, которые выполняют Улканский и Билякчанский прогибы, приуроченные к окраинной части Сибирской платформы. Благодаря исследованиям В. Р. Алексеева, Ю. Н. Гамалея, В. Е. Забродина и многих других геологов разработано детальное расчленение этой серии на следующие свиты (снизу вверх): топориканскую, улкачанскую, элгэтэйскую, бириндинскую и конкулинскую (бириндинская, исключая нижнюю пачку, и конкулинская свиты относятся к верхнему протерозою, поэтому описание их будет приведено при характеристике разрезов верхнего протерозоя). Среднепротерозойский возраст большей части уанской серии основывается на данных определения абсолютного возраста кварцевых порфиров элгэтэйской свиты. Имеются два определения: одно, данное Н. И. Полевой, указывает на цифру в 1615 млн. лет, другое — А. И. Тугариновым, на 1840 млн. лет (Тугаринов и др., 1965).

Топориканская свита известна в обоих прогибах; наиболее полностью разрезы представлены в центре и на севере Улканского прогиба, где она трансгрессивно залегает на архейском складчатом фундаменте (Алексеев и др., 1962; Гамалея и др., 1963; Гамалея и др., 1967; Гамалея и др., 1969). В основании нижней части топориканской свиты залегают базальные конгломераты, обломочный материал которых представлен разнообразными вулканогенными породами и песчаниками. Вверх по разрезу конгломераты сменяются темно-зелеными мелкокристаллическими порфиритами, образующими систему четких покровов, чередующихся с разномерными кварцевыми, преимущественно серыми песчаниками. Максимальная мощность пачки около 195 м.

К средней пачке топориканской свиты относятся главным образом красноцветные терригенные породы, среди которых преобладают разномерные кварцевые песчаники. Мощность этой части разреза топориканской свиты 75—90 м. Верхняя пачка представлена андезитовыми порфиритами и фельзитами, переслаивающимися с кварцевыми разномерными песчаниками вишневыми, желтыми и белыми. Мощность верхней пачки 170 м.

Вышележащая улкачанская свита широко распространена в северной части Улканского прогиба (Гамалея и др., 1967). Она залегает на топориканской свите или непосредственно на кристаллическом фундаменте. В строении этой свиты господствуют разнообразные излившиеся породы: преимущественно трахиандезиты, андезиты, андезиты-

вые порфириты и трахиты, отчасти также трахиандезитовые базальты. Излившиеся породы переслаиваются с туфами, туфовыми песчаниками, туфовыми конгломератами и полимиктовыми, аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Мощность улкачанской свиты весьма изменчива и варьирует в пределах 200—400 м.

Элгэтэйская свита может быть отнесена к типичным представителям красноцветных вулканогенно-осадочных ассоциаций. В ее строении участвуют кислые вулканогенные образования и красноцветные терригенные породы. Свита широко распространена и в Улканском, и в Билякчанском прогибах. Она трансгрессивно залегает на отложениях топориканской и улкачанской свит и на метаморфических породах фундамента платформы (Гамалея и др., 1963). В северной части Улканского прогиба мощность элгэтэйской свиты 1850 м, в южной — 4000 м.

В целом вулканогенно-терригенные красноцветные породы, принадлежащие топориканской, улкачанской и элгэтэйской свитам, формировались в узких грабенообразных прогибах, располагавшихся вдоль протяженного (сотни километров) глубинного разлома (Гамалея и др., 1967; Гамалея, 1968).

Размеры Улканского прогиба составляют 50×200 км, Билякчанского — 15×200 км. Оба прогиба ограничены разломами только с одного, внешнего по отношению к платформе борта, в то время как внутренний борт относительно пологий. Предполагается, что осадконакоплением, создавшим отложения названных выше свит, началось формирование чехла Сибирской платформы. По данным абсолютной геохронологии, это событие произошло на рубеже 1700—1800 млн. лет.

Русская платформа

В состав древнейших образований осадочного чехла Русской платформы входит **овручская серия**, выполняющая Овручскую грабен-синклинали, расположенную в северо-западной части Украинского щита. Она представлена эффузивами и преимущественно красноцветными терригенными породами, залегающими на размытой поверхности рапакивиподобных гранитоидов коростенского комплекса (Дранник, Богацкая, 1967; Дранник, 1972).

Отложения овручской серии расчленяются на две свиты: нижнюю — эффузивно-осадочную, збраньковскую и верхнюю — осадочную, толкачевскую. По данным А. С. Дранника и И. В. Богацкой (1967), в южной части грабен-синклинали основание разреза збраньковской свиты сложено конгломератами, осадочными брекчиями и бурыми, зеленовато-серыми и серыми гравелитовыми песчаниками, образующими базальный горизонт непостоянной мощности (5—40 м). В западной части грабена в основании свиты наблюдается покров диабазовых порфиритов, достигающий 42 м (Дранник, 1972). Он лежит на неровной поверхности гранита. Выше базального горизонта в одних районах и над диабазовыми порфиритами в других располагается покров кварцевых порфиров вишнево-, буровато-красной и реже зеленовато-серой окраски. Максимальная мощность этого покрова 35 м. Кварцевые порфиры вверх по разрезу сменяются покровом диабаз (80 м), расчлененного маломощными прослоями кварцевых песчаников. Далее вверх по разрезу следуют кварцевые песчаники буровато-серого и серого цвета, переслаивающиеся с туфитами и туфами. Мощность этой части разреза 7—22 м. Песчаники перекрываются серией эффузивных пород, представленных измененными порфиритами, трахиандезитами и ортофирами, максимальная мощность которых 70 м. Общая же мощность збраньковской свиты в максимальной оценке А. С. Дранника (1972) составляет 307 м. Вышележащая толкачевская свита представлена малиново-красными, розовыми и серовато-розовыми кварцитовид-

ными песчаниками и кварцитами, содержащими маломощные прослои пироксилитовых и серицитовых сланцев. В южной части отложения толкачевской свиты выклиниваются, а в северной достигают мощности 1000 м. По А. С. Драннику и И. В. Богацкой, возраст овручской свиты верхнепротерозойский. Однако эти же отложения Л. И. Салоп (1973) на основании определения абсолютного возраста диабазов збраньковской свиты, для которых он приводил цифры 1690—1700 млн. лет, считает возможным относить к среднему протерозою.

Ятулийские отложения Карелии выполняют разобщенные структуры в пределах пенепленизированного массива восточного склона Балтийского щита, сложенного главным образом гранитоидами. В строении ятулия принимает участие сложный комплекс вулканогенно-осадочных образований, имеющих четкое трехчленное строение (Галдобина, 1966; Негруца В. З., 1963; Негруца В. З., Негруца Т. Ф., 1965; Светов, 1972; Соколов, 1972; Соколов, Светов, 1967; Харитонов, 1966; Хейсканен, 1964; и др.). В северной части Карелии ятулий известен под названием сегозерской, в южной — онежской серий. Осадочные породы этих серий образуют три толщи, разделенные покровами излившихся преимущественно основных пород. В сегозерской серии осадочные породы представлены преимущественно терригенными разновидностями, среди которых немалая роль принадлежит красноцветам. В составе же онежской серии господствующее значение имеют уже не терригенные, а карбонатные сероцветные породы.

В обобщенном виде разрез ятулия (сегозерская серия) может быть представлен следующим образом (Галдобина, 1966; Негруца В. З., 1963). На неровной поверхности архейских и нижнепротерозойских пород с корой выветривания в основании залегают нижнеятулийские осадочно-вулканогенные породы. Нижняя часть их разреза сложена конгломератами, в том числе кварцевыми, кварцитами и разнозернистыми песчаниками, включающими прослои алевролитов и сланцев. В этой части разреза в красные тона окрашены преимущественно тонкозернистые породы, а также нередко и цементирующий материал конгломератов. В составе цемента иногда до 20% материала приходится на окислы железа (Чернов, 1960). Мощность осадочных пород 150—900 м. Верхняя часть разреза нижнего ятулия образована вулканогенными породами, главным образом диабазами и мандельштейнами. В одних районах среди эффузивных пород основного состава наблюдаются горизонты кварцевых порфиров и кератофиров, в других — значительную роль играют разнообразные туфогенные породы (Негруца В. З., 1963). Общая мощность вулканогенных пород меняется в широких пределах — от 40 до 600 м.

Среднеятулийские осадочно-вулканогенные образования ложатся на неровную поверхность вулканогенных пород нижнего ятулия. Осадочная часть разреза среднего ятулия состоит из конгломератов, кварцитов и разнозернистых песчаников, переслаивающихся со сланцами и алевролитами. Среди осадочных пород изредка наблюдаются прослои туфов и туффитов. Красноцветные отложения в этой части разреза принадлежат преимущественно тонкообломочным разновидностям терригенных пород. Мощность осадочных пород варьирует в широких пределах, в одних районах она составляет первые десятки метров, в других сотни, а максимальные ее значения оцениваются в 1500 м. Перекрывающие их вулканогенные породы, главным образом основного состава, имеют мощность 100—300 м.

Верхнеятулийские осадочно-вулканогенные породы отделены от среднеятулийских стратиграфическим перерывом. Осадочные породы верхнего ятулия имеют преимущественно красную окраску, они представлены конгломератами, кварцито-песчаниками, алевролитами и сланцами. Венчается же разрез осадочной толщи верхнего ятулия извест-

няками и доломитами. Мощность осадочных пород 300—400 м. Выше следует мощная толща основных эффузивов.

Карельские геологи считают, что осадочные породы ятулия главным образом — континентальные образования. Накопление их происходило в мелких реках, потоках и небольших водоемах.

В структурном отношении ятулийские отложения принадлежат пологим мульдам, нередко переходящим в узкие синклинальные и моноклинальные складки, а также грабен-синклиналям и другим более мелким структурам, приуроченным к краевым тектоническим швам.

К среднему протерозою на Балтийском щите может быть отнесена и **субиотнийская серия** на территории Центральной Швеции. Согласно данным С. Хельмквиста (Hjelmqvist, 1958), эта серия разделяется на нижнюю и верхнюю свиты Дала. Нижняя свита, залегающая на неровной поверхности метаморфических и изверженных пород свекофенского комплекса, представлена кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами, чередующимися с красновато-бурыми аркозовыми песчаниками, кварцитами и конгломератами. К верхней свите Дала относятся порфиры, андезиты, порфириты и разнообразные туфовые и осадочные породы, хорошо известные в литературе под названием Дигерберг. Среди пород Дигерберг, большинство которых окрашено в красновато-бурые тона, отмечают туфы, агломераты, песчаники и конгломераты. Общая мощность субиотнийской серии достигает нескольких сотен метров. В обобщающей сводке по докембрию Л. И. Салоп (1973) приводит разнообразные данные, свидетельствующие о том, что отложения субиотнийской серии отлагались после карельского диастрофизма в интервале 1700—1900 млн. лет.

Северо-Американская платформа

На Северо-Американской платформе среднепротерозойские формации распространены в пределах Канадского щита.

Серия Мартин сосредоточена в районе оз. Атабаска. Красноцветные терригенные и вулканогенные породы серии несогласно залегают на гнейсах и гранитах предположительно архейского возраста. По данным канадских геологов (Fraser e. a., 1970, Donaldson, 1965, 1967), серия Мартин характеризуется следующим строением.

В основании залегают базальные конгломераты, состоящие из неокатанных обломков, преимущественно гнейсов и гранитов, сцементированных песчаным и алевролитовым материалом аркозового состава. Базальные конгломераты сменяются породами, известными под названием нижние аркозы. Эта часть разреза представлена красноватыми аркозовыми песчаниками с характерной косой слоистостью и обильными волноприбойными знаками на поверхностях напластования. Цементируются песчаники главным образом окислами железа, на долю же карбонатного цемента приходится не более 5%. Следующая часть разреза серии Мартин сложена разнообразными вулканогенными породами, варьирующими по составу от базальтов до андезитов. Выше вулканогенных пород следуют верхние аркозы и алевролиты. В разрезе преобладают красноватые аркозовые песчаники, в обломочном материале которых присутствуют вулканогенные породы. В нижней части разреза песчаники чередуются с маломощными прослоями конгломератов, а в верхней — с алевролитами. Цемент в песчаниках и алевролитах состоит главным образом из гидроокислов железа. Общая мощность серии Мартин 3950 м. Отложения серии накапливались в седиментационном бассейне тектонического происхождения; края бассейна ограничены разломами (Fraser e. a., 1970). По радиометрическим данным, формирование серии Мартин происходило в интервале 1830—1650 млн. лет.

Серия Дабаунт так же, как и серия Мартин, развита в пределах Канадского щита. Породы этой серии распространяются к северу и северо-востоку от оз. Атабаска. В целом отложения серии Дабаунт занимают обширную территорию, более 4800 кв. км, в районе озер Дабаунт и Бейкер. Они несогласно ложатся на архейские гнейсы и ассоциирующие с ними породы. Дж. Дональдсон (Donaldson, 1965) в составе серии выделяет ряд подразделений. Самое нижнее из них Ченнел состоит из конгломератов, обломочный материал которых представлен низележащими породами, сцементированными песчаным пурпурным и красным материалом. Конгломераты содержат многочисленные прослои и линзы красноцветных галечных и разнотернистых песчаников, на долю которых приходится до 10% разреза. Общая мощность подразделения Ченнел превышает 1520 м.

Вышеележащие образования подразделения Кезен связаны постепенными переходами с подстилающими породами. В этом подразделении преобладают красновато-бурые, красновато-коричневые и розовые полевошпатовые песчанники; на них приходится до 30% разреза. Это хорошо сортированные, от мелко- до среднетернистых породы, нередко косослоистые. Среди песчанников, главным образом в верхних частях разреза, появляются прослои красновато-бурых алевролитов и аргиллитов. Мощность около 3650 м.

Образованию следующей части разреза, принадлежащей подразделению Христофер-Айленд, предшествует значительный период эрозии, вследствие чего породы залегают на размывтой поверхности подстилающих отложений. Подразделение Христофер-Айленд представлено андезитами, трахитами, латитами, редко липаритами, а также пурпурными и красно-бурыми туфовыми песчанниками и агломератами, включающими горизонты бомб и лапилли. Вулканогенные породы окрашены преимущественно в красные тона. Для них характерны порфировая структура и зернистое строение. По Дональдсону, начальные вулканические извержения сопровождались пирокластическими выбросами. Туфовые песчанники и агломераты в ряде случаев принадлежат типичным лахарам. Последующие лавовые излияния также неоднократно прерывались многочисленными пирокластическими извержениями. Мощность не превышает 60 м.

Далее следует подразделение Питц, в строении которого участвуют пурпурные и красные кварцевые порфиры, включающие прослои и линзы красноцветных песчанников, составляющих не менее 10% разреза. Мощность этого подразделения оценивается Дональдсоном в 60 м.

Разрез серии Дабаунт венчается терригенными породами Тилон, состоящими из песчанников, реже конгломератов и коричневых, розовых и светло-серых алевролитов. Подразделение Тилон прорвано дайками диабазов, мощность его достигает 120 м.

Осадочные породы серии Дабаунт образовались в обширном замкнутом седиментационном бассейне, преимущественно в континентальной обстановке. Возраст серии Дабаунт, по Дональдсону (Donaldson, 1965), среднепротерозойский.

Серия Ейю-Бей располагается на восточной окраине Большого Медвежьего озера в пределах Канадского щита. Отложения серии несогласно залегают на гнейсах и гранитах архея. Ей принадлежат красноцветные терригенные и вулканогенные породы (Fraser e. a., 1970). Терригенные породы сосредоточены в нижней части серии, они представлены аркозовыми песчанниками, конгломератами и аргиллитами. Вулканогенные породы приурочены главным образом к верхам серии; среди них отмечены андезиты и дациты. Мощность серии 1300 м. В возрастном отношении она, по всей вероятности, является аналогом серии Дабаунт. Отложения серии Ейю-Бей образовались в замкнутых бассейнах, ограниченных разломами.

Южно-Американская платформа

В центральных и западных районах Гвианского щита красноцветные образования принимают участие в строении серии Рораима (Очерки..., 1959; Берзин, 1976). Это комплекс континентальных отложений, включающих кварцитовидные и другие разновидности песчаников и кварциты розовых, желтых и белых тонов. Подчиненную роль играют красные, зеленые и черные глинистые сланцы и гораздо реже яшмы и кислые туфы. В основании разреза серии Рораима нередко наблюдаются базальные конгломераты, а отдельные их прослои встречаются по всему разрезу. В Гайане эта серия обнаруживает четкое трехчленное строение. Нижняя часть разреза представлена конгломератами, средняя — тонкозернистыми хорошо слоистыми песчаниками, включающими прослои кремнистых пород, и верхняя — массивными хорошо сортированными песчаниками преимущественно кварцевого состава и тонкозернистыми кварцитами. В целом эти отложения характеризуются практически горизонтальным залеганием, максимальная их мощность 2000—2400 м. По радиометрическим данным, породы серии формировались в пределах 1695—2000 млн. лет.

Заканчивая краткую характеристику среднепротерозойских красноцветных отложений, следует обратить внимание на некоторые их особенности.

Во-первых, выявленные для ряда наиболее типичных регионов их распространения среднепротерозойские красноцветные отложения обладают большими мощностями и, как правило, постоянно сопровождаются вулканогенными породами. Более того, пока нам неизвестны более или менее мощные толщи среднепротерозойских осадочных красноцветных образований, лишенные вулканогенных пород. В красноцветных разрезах этого времени вулканогенным породам принадлежит даже господствующая роль.

Во-вторых, среди вулканогенных пород среднепротерозойских красноцветных толщ преобладают кислые и средние лавы. Что же касается базальных излияний, то они встречаются сравнительно редко. Среди вулканогенных пород наряду с лавами наблюдаются более или менее многочисленные прослои туфов и туффигов, иногда достигающие сравнительно большой мощности. В целом же вулканогенно-осадочные красноцветные образования среднего протерозоя должны быть отнесены к андезит-липаритовым, базальт-андезит-липаритовым и реже базальт-липаритовым красноцветным формациям.

Наконец, в-третьих, нельзя не обратить внимание на сосредоточение среднепротерозойских красноцветных формаций в пределах северного полушария планеты и на почти полное отсутствие их на южных материках.

Верхний протерозой

Красноцветные осадочные, несопоставимо реже осадочно-вулканогенные верхнепротерозойские (рифейские) образования повсеместно присутствуют в осадочном чехле древних платформ северного и южного полушарий Земли (рис. 2). По радиометрическим данным, формирование этих отложений длилось от 1650 до 570 млн. лет (Келлер, 1966; 1973; Келлер, Семихатов, 1968).

Отложения верхнего протерозоя, с которыми связаны красноцветные толщи, в разнородных структурных областях выделяются под разными названиями и относятся к различным геохронологическим интервалам. Все они лежат ниже фаунистически охарактеризованного кембрия, который определяет их общую верхнюю стратиграфическую границу, но нижняя их граница лежит на неодинаковых стратиграфических

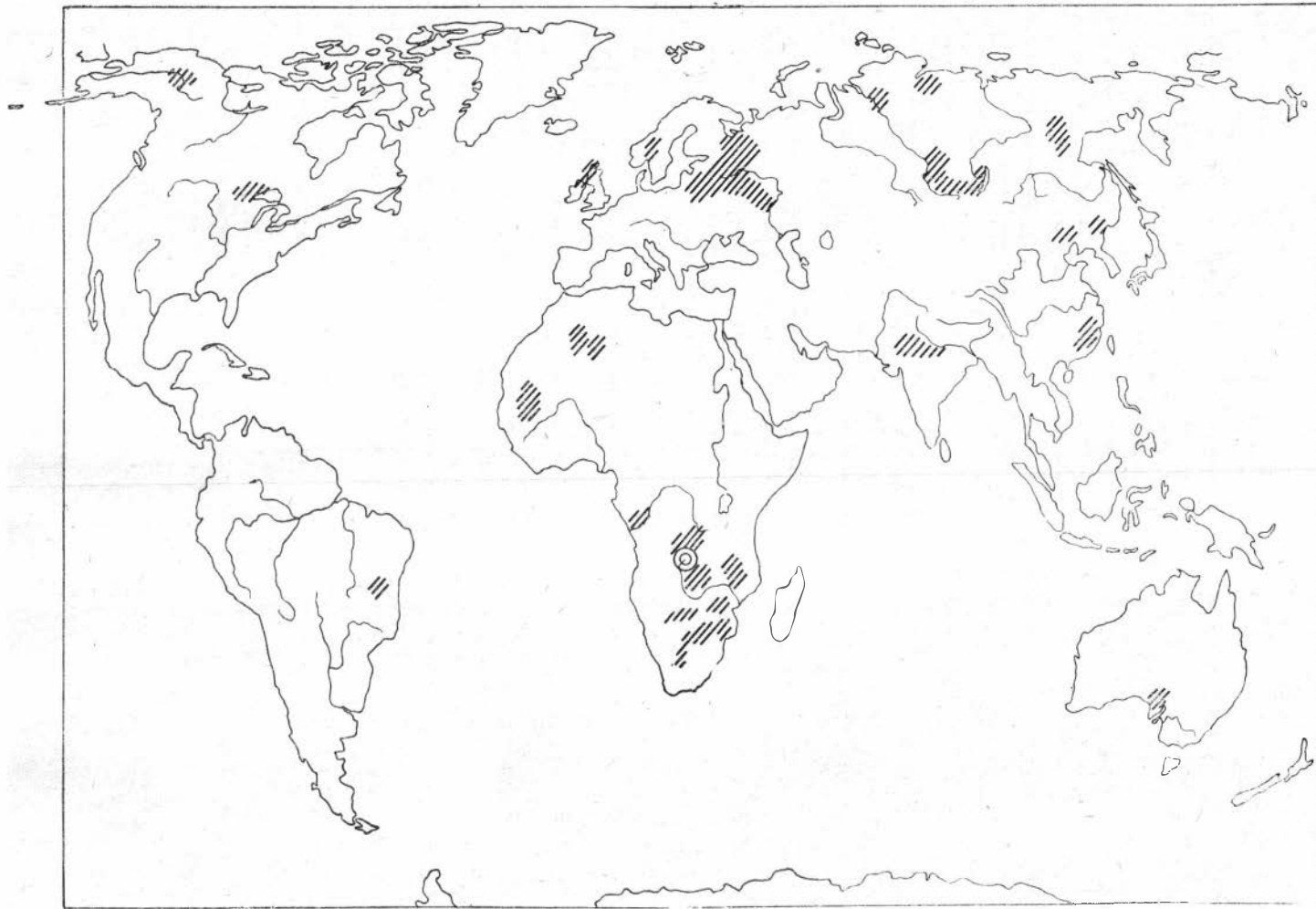


Рис. 2. Распространение красноватых отложений в верхнем протерозое (заштриховано). Двойной кружок — положение южного полюса во вторую половину протерозоя, по М. Г. Горбунову и Г. А. Пospelовой (1966).

уровнях. В Советском Союзе они выделяются под названием рифейской группы, в Скандинавии — именуются докембрием, в Северной Америке и Англии — альгонком, в Индии — виндием, в Китае — синием и т. д. Об одинаковом стратиграфическом положении верхнепротерозойских красноцветных отложений в различных районах мира можно говорить только в самом общем плане, поскольку они приурочиваются преимущественно ко второй половине этого хронологического интервала.

Сибирская платформа

Верхнепротерозойские области красноцветной седиментации на Сибирской платформе были весьма обширными. На ранних этапах верхнего протерозоя накопление красноцветных отложений, сопровождавшихся вулканической деятельностью, происходило преимущественно на окраинах платформы, а на поздних — площади осадочного красноцветного породообразования распространялись почти на всю ее территорию.

Наиболее древние верхнепротерозойские красноцветные отложения сосредоточены в юго-восточной части Сибирской платформы. По сравнению со средним протерозоем площади красноцветного осадконакопления в этой части платформы в верхнем протерозое заметно расширились, что было связано с перерождением среднепротерозойских грабеноподобных прогибов в асимметричные мульдообразные впадины, которые развивались уже как типичные внутриплатформенные структуры (Гамалея и др., 1963; Гамалея, 1968).

Красноцветные породы слагают здесь верхнюю часть разреза уянской серии (бириндинская и конкулинская свиты).

Бириндинская свита объединяет характерный комплекс красноцветных терригенных пород, включающих покровы основных и щелочных излившихся пород и маломощные линзы туфов и туфовых песчаников. Отложения, принадлежащие этой свите, с угловым несогласием залегают на архейском кристаллическом фундаменте или на различных горизонтах среднего протерозоя. Типовой разрез бириндинской свиты Е. В. Забродин (1966) описал на междуречье Учура, Биринди и Улкана. Здесь он выделил три подсвиты. Нижняя представлена розовыми, лиловато-серыми и серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами; ее мощность достигает 200 м. К средней подсвите относятся покровы диабазов и трахиандезитов, чередующиеся с красными, лиловыми и розовыми аркозовыми песчаниками и редкими прослоями литокристаллических туфов и туфовых песчаников. Мощность подсвиты 60—210 м. Верхняя подсвита полностью лишена вулканогенных пород и сложена однообразным разрезом красных, розовых и светло-лиловых аркозовых песчаников; мощность ее 120—200 м; на поднятии эта часть разреза отсутствует.

Вышележащая конкулинская свита, так же как и верхняя подсвита бириндинской свиты, представлена исключительно терригенными, в большинстве случаев красноцветными породами. Она состоит из розовых, лиловых и белых полевошпато-кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность свиты весьма изменчива и колеблется от первых десятков до 500—600 м.

Еще выше в разрезе располагаются красноцветные отложения верхнего протерозоя, принадлежащие гонамской свите, отделенной перерывом от уянской серии или несогласно залегающей на архейском кристаллическом фундаменте (Нужнов, 1967; Язков и др., 1968).

В северных районах Учуро-Майского прогиба свита сложена монотонным разрезом кирпично-красных, красно-бурых и розовато-серых кварц-полевошпатовых и аркозовых песчаников. Песчаники слоистые, толстоплитчатые, средне- и крупнозернистые. В основании разреза пес-

чаников наблюдаются гравелиты. В южных районах хорошо обособляется базальная часть свиты, представленная мелкогалечными конгломератами и гравелитами, цементирующий материал которых состоит из вишнево-красных песчаников. В строении основной части свиты принимают участие красноцветные кварц-полевошпатовые и аркозовые песчаники, включающие прослои алевролитов, реже доломитов. В составе алевролитов верхней части разреза свиты много тонкодисперсного гематита (от 12 до 18%). К алевролитам приурочены также пласты гематитовых железных руд (Перваго, 1966). Мощность гонамской свиты 80—300 м.

На севере и северо-западе Сибирской платформы верхнепротерозойские красноцветные отложения подчинены мукунской серии, а также губинской и излучинской свитам. Мукунская нижнерифейская серия широко распространена на севере Сибирской платформы в обрамлении Анабарского поднятия, где она образует мощный комплекс преимущественно красноцветных пород, залегающих на неровной поверхности архейских кристаллических пород. Типичные разрезы этой серии в западной части поднятия включают ильинскую, бурдурскую и лабазтахскую свиты (Ткаченко и др., 1957; Злобин, Голованов, 1970; Злобин, Кабаньков, 1970).

Ильинская свита обнаруживает двучленное строение. Нижняя часть ее разреза сложена преимущественно кварцевыми песчаниками, в основании которых на отдельных участках обособляются горизонты конгломератобрекчий и брекчий, а в кровле — основные лавы. Базальные конгломераты и брекчий тяготеют к понижениям древнего рельефа; их мощность не превышает 0,3 м. Это бурые и темно-бурые породы, образующие маломощные линзы, состоящие из окатанных, полуокатанных и угловатых обломков, сцементированных кварцем, каолинитом, гидрослюдой и гидроокислами железа; последние не только присутствуют в виде железистых рубашек на обломках и зернах, но и образуют неправильной формы скопления, сложенные гематитом. Характерен состав обломочного и цементирующего материала, образующего эти породы, — это не только разнообразные архейские породы, но и перемытые и переотложенные остатки образовавшейся на них древней коры выветривания. Песчаники низов ильинской свиты нередко темно-бурые и почти лиловые, гравелитовые и гравелитистые, повышенной железистости, состоят из кварца и кварцево-каолинитового материала. В целом же в разрезе преобладают розовые, бледно-розовые, розовато-серые и темно-бурые мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники с гидрослюдисто- и полевошпато-кварцевым цементом. Эффузивные породы, венчающие разрез нижней части ильинской свиты, встречаются только в понижениях древнего рельефа, где их мощность не превышает 3—4 м. Это сильно измененные основные породы. Общая мощность нижней части разреза ильинской свиты 70—80 м.

Верхняя часть разреза, с размывом залегающая на разных горизонтах нижней части ильинской свиты, представлена главным образом розовыми и розовато-бурыми гравелитовыми косослоистыми, реже просто слоистыми песчаниками, содержащими редкую гальку и линзы конгломератов. Цементирующий материал песчаников в большинстве случаев представлен регенерационным кварцем с небольшой примесью каолинита, гидрослюды и гидроокислов железа. Песчаники в средней части разреза включают маломощные (не более 5 см) прослои темно-бурых слюдисто-кварцевых алевролитов с железистым цементом. Мощность верхней части разреза ильинской свиты 155—160 м.

Бурдурская свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками, включающими гравелиты и конгломерато-брекчий, линзовидно залегающие в средней части разреза. Песчаники имеют в основном кварцевый состав, но в отличие от аналогичных пород ильин-

ской свиты обломочный материал в них хорошо окатан и сортирован. И. Н. Злобин и В. Я. Кабаньков (1970) выделяют среди песчаников бурдурской свиты ряд разновидностей.

Кварцевые гравелитистые песчаники с кварцевым и гидрослюдисто-кварцевым цементом в основном приурочены к средней части разреза свиты. Это розовые и коричневато-розовые косослоистые разномзернистые породы. Кварцевые песчаники розовые, бледно-розовые, оранжевые, бурые и темно-бурые, мелко- и среднезернистые с кварцевым и гидрослюдисто-кварцевым цементом. На их долю приходится большая часть разреза бурдурской свиты. Особый интерес для нас представляют описанные названными исследователями кварцевые песчаники с базальным железистым цементом. Они образуют маломощные прослои в верхней части разреза свиты. Песчаники темно-бурые, слоистые, мелко- и среднезернистые, состоящие из зерен кварца, сцементированных гематитом; последний составляет 25—30% объема пород. В разрезе бурдурской свиты, кроме того, установлены розовые, оранжевые и коричневато-бурые алевролиты, не отличающиеся по составу от кварцевых песчаников. Алевролиты наблюдаются в виде маломощных прослоев среди тонкозернистых песчаников. Мощность бурдурской свиты 205—220 м.

Завершающая разрез мукунской серии лабазтахская свита имеет четкое двучленное строение. Нижняя часть ее разреза представлена полевошпато- и кремнисто-кварцевыми песчаниками, окрашенными в желтовато-серые, коричневато-бурые, серые и бледно-розовые тона. Песчаники разномзернистые, слоистые и косослоистые, с полевошпато-гидрослюдисто-кварцевым, кварцевым и каолинито-гидрослюдистым цементирующим материалом. Верхняя часть разреза свиты складывается гравелитовыми песчаниками и подчиненными им гравелитами и конгломератами, сменяющимися гравелитистыми и полевошпато-кварцевыми разномзернистыми песчаниками, включающими маломощные, преимущественно линзовидные прослои тонкозернистых песчаников и алевролитов с железистым цементом. Цвет пород бледно-розовый, темно-бурый, светло- и зеленоватосерый. Мощность лабазтахской свиты 175 м.

На северо-западе Сибирской платформы в Игарском районе верхнепротерозойские красноцветные отложения принимают участие в строении излучинской и губинской свит, разобщенных карбонатными породами чернореченской свиты (Савицкий и др., 1967). Губинская свита сложена красноцветными бескарбонатными терригенными породами, гравелитами, разномзернистыми песчаниками и алевролитами, в отдельных участках также основными эффузивами. Мощность 1300—1500 м.

Излучинская свита объединяет красноцветные гравелиты, мелкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и маломощные очень редкие прослои глинистых известняков. Мощность свиты 790—840 м.

На юго-западе Сибирской платформы имеются две существенно неодинаковые группы верхнепротерозойских красноцветных отложений (Анатольева, 1972). Первой группе принадлежат разрезы преимущественно терригенно-карбонатных отложений Присяня, второй — енисейско-ангарские терригенные толщи.

В разрезах Присяня в терригенных толщах постоянно встречаются карбонатные породы — весь этот комплекс пород широко известен под названием карагасской и оселочной свит. Карагасская свита в большинстве районов имеет четкое трехчленное строение. Нижняя часть ее образована преимущественно терригенными красноцветными породами, к основанию разреза которых тяготеют лежащие на разновозрастных древних толщах базальные конгломераты полимиктового состава. Здесь преобладают полимиктовые и аркозовые песчаники,

которым подчинены алевролиты, аргиллиты и редкие прослои доломитов. Средняя часть разреза свиты характеризуется более пестрым составом; она представлена чередованием пестроцветных, в том числе красноцветных, очень плотных сливных песчаников и алевролитов, а также окремненных доломитов. Верхняя часть карагасской свиты сложена сероцветными песчаниками и алевролитами. Общая мощность свиты в восточных районах Присаянья 900—1200 м, на западе она достигает 2300 м. Во всех трех частях разреза карагасской свиты наблюдаются разнообразные фосфатопоявления, приуроченные главным образом к доломитам.

Вышележащая оселочная свита четко распадается на две подсвиты: нижнюю — удинскую сероцветно-зеленоцветную терригенно-карбонатную подсвиту и верхнюю — айсинскую красноцветную терригенную. Удинская подсвита представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями черных битуминозных известняков и серых доломитов. В основании подсвиты выделяется так называемая ипситская толща, в которой отмечены фосфатные проявления. Айсинская подсвита образована чередованием красноцветных тонко- и среднезернистых алевролитов и аргиллитов. Наибольшая мощность подсвиты в западных районах Присаянья 3000 м, на востоке 1200 м.

Красноцветные отложения енисейско-ангарских разрезов прослеживаются в меридиональном направлении вдоль южного выступа Енисейского кряжа, к востоку от него и наблюдаются в бассейнах рек Топол и Мурма. Их распространение резко расширяется в Приангарье. Ряд глубоких скважин, пробуренных в области юго-восточного погружения Енисейского кряжа, вскрывают почти полный разрез красноцветных отложений в районе г. Канска.

Енисейско-ангарские красноцветные терригенные породы принадлежат тасеевской серии. От подстилающих карбонатно-сланцевых толщ нижнего и среднего рифея они отделены регионально прослеживающимся угловым несогласием. Что касается карбонатно-сульфатных и соленосных отложений нижнего кембрия, то с ними они связаны постепенными переходами. Среди красноцветных бескарбонатных терригенных пород распространены конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, к которым приурочены сингенетичные линзы, лепешки и прослои гематита. Красноцветные отложения тасеевской серии относятся к континентальным образованиям, накапливавшимся в области обширных предгорных равнин, пересеченных временными водотоками и реками с блуждающими руслами. На территории этих равнин располагались также более или менее обширные эфемерные озерные водоемы. Мощность тасеевской серии 250—2000 м (Анатольева, 1972).

Русская платформа

В последние годы появилось много публикаций по рифейским отложениям Русской платформы, где приводятся разнообразные сведения по составу, строению, палеогеографии и тектонике красноцветных отложений, составляющих основную часть рифейских разрезов. Поскольку все эти сведения, не нашедшие отражения в наших предыдущих работах, имеют большое значение для решения поставленных здесь вопросов, мы вынуждены дать их в более полном объеме по сравнению с обобщенными материалами, приводимыми по другим районам.

Докембрийские отложения осадочного чехла Русской платформы четко распадаются на два комплекса, существенно отличающиеся друг от друга по вещественному составу, структурному положению, а так-

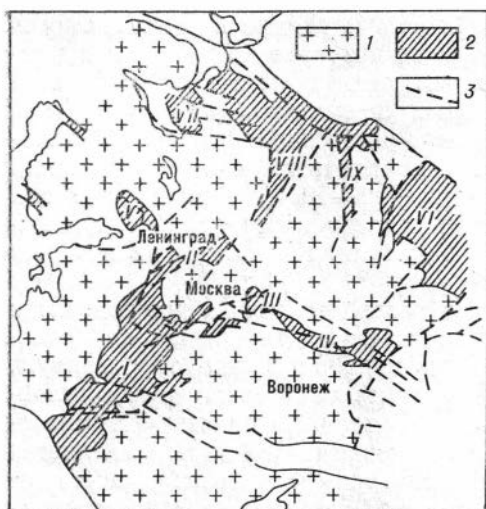


Рис. 3. Распространение рифейских отложений на Русской платформе, по данным А. А. Клевцовой (1976) с упрощениями.

1 — складчатый фундамент платформы; 2 — рифейские, преимущественно красноцветные отложения; 3 — главные разломы. Главные тектонические структуры: I — Волыно-Оршанский прогиб; II — Валдайский грабен; III — Московский грабен; IV — Пачелмский прогиб; V — Ладожский грабен; VI — Камско-Уфимский прогиб; VII — Беломорский грабен; VIII — Котлас-Яренский грабен; IX — Вятский грабен.

же по стратиграфической, климатической и палеогеографической принадлежности.

Нижний комплекс, объединяющий рифейские отложения, на большей части Русской платформы представлен преимущественно красноцветными континентальными образованиями, которые формировались в узких и глубоких грабенообразных впадинах. На различных этапах рифейского времени такие впадины закладывались вдоль системы глубоких разломов, расчленяющих кристаллический фундамент платформы на отдельные блоки северо-восточного и северо-западного простирания. Некоторые из этих структур оказались настолько своеобразными, что Н. С. Шатский (1955) считал возможным выделить их в особый тип, получивший название авлакогенов.

Красноцветные отложения наблюдаются, кроме того, среди рифейских толщ в зоне опусканий Волго-Уральской области, рас-

положенной в окраинной восточной части платформы, а также в пределах Уральской геосинклинали. Там они образуют обособленные пачки в мощном комплексе преимущественно морских карбонатных пород.

Верхний комплекс, трансгрессивно залегающий в пределах грабенообразных впадин на различных стратиграфических уровнях рифейских отложений и на большей части платформы на породах архейского кристаллического фундамента, охватывает вендские прибрежно-морские и морские сероцветные толщи, спорадически включающие красноцветные континентальные образования. В отличие от рифейских вендские отложения на территории Русской платформы распространены исключительно широко. Они заполняют обширные синеклизы, принадлежащие типичным платформенным структурам.

Рифейские красноцветные толщи формировались в условиях интенсивного прогибания в различных участках Русской платформы (рис. 3). В периферических юго- и северо-западных районах платформы они наблюдаются в серии изолированных грабенов. На юго-западе платформы, в Волыно-Подольских районах, рифейские красноцветные отложения образуют полесскую серию, отложения которой заполняют Волинский грабенообразный прогиб (Шульга, Заика-Новацкий, 1974; Котык, Марковский, 1974; Яковсон, 1971). Красноцветные отложения полесской серии, залегающие на кристаллических породах фундамента платформы, представлены красновато-бурыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми разнотернистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и содержащими очень редкие прослои аргиллитов. В основании разреза полесской серии наблюдаются базальные гравийные конгломераты, прорванные пластовыми интрузиями габбро-диабазов. В наиболее прогнутых участках прогиба максимальная мощность отложений составляет 872 м, тогда как в периферических прибортовых участках мощность полесской серии 200 м; одновременно разрез утрачивает литологические различия и в целом становится однообразным. По изотопным данным,

возраст полесской серии в Волынском прогибе 1055—700 млн. лет, что отвечает самым верхам среднего и верхнему рифею (Нечаев, 1974).

В северо-западных районах платформы к рифейским отложениям некоторые исследователи относят красноцветные осадочно-вулканогенные образования, выполняющие небольшие грабены, расположенные на юго-восточном склоне Балтийского щита (Постникова, 1972б; Негруца В. З., 1973). Нами эти отложения рассмотрены выше при описании среднепротерозойского ятулийского комплекса. Если принять точку зрения исследователей (Клевцова, 1976), считающих возможным понизить границу нижнего рифея до 1900 млн. лет, то ятулийские и овручские отложения целесообразнее отнести к рифею. Однако имеющиеся материалы пока еще не дают достаточно убедительных подтверждений того, что низы рифейских отложений действительно могут быть стратиграфическими аналогами ятулийской и овручской серий (Келлер, Семихатов, 1976 а, б).

Рифейские красноцветные отложения особенно широко распространены во внутренних частях платформы в системе грабенообразных впадин, прослеживающихся от г. Орши на юго-западе до Тимана на северо-востоке. Эта система впадин включает следующие обособленные грабены: Кимрский, Оршанский, Угличский, Ярославский, Солигаличский и Котласский; она известна в литературе под названием Средне-Русского авлакогена. Отметим, что сопоставление этих грабенов с авлакогенами, если исходить из того определения, которое дал для них Н. С. Шатский (1964, с. 551—552), вряд ли оправдано. Правильнее было бы их относить к Средне-Русской зоне грабенообразных впадин. Новейшими исследованиями установлено, что кристаллический фундамент в этих грабенах испытывает закономерное ступенчатое опускание в направлении с юго-запада на северо-восток. По геофизическим данным, фундамент в грабенах залегает на следующих глубинах (м): в Оршанском — 1500—1200; в Валдайском — 3000; в Угличском — 3000; в Кесьминском — 3500, в Солигаличском — 4000—4500; в Котласском — 5000—6000 (Валеев и др., 1969; Петров, 1972а, б).

Разрез рифейских красноцветных отложений юго-западных районов Средне-Русской зоны впадин может быть рассмотрен на примере Оршанского грабена, тектоническое строение которого прекрасно выявлено геофизическими работами В. Г. Петрова (1972а, б). Установлено, что структура этого грабена определяется серией разломов северо-восточного направления, расчленяющих его на узкие прогибы и горсты.

Всестороннее геологическое исследование Оршанского грабена принадлежит А. С. Махначу и его ученикам, которые в серии обстоятельных работ дали полное описание рифейских и вендских отложений (Махнач, 1958; Махнач, Веретенников, 1970; Махнач и др., 1974; Махнач и др., 1976). Наиболее полный разрез рифейских отложений вскрыт Руднинской скважиной в восточной погруженной части грабена. Рифейские отложения в этом разрезе представлены исключительно красноцветными образованиями, имеющими, по нашим наблюдениям, четкое двучленное строение. Нижняя часть разреза, около 450 м, складывается преимущественно полевошпато-кварцевыми и кварцевыми разнотекстурными песчаниками как плотными, зачастую даже кварцитоподобными, так и сравнительно слабо уплотненными. Верхняя часть разреза, на долю которой приходится около 585 м, представлена практически теми же породами, что и нижняя, с той лишь разницей, что в ней сосредоточены главным образом кварцевые песчаники. Эти две части разреза разделены толщей грубых терригенных пород, в основании которых залегают базальные конгломераты.

В последнее время из состава нижней части разреза рифейских отложений Оршанского грабена обособляется шеровичская (руднинская) серия (Махнач и др., 1974; Махнач и др., 1976, Анатольева, 1972, с. 101—

102), в основании которой залегает пачка гранито-гнейсовых «развалов»; по существу не претерпевших никакой транспортировки. Эти «развалы» постепенно переходят в мелкогалечные конгломераты и гравийные плохо сортированные песчаники полимиктового и кварц-полевошпатового состава. Мощность базальной части шеровичской серии достигает 18,8 м. Вверх по разрезу она сменяется толщей грубых терригенных пород мощностью до 90, 95 м. Это гравийные и грубозернистые полимиктовые песчаники лилово- и ярко-бурой окраски, участками каолинизированные. Песчаники содержат редко рассеянные остроугольные обломки кварца и кремнистых пород. В верхней части толщи грубых терригенных пород появляются тонко- и среднезернистые песчаники, часто косо- и грубослоистые. Остальная часть разреза шеровичской серии, на долю которой приходится 150,45 м, представлена тонко- и среднезернистыми, преимущественно красновато-бурыми, реже буровато-серыми и белесоватыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, содержащими редко рассеянные остроугольные обломки кварца. Эти песчаники вверх по разрезу постепенно приобретают розовую или розовато-серую окраску, сильно уплотняются и напоминают кварциты. Среди них наблюдаются мало-мощные прослои, от 1—2 до 5—6 см, более рыхлых темно-бурых песчаников с повышенным содержанием гематита. В целом для шеровичской серии характерна частичная каолинизация песчаников. По нашим данным, мощность шеровичской серии составляет 260, 20 м, что совпадает с оценкой А. С. Махнача и др. (1976).

На основании личных материалов по Руднинской скважине создается впечатление некоторой условности выделения шеровичской серии из состава нижней части рифейских отложений. Слагающие эту серию красноцветные отложения практически не обнаруживают тех черт строения и состава, по которым они могли бы быть отделены от остальной части разреза. Еще меньше данных рассматривать красноцветные отложения этой серии как специфические субплатформенные образования, формирование которых не связано с развитием грабенообразных прогибов и авлакогенов. Попытки относить эти отложения к доиотнийскому комплексу и сопоставлять с овручской серией пока также неубедительны. Что касается нижнерифейского возраста шеровичской серии, то он остается условным, поскольку для его определения, как об этом справедливо пишут А. С. Махнач и другие (1976), к сожалению, нет ни биостратиграфических, ни радиометрических данных.

Вышележащие рифейские красноцветные отложения принципиально не отличаются от тех, которые объединяются в шеровичскую серию. Эти отложения А. С. Махнач и другие (1974, 1976) относят к белорусской (полесской) серии, отчленяя их от низов рифейского разреза, выделенного, как мы уже видели, в самостоятельное стратиграфическое подразделение. Белорусская серия расчленяется на нижнюю пинскую и верхнюю оршанскую свиты, для которых теперь доказывается средне-рифейский возраст. Что касается верхнего рифея, то, по данным А. С. Махнача с соавторами (1976), он представлен маломощной лапичской свитой, получившей распространение только на ограниченной территории в южной части Оршанского прогиба. Отсылая заинтересованных читателей к работе А. С. Махнача, где они смогут найти подробную характеристику перечисленных свит, продолжим по нашим данным описание остальной части рифейских отложений, вскрытых Руднинской скважиной. Отложения, описанные ранее (Анатолева, 1972, с. 102) под номерами 5—7 и достигающие 187,15 м мощности, очевидно, должны соответствовать пинской свите А. С. Махнача. Они завершают нижнюю часть разреза рифейских отложений и обнаруживают следующее строение. В основании свиты наблюдается толща переслаивания лиловато-бурых и ярко-коричневых кварцевых песчаников, переходящих в алевролиты, участками сильно обогащенных гематитом, и розовых, красно-

вато-розовых и желтоватых очень плотных почти сливных песчаников. Они сменяются монотонной толщей ярких красно-бурых и кирпично-красных тонко- и среднезернистых полевошпато-кварцевых и кварцевых песчаников, отдельные прослои которых характеризуются повышенным содержанием гематита. В нижней части этой толщи песчаники относительно плотные, в верхней — рыхлые, почти рассыпающиеся в песок. Завершается эта часть разреза рифейских отложений, условно относимых нами к пинской свите, красно-бурыми, кирпично-красными, тонко- и среднезернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми рыхлыми песчаниками, внешне совершенно неотличимыми от современного аллювия.

Верхняя часть разреза рифейских отложений, залегающая с видимым перерывом на нижней, очевидно, может быть отнесена к оршанской свите А. С. Махнача. Она соответствует слоям 8—11 наших прежних описаний (Анатолева, 1972, с. 102—103) и ее мощность достигает 587,85 м. В основании свиты четко обособляется толща грубых терригенных пород, содержащих базальные конгломераты. Это светло-, сиреневато-бурые и сиреневатые грубозернистые и гравийные песчаники, переходящие в конгломераты с хорошо окатанными гальками. В верхней части разреза этого базального горизонта наблюдается перебитая гематитом каолиновая кора выветривания, мощность которой достигает 5—6 см. Общая же мощность базального горизонта 18,5 м. Выше следует 65-метровая толща средне- и грубозернистых, реже тонкозернистых песчаников, сиреневато-бурых, белесых и розовато-лиловых окрасок. Она сменяется однообразной 196-метровой толщей кирпично-красных, рыхлых, рассыпающихся в песок песчаников. Верхняя часть разреза оршанской свиты, на долю которой приходится 312 м разреза, представлена характерными красновато-розовыми и розовыми массивными и плотными преимущественно кварцевыми песчаниками. Общая мощность рифейских красноцветных пород в восточной части Оршанского прогиба 1035 м.

На описании приведенного разреза мы остановились сравнительно подробно лишь потому, что он отражает некоторые характерные черты, свойственные всем рифейским красноцветным отложениям Русской платформы. Во-первых, все отложения такого типа представлены бескарбонатными терригенными породами, постоянно содержащими включения каолинита. Цементом в этих породах в большинстве случаев служит каолинистый, кремнистый, гидрослюдистый, регенерационно-кварцевый или гематитовый материал. Более того, для некоторых песчаников характерны повышенные содержания в цементе гематита. В частности, в базальном типе цементации гематит в некоторых случаях составляет до 30% объема породы. Кроме того, на плоскостях наложения песчаников нередко наблюдаются железистые корочки. Все это в целом позволяет заключить, что рифейские красноцветные отложения Оршанского прогиба характеризуются теми же чертами строения и состава, что и гематитовая красноцветная формация верхнего рифея на юго-западе Сибирской платформы (Анатолева, 1972). Несомненно, что рифейские красноцветные отложения Оршанского прогиба также принадлежат континентальным образованиям, накопление которых происходило в условиях жаркого гумидного климата.

Представления о континентальном происхождении красноцветных отложений Оршанского прогиба хорошо согласуются не только с широко известными общими построениями, но также и с материалами, приводимыми в работах А. С. Махнача и его учеников. По данным этих исследователей, отложения шервичской серии принадлежат образованиям внутриконтинентального опресненного бассейна и частично даже пролювиальным и делювиальным осадкам. Для времени накопления отложений белорусской серии эти исследователи предполагают существование мелководных морских эпиконтинентальных бассейнов. Тем не менее

указываемые в этих бассейнах отложения, свойственные прибрежным мелководным крупным заливам, опресненным лагунам, пляжевым зонам и обширным прибрежным аккумулятивным равнинам, а также сведения о неоднократном переотложении терригенного материала в областях седиментации, наряду с данными об изменении фациального состава и мощностей в направлении к краям бассейнов, обрамленным приподнятыми участками кристаллического фундамента с хорошо развитыми корами выветривания, наглядно свидетельствуют о континентальном, а не морском генезисе рифейских красноцветных отложений Оршанского прогиба.

Следующий крупный грабен, Валдайский, также выполнен рифейскими красноцветными образованиями. Здесь к низам разреза относят красноцветные кварцито-песчаники, прорванные интрузивными диабазами, для которых, по радиометрическим данным, установлен возраст в 1353 млн. лет. Эту часть красноцветного разреза обычно сопоставляют с рогачевской свитой (стратиграфический аналог шервичской серии) и относят к нижнему рифею (Постникова, 1972а; Клевцова, 1976). Выше диабазов выходит мощная (345 м) толща, которая в нижней части разреза сложена буровато-лиловыми и розовыми разномасштабными и гравелитистыми кварцевыми песчаниками, а в верхней — туфами и туффитами с возрастом 1180 млн. лет. Таким образом, эта часть разреза в Валдайском грабене может быть отнесена к среднему рифею. Верхнерифейским отложениям в этом грабене принадлежит толща терригенных красноцветных пород, достигающая 150 м мощности. Следовательно, в Валдайском грабене рифейские толщи тоже представлены исключительно красноцветными образованиями.

В рифее Солигаличского грабена также, по всей вероятности, господствуют красноцветные образования (Аксенов, 1974; Аксенов, Кирсанов, 1974). По данным Е. М. Аксенова и В. В. Кирсанова, Солигаличская скважина вскрывает в основании разреза красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники и конгломераты, достигающие 938 м мощности. Эти отложения названные исследователи отнесли к нижнему рифею и дали им наименование чухломской (яренской) свиты. Выше лежащие красноцветные разномасштабные кварц-полевошпатовые песчаники, содержащие прослои аргиллитов, они объединили в костромскую свиту верхнего рифея. Мощность костромской свиты 607 м.

По рифейским отложениям других грабенов Средне-Русской зоны грабенообразных впадин в литературе имеются только отрывочные сведения, но даже по ним можно предполагать наличие фациальных изменений, вследствие которых красноцветные отложения в крайних северо-восточных, наиболее погруженных участках, постепенно расклиниваются сероцветными толщами морского происхождения.

К юго-востоку от Средне-Русской зоны впадин располагается другой ряд грабенов также северо-восточного простирания. Наиболее полный разрез рифейских отложений для них может быть рассмотрен на примере Московского грабена. В целом этот грабен распадается на три обособленных грабенообразных прогиба, ограниченных самостоятельными системами разломов. Наиболее опущенной является восточная часть грабена, где в районе Павловского Посада устанавливается самый мощный для этой структуры разрез рифейских отложений (Островский, 1969; Постникова, Кирсанов, 1970; Постникова, 1972а, б; Петров, 1972а).

Нижнерифейские отложения Павловского Посада объединяются в раменскую серию, неполная мощность которой (основание ее скважиной не вскрыто) 1557 м. В нижней части вскрытого скважиной разреза залегают кварцевые розовые и буровато-красные песчаники. Вверх по разрезу они сменяются красными, оранжевыми, содержащими прослои и пачки красных аргиллитов и алевролитов. Завершается разрез ра-

менской серии красными и вишневыми аргиллитами, среди которых наблюдаются прослой доломитов. Среднерифейские отложения образуют логиновскую серию, нижняя часть разреза которой представлена буровато-красными аргиллитами, переслаивающимися с маломощными пачками песчаников и известняков, а верхняя — серыми и темно-серыми аргиллитами, включающими прослой темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность логиновской серии 315 м.

Верхнерифейская павловско-посадская серия имеет мощность 635 м, нижняя часть ее разреза складывается терригенными преимущественно буровато-красными породами. Базальные их горизонты представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями аргиллитов; кверху они сменяются чередованием песчаников и аргиллитов. Верхняя часть разреза серии состоит преимущественно из серо- и зеленоцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых наблюдаются породы розовато-серых и бурых тонов.

Таким образом, Московский грабен в отличие от других грабенов Средне-Русской зоны испытывал более интенсивные погружения, в результате которых здесь накопился мощный комплекс осадочных образований. Красноцветные терригенные отложения в этой структуре чередуются с мощными пачками и толщами сероцветных пород, в том числе с доломитами. Возможно, что в пределы Московского грабена со стороны Волго-Уральской области заходило море.

Характерные черты строения рифейских красноцветных отложений в пределах авлакогенов могут быть рассмотрены на примере Пачелмского (Рязано-Саратовского) авлакогена. Эта структура северо-западного простирания была впервые прекрасно описана Н. С. Шатским (1955) и послужила своеобразным эталоном при решении основных вопросов стратиграфии и тектоники рифейских толщ Русской платформы. По новейшим геофизическим данным, Пачелмский авлакоген на северо-западе замыкается, отделяясь от Московского грабена Подольским выступом, в котором кристаллический фундамент лежит на глубине 1,4—1,5 км (Петров, 1972а). Что касается юго-восточной части авлакогена, то на нее приходится наибольшее погружение и здесь он открывается в сторону опусканий Волго-Уральской области. Наиболее древние красноцветные отложения, которые считают возможным относить к нижнему рифею, вскрыты скважиной Сомово-1 в северо-западной части авлакогена. Здесь непосредственно на кристаллическом фундаменте платформы залегает мощная (1000 м) серия красноцветных терригенных пород, составляющих так называемую путятинскую серию. Нижняя часть разреза этой серии сложена красноцветными полимиктовыми конгломерато-брекчиями и гравийно-галечными конгломератами, содержащими прослой кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников, а верхняя — красноцветными слабо сцементированными полимиктовыми, аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, чередующимися с прослоями песчаников (Островский и др., 1971; Солонцов, 1974). Выше путятинской следует средне-верхнерифейская нижнесердобская серия, включающая татищевскую и соколовгорскую свиту. Татищевская свита представлена красноцветными полевошпато-кварцевыми песчаниками, вверх по разрезу сменяющимися кварцевыми и кварцитовидными. Мощность свиты 704 м. Вышележащая соколовгорская свита складывается красно-бурыми аркозовыми песчаниками, мощность которых 400 м.

По направлению к юго-восточной, наиболее погруженной части авлакогена, мощность путятинской и нижнесердобской серий значительно возрастает. Об этом можно судить пока только по данным о строении нижнесердобской серии, неполная мощность которой (основание ее еще не вскрыто) достигает 1700 м. Здесь в нижней части разреза серия обра-

зована розовыми и светло-серыми кварцитовидными песчаниками, а в верхней — красно-бурыми грубозернистыми песчаниками, включающими прослои гравелитов.

Верхнесердобская серия относится к верхнему рифею, в ее составе в районе г. Сердобска выделяются каверинская, иргизская и пересыпкинская свиты. Каверинская свита сложена красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты меняется от 150 до 375 м. Вышележащая иргизская свита представлена переслаиванием зеленовато-серых песчанников, алевролитов и аргиллитов изменчивой мощности (50—205 м). Завершается разрез рифейских образований в Пачелмском авлакогене серыми доломитами пересыпкинской свиты, мощность которых 51—95 м (Постникова, 1972б).

Следовательно, в пределах авлакогенов, расположение которых во входящем угле платформы отвечает их связям с геосинклинальными системами, в строении рифейских отложений обнаруживаются существенные изменения. Они, в отличие от рифейских отложений внутренних районов платформы, принадлежащих главным образом континентальным образованиям, представлены мощными комплексами пород, среди которых существенное значение приобретают морские отложения.

Еще большие изменения претерпевают рифейские отложения в окраинных прогибах Волго-Уральской области и в пределах Уральской геосинклинали. В частности, в Западной Башкирии рифейская, нижнебавлинская серия (Келлер, 1968; Кирсанов, 1970; Морозов, Солонцов, 1974; Островский, Яцкевич, 1971; Постникова, 1972а, б; Солонцов, Аксенов, 1969; Солонцов, 1974) включает нижнебавлинские отложения, имеющие здесь двучленное строение. Нижняя, тюрюшевская свита, объединяет розовые и бурые разнозернистые, участками гравийные песчаники, содержащие прослои конгломератов. Мощность этой свиты оценивается в 1000 м. Верхняя, арланская свита, представлена сероцветными карбонатными и терригенными породами, максимальная мощность которых 568 м. В строении среднерифейских отложений принимают участие преимущественно красноцветные породы. Нижняя часть красноцветного разреза, составляющая серафимовскую свиту, складывается микроклинокварцевыми песчаниками, переходящими в толщу аргиллитов, содержащих прослои серых доломитов и мергелей. Отложения серафимовской свиты залегают то на арланской свите, то на породах кристаллического фундамента и мощность их меняется от 416 до 1681 м. Верхняя часть среднего рифея принадлежит леонидовской свите, представленной красно-коричневыми кварцевыми песчаниками, содержащими включения каолинита. Эта свита местами выпадает из разреза и ее мощность варьирует от 0 до 763 м. Верхнерифейские отложения в Западной Башкирии состоят из сероцветных карбонатных пород калтасинской и дуванской свит.

На Южном Урале мощнейшие рифейские отложения складываются преимущественно сероцветными карбонатными породами, среди которых красноцветные терригенные толщи играют подчиненную роль (Келлер, 1968, 1974; Клевцова, Кутуков, 1974; Постникова, 1972а). Они наблюдаются в основании нижнего и среднего рифея. В составе нижнерифейской бурзянской серии красноцветные терригенные отложения объединяются в айскую свиту, в строении которой принимают участие красно-бурые конгломераты, полимиктовые песчаники и сланцы, а также эффузивные породы. Мощность свиты весьма изменчива (800—2500 м). В основании верхнерифейской каратавской серии красноцветные отложения составляют значительную часть разреза зильмердакской свиты. Это грубые аркозовые песчаники, конгломераты, сланцы и розовые, вишневые и зеленовато-серые кварциты, мощность которых меняется от 900 до 3800 м.

Анализ имеющегося в нашем распоряжении фактического материала показывает, что на большей части территории Русской платформы рифейские отложения представлены терригенными красноцветными толщами, принадлежащими преимущественно континентальным образованиям. Морские карбонатные и терригенные сероцветные отложения среди этих образований наблюдаются только в тех структурах, которые открывались в сторону Волго-Уральской области и Уральской геосинклинали. Что касается окраинных прогибов, окаймляющих платформу с востока и юго-востока, то в них формировались преимущественно морские сероцветные карбонатные и терригенные толщи, которым красноцветные резко подчинены.

Следовательно, амплитуда погружения структур, выполненных рифейскими отложениями, была максимальной в тех частях платформы, которые располагались поблизости от окраинных прогибов и геосинклинальной зоны, в то время как в удаленных западных районах глубина их была гораздо меньше. Это хорошо иллюстрируется намечающимся увеличением мощностей рифейских отложений от западных районов платформы к восточным (рис. 4). Действительно, если в Оршанском грабене максимальная мощность рифейских отложений едва превышает первую тысячу метров, то уже в Московском грабене она составляет 2500 м, а в Пачелмском авлакогене, даже в наиболее поднятых его участках, достигает 3000 м. Но в целом мощности рифейских отложений на платформе несоизмеримо меньше по сравнению с теми, которые характеризуют окраинную восточную область платформы и граничащую с ней геосинклинальную зону. Общее изменение мощностей хорошо согласуется с намечающейся фациальной изменчивостью рифейских отложений, выраженной тем, что континентальные терригенные красноцветные отложения по направлению к восточным окраинам платформы постепенно замещаются сероцветными терригенными и карбонатными толщами морского происхождения.

В настоящее время хорошо доказано, что источниками сноса для рифейских областей седиментации, расположенных как в пределах самой платформы, так и по ее восточному обрамлению, являлись приподнятые участки кристаллического фундамента платформы, обособившиеся в начале рифея в виде таких крупных щитов, как Балтийский, Сарматский, Волго-Уральский, и в форме ряда небольших сводовых поднятий (Богданов, 1976; Келлер, 1968; Постникова, 1972б; Шатский, 1963). В строении этих приподнятых участков фундамента принимают участие интрузивные, эффузивные и метаморфические породы архейского и нижнепротерозойского возраста. Среди архейских пород, господствующих в строении кристаллического фундамента платформы, распространены главным образом граниты и различного состава гнейсы и сланцы, в ча-

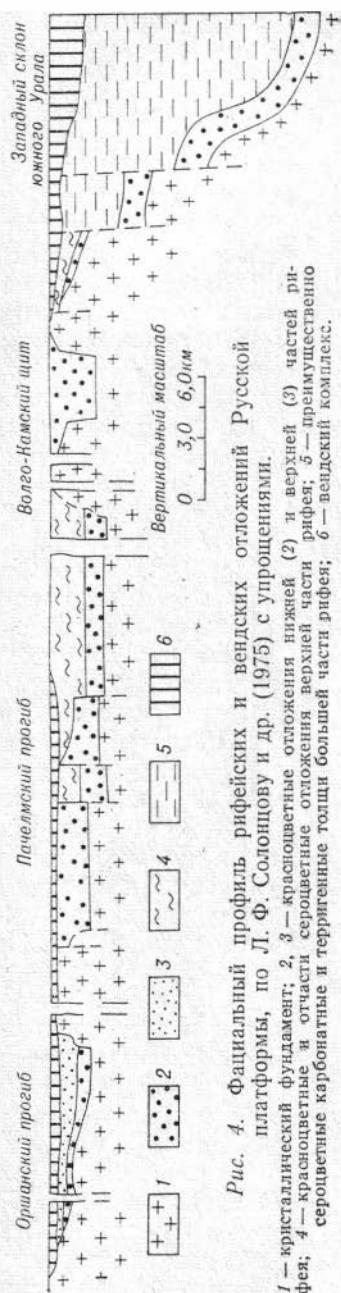


Рис. 4. Фациальный профиль рифейских и вендских отложений Русской платформы, по Л. Ф. Соловцову и др. (1975) с упрощениями.

1 — кристаллический фундамент; 2, 3 — красноцветные отложения верхней (2) и нижней (3) частей рифея; 4 — красноцветные и отчасти сероцветные отложения верхней части рифея; 5 — преимущественно сероцветные карбонатные и терригенные толщи большей части рифея; 6 — вендский комплекс.

стности, амфиболовые, слюдяные, гранатые, полевошпатовые, силлиманитовые и др. Нижнепротерозойские породы включают разнообразные метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные сланцы и гнейсы, в том числе хлоритовые, серицитовые, слюдяные, амфиболовые и т. п. Кроме того, среди них наблюдаются также гранитовые сланцы и гнейсы, измененные эффузивы, железорудные сланцы, кварциты и другие породы.

Сложенные перечисленными породами приподнятые участки фундамента представляли в прошлом холмистые равнины, подвергавшиеся интенсивному выветриванию, в результате которого образовывались сравнительно мощные каолиново-железистые коры выветривания. О том, что из источников сноса в бассейны рифейской седиментации наряду с обломочным материалом в изобилии поступали продукты кор выветривания, свидетельствует состав терригенных пород, практически лишенных карбонатных примесей и постоянно сопровождаемых включениями каолинита и повышенным содержанием в цементе гематита. Об этом говорит сравнительно малое участие в строении рифейских разрезов грубых и плохо сортированных разновидностей терригенных пород. Сравнительно однородные по составу слагающих пород источники сноса, поставляющие обломочный материал в многочисленные изолированные бассейны, расположенные в различных частях платформы, способствовали накоплению более или менее однообразных по составу и строению красноцветных отложений. Именно вследствие такой специфики рифейских отложений появляются высказывания о том, что они накапливались в морских условиях (Клевцова, 1976). Если можно еще согласиться с тем, что области былой седиментации в рифее охватывали площади, значительно превышающие те, которые определяются размерами выполненных ими ныне структур, то представление о широких морских бассейнах, якобы перекрывающих огромные пространства платформы, находится в резком противоречии с имеющимися данными по строению и составу этих отложений в ряде грабенообразных впадин (Верхний докембрий, 1963; Келлер, 1968; Котык, Марковский, 1974; Махнач и др., 1976). Эти данные, как мы уже отмечали, свидетельствуют о том, что к периферическим участкам грабенообразных впадин наблюдается не только резкое сокращение мощностей отложений, но и изменение их фациального состава, сопровождаемое появлением более грубообломочных комплексов пород в краевых зонах грабенов.

С учетом приведенных здесь данных корреляция разрезов по вещественному составу для изолированных и удаленных друг от друга структур Русской платформы, выполненных красноцветными отложениями, должна проводиться особенно осторожно. В то же время вряд ли можно согласиться с В. В. Хоментовским (1976), что вследствие укоренившихся представлений об индивидуальном развитии структур Русской платформы, детальному сопоставлению рифейских образований вообще уделялось мало внимания. Нам кажется, что существование корреляционных схем, нередко исключающих друг друга, обусловливается отсутствием надежных палеонтологических остатков, позволяющих провести и обосновать такие корреляции. Если же учесть, что в большинстве структур рифейские отложения представлены в основном красноцветными терригенными толщами, выделение в которых маркирующих горизонтов далеко не просто, то станут очевидными те трудности, которые приходится преодолевать исследователям в процессе разработки корреляционных схем. Тем не менее разнообразные материалы, приведенные большинством исследователей, целиком подтверждают высказанную еще в начале 50-х гг. Н. С. Шатским идею о накоплении рифейских отложений в узких и глубоких обособленных зонах, которые впоследствии, в конце рифея, переродились в плоские и обширные синеклизы (Келлер, 1968, 1973; Махнач, 1958; Махнач и др., 1976; Постникова, 1972а, б; и др.).

В отличие от рифейского времени большая часть территории Русской платформы в венде становится обширной областью седиментации, огромным эпиконтинентальным бассейном, в котором происходило накопление сероцветных терригенных и карбонатных осадков. Вендские отложения, как правило, залегают на породах рифея и кристаллическом фундаменте с крупным стратиграфическим, а иногда и с угловым несогласием. Источниками сноса для вендских отложений в основном являлись не приподнятые участки кристаллического фундамента, а главным образом, горные области, примыкавшие к платформе со стороны Урала, Тимана, Добруджи и, возможно, Норвегии (Солонцов, Аксенов, 1973).

В целом вендские отложения выполняли обширные платформенные структуры, которые не только наследовали рифейские грабенообразные впадины, но захватывали, кроме того, и огромные пространства кристаллического фундамента. Пример такой структуры — Московская синеклиза, осевая зона которой совпадает со Средне-Русской системой грабенообразных впадин (Келлер, 1968; Петров, 1972а).

Поскольку среди вендских отложений красноцветные толщи играют резко подчиненную роль, мы не станем останавливаться на их описании. Читателя же, заинтересованного в получении такой информации, мы отсылаем к прекрасной сводке В. В. Хоментовского (1976), в которой нашли обобщение все самые новейшие материалы по венду.

Другие древние платформы

На платформе Эриа верхнепротерозойские красноцветные отложения Торридона, сосредоточенные в основании ее осадочного чехла, занимают значительные площади на северо-западе Шотландии. Красноцветные толщи Торридона резко несогласно залегают на осадочных и магматогенных породах комплекса Льюис и трансгрессивно перекрываются кварцитами нижнего кембрия (Павловский, 1958). По радиометрическим данным, эти отложения принадлежат главным образом верхнему и только частично среднему рифею (Moorbath *et al.*, 1967). В целом торридонские красноцветы имеют четкое двучленное строение. Нижнеторридонские отложения, в основании разреза которых залегают базальные конгломераты, представлены разнообразными терригенными породами, широко известными у английских геологов под названием «формации» Дайебег. Это преимущественно континентальные образования временных и устойчивых водных потоков, отлагавших обломочный материал на обширной плоской предгорной равнине. Среди этих образований указываются и типичные фации подножий, в строении которых принимают участие несортированные терригенные породы грубого состава и пролювиальные и аллювиальные осадки с характерными для них разнозернистыми песчаниками и аргиллитами.

Верхнеторридонские отложения, несогласно залегающие на породах нижнего Торридона или комплекса Льюиса, представлены красноцветными толщами, включающими осадки аллювиальных равнин и обширных мелководных бассейнов. Мощность терригенных отложений на платформе Эриа весьма изменчива, в южных районах она достигает 6000 м, в северных не превышает 350—400 м. Резкие колебания мощностей отражают, с одной стороны, погребенный под ними сложный расчлененный рельеф древней холмистой страны, с другой, — локализацию наибольшего прогибания на юге полосы распространения торридонских пород.

На Северо-Американской платформе верхнепротерозойские красноцветные отложения распространены на территории Канадского щита, где они выходят в районе Великих озер. Отложения объединяются в серию Кивино, охватывающую огромный рифейский интервал времени. Эта серия залегает с резким угловым несогласием на породах гуронской систе-

мы и подразделяется на три части, отвечающие нижнему, среднему и верхнему рифею (Кинг, 1961; Уилсон, 1968). Нижнее Кивино сложено красноцветными песчаниками и кварцитами, содержащими в низах разреза пачки и прослои конгломератов; их мощность колеблется от нескольких десятков до 300—400 м. Среднее Кивино представлено преимущественно базальтовыми и андезитовыми лавами, обнаруживающими покровное строение. Отдельные лавовые потоки разделены слоями красноцветных песчаников и конгломератов, обломочный материал которых состоит из вулканогенных пород. На осадочные пачки приходится от 1 до 10% всего разреза среднего Кивино. Общая мощность его в районе оз. Верхнего 900 м. Главная же масса красноцветных пород принадлежит верхнему Кивино. Нижняя часть разреза верхнего Кивино составляет «формацию» Фреда. В ее основании залегают грубые терригенные породы, сменяющиеся кверху монотонным чередованием алевролитов и сланцев, среди которых нередко присутствуют маломощные линзы сланцево-галечных конгломератов. Общая мощность «формации» Фреда 4200 м.

Верхняя часть разреза верхнего Кивино объединяется в группу Байфилд, сложенную кварцевыми песчаниками и сланцами, достигающими 600 м мощности. Американскими геологами приводятся убедительные доказательства наземных условий формирования красноцветных образований серии Кивино. Установлено, что в краевых участках Кивинской области седиментации накапливались осадки аллювиального, а в центральных частях — озерного происхождения.

На Южно-Американской платформе верхнепротерозойские красноцветные отложения известны только на Бразильском щите (Очерки по геологии, 1959; Берзин, 1976). Здесь красноцветные породы указывают в серии Итаколуми, отложения которой объединяют фации кварцитов и филлитов, несогласно залегающих на серии Минас. Кварцитовой фации серии Итаколуми принадлежат кварциты, которым подчинены конгломераты, конгломератовые кварциты и филлиты. Некоторые разновидности этих пород содержат гематитовый цемент, обуславливающий соответствующую их окраску. Максимальная мощность серии 2000 м. Филлитовая фация этой серии характеризуется большим содержанием в породах глинистого материала. В ее строении принимают участие филлиты, кварциты, хлорит-серицит-кварцевые сланцы и железистые кварциты; общая мощность этих пород не превышает 1000 м.

На Африканской платформе верхнепротерозойские красноцветные отложения распространены широко. Они находятся в нескольких разбросанных зонах и поэтому надежных данных для их корреляции на всей этой территории нет. В самых общих чертах можно говорить об их сходном стратиграфическом положении, поскольку повсеместно красноцветы отделены от подстилающих толщ так называемым большим докембрийским несогласием. Все они участвуют в сложении осадочного чехла Африканской платформы, консолидация фундамента которой предшествует массовому появлению в разрезах докембрия красноцветных толщ.

В Северо-Западной Африке красноцветы содержатся в пурпурной серии Анет и серии Нигрития, которые, по всей вероятности, являются фациальными аналогами. Серия Анет представлена преимущественно континентальными отложениями, накопление которых происходило близ подножий древних горных массивов. В основании разреза этой серии содержится пачка базальных конгломератов, которая вверх по разрезу сменяется красноцветными аркозовыми песчаниками, чередующимися с зелеными и фиолетовыми сланцами. В сходных тектонических условиях возникли грубообломочные и слабометаморфизованные терригенные толщ серии Нигрития, содержащие потоки липаритов.

В центральной Сахаре в меридионально вытянутом грабене расположена серия Таза, в которой красноцветные отложения сосредоточены, как правило, в верхней части разреза. Они слагают только центральные,

наиболее погруженные участки грабена и несогласно залегают на подстилающих отложениях. Вверх по разрезу красноцветные отложения серии Таза сменяются фаунистически охарактеризованными толщами кембрия.

В Центральной Африке разобщенные выходы красноцветных отложений верхнего протерозоя известны под различными наименованиями. В Гвинее они образуют фалемий, представленный преимущественно красноцветными аркозовыми песчаниками, кварцитами и сланцами, чередующимися с такого же состава серыми и зелеными породами. В Нижнем Конго аналогичные породы сосредоточены в верхнем ярусе свиты Мпиоко, но красноцветы наблюдаются и выше по разрезу в свите Инкиси, сложенной красноцветными аркозовыми песчаниками континентального происхождения.

В Южной Африке красноцветные отложения широко представлены в системах Матсап, Ваттерберг и Умкондо. В системе Матсап пурпурными, фиолетовыми и красно-серыми кварцитами, гравелитами и песчаниками сложена верхняя часть разреза; пурпурные сланцы, а также красные, коричневые и черные песчаники и кварциты имеются в системе Умкондо. Система Ваттерберг целиком сложена пурпурными, красными и коричневыми кварцитовыми песчаниками, в основании разреза которых повсеместно присутствует толща конгломератов и брекчий.

На Индийской платформе верхнепротерозойские красноцветные отложения приурочены к верхнему отделу виндийской системы бандерской серии. Эта серия, в основании разреза которой залегают базальные конгломераты, представлена монотонными красноцветными тонкозернистыми песчаниками. Красноцветные породы принадлежат к субаэральным образованиям, формирующимся у подножия горных массивов.

На Корейско-Китайской платформе широко распространены красноцветные отложения верхнего протерозоя, которые нередко сопровождаются гематитовыми прослоями. Такие красноцветы в северном Китае сосредоточены в свите Сямалин. В основании нижней части разреза этой свиты, сложенной преимущественно сланцами, встречаются неправильные прослои оолитового гематита, чередующегося с железистыми песчаниками. К средней части свиты приурочены темно-серые углистые сланцеватые глины, а к верхней — красно-бурые и коричневато-желтые грубые, часто косослоистые песчаники и кварциты.

Красноцветные отложения сходного литологического типа наблюдаются и на более низких стратиграфических уровнях верхнего протерозоя. На северо-востоке Китая эти красноцветы слагают свиту Дяюйтай, состоящую из красно-бурых полевошпатовых песчаников и конгломератов, содержащих прослои светло-зеленых и черных железистых сланцев. В окрестностях г. Сюйцзя-туня в этой части разреза свиты имеется пласт гематита.

Помимо красноцветных отложений, содержащих прослои гематита, наблюдаются и другие типы красноцветов. В частности, на северо-востоке Китая издавна известны песчаники Юннин, объединяющие косослоистые рыхлые песчаники красно-бурого и ярко-фиолетового цвета, переслаивающиеся с конгломератами. В северном Китае выделяются красные сланцеватые глины Янчжуан.

На Австралийской платформе красноцветные отложения верхнего протерозоя распространены весьма ограниченно. Они известны в южных районах континента, на западном склоне хр. Маунт-Лофти в составе верхней части разреза группы Аделаиды, принадлежащей серии Марино. Нижняя часть разреза этой серии состоит из розовых и красновато-бурых глинистых сланцев и алевролитов. Затем следует маломощная пачка аркозовых песчаников с карбонатным цементом, переслаивающихся с зелеными и красноцветными глинистыми сланцами и массивными косослоистыми кварцитовидными песчаниками. Верхнюю часть

разреза серии слагают красные и красновато-бурые тонкослоистые и хорошо отсортированные глинистые сланцы и алевролиты. Разрез серии венчается серыми и зелеными песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами.

В целом верхнепротерозойские красноцветы занимают на земном шаре обширные территории, в том числе приполярные области. Нередко они опоясывают древние горные сооружения, сформированные в эпоху байкальской складчатости. Такое размещение верхнепротерозойских красноцветов наглядно может быть установлено, в частности, для тасеевской серии на юге Сибирской платформы и для Торридона Англии.

Общий обзор красноцветных отложений верхнего протерозоя свидетельствует о том, что среди них преобладают терригенные континентальные породы, такие как разнообразного состава и зернистости песчаники, включающие в отдельных районах разной мощности прослои грубых терригенных пород. По-видимому, эти накопления возникали в результате деятельности временных потоков, стекавших с высоких гор и переносивших огромное количество терригенного материала. Грубые терригенные красноцветные толщи окаймляли горные сооружения, а в удалении от них на обширных континентальных равнинах сосредоточивались преимущественно тонкозернистые и глинистые отложения. В области перехода этих равнин к мелкоморью создавались условия для образования пелитоморфных карбонатных осадков. Однако карбонатные отложения, наблюдающиеся среди красноцветов позднего докембрия, всегда переслаиваются с терригенными породами. На Сибирской (гонимская свита, мукунская и тасеевская серии) и Корейско-Китайской (сланцы Сямалин и свита Дяюйтай) платформах с терригенными красноцветными отложениями ассоциируют весьма типичные породы, содержащие сингенетичные прослои гематита.

ДЕВОН

Красноцветная седиментация девонского времени охватила обширные территории, расположенные на разных широтах, включая околополярные области — Гренландию и Шпицберген на севере и Фолклендские острова на юге (рис. 5). Различные по составу терригенные красноцветные отложения опоясывали горные сооружения, возникшие в каледонскую эпоху складчатости, и распространялись на равнинные платформенные области. В структурном плане ареалы красноцветной седиментации размещались в системе межгорных впадин, а также во внутренних и краевых прогибах древних платформ. Такое разнообразие структурной приуроченности красноцветов во многих случаях способствовало возникновению разнофациальных комплексов, образование которых определяется неоднородным геологическим развитием различных тектонических структур. Девонским областям красноцветной седиментации свойственна тесная пространственная связь с активной вулканической деятельностью. Но в целом для девонских красноцветных образований характерен терригенный состав пород и парагенез их с карбонатными, сульфатными и медистыми отложениями.

Девонские красноцветные отложения особенно широко распространены на территории Евразии, но известны также и на других континентах. В Евразии они встречаются почти повсеместно, кроме Уральской геосинклинали и Палеотетиса, а также некоторых южных районов, в частности Индии. К западу от Индии, на территории Западного Афганистана и Восточного Ирана красноцветные породы приурочены к серии слоев, залегающих ниже эйфельских отложений.

В целом же девонские красноцветные отложения имеются на Сибирской и Русской платформах, в Саяно-Алтайской области и в Казахстане, на обширных пространствах Северной Европы и даже на при-

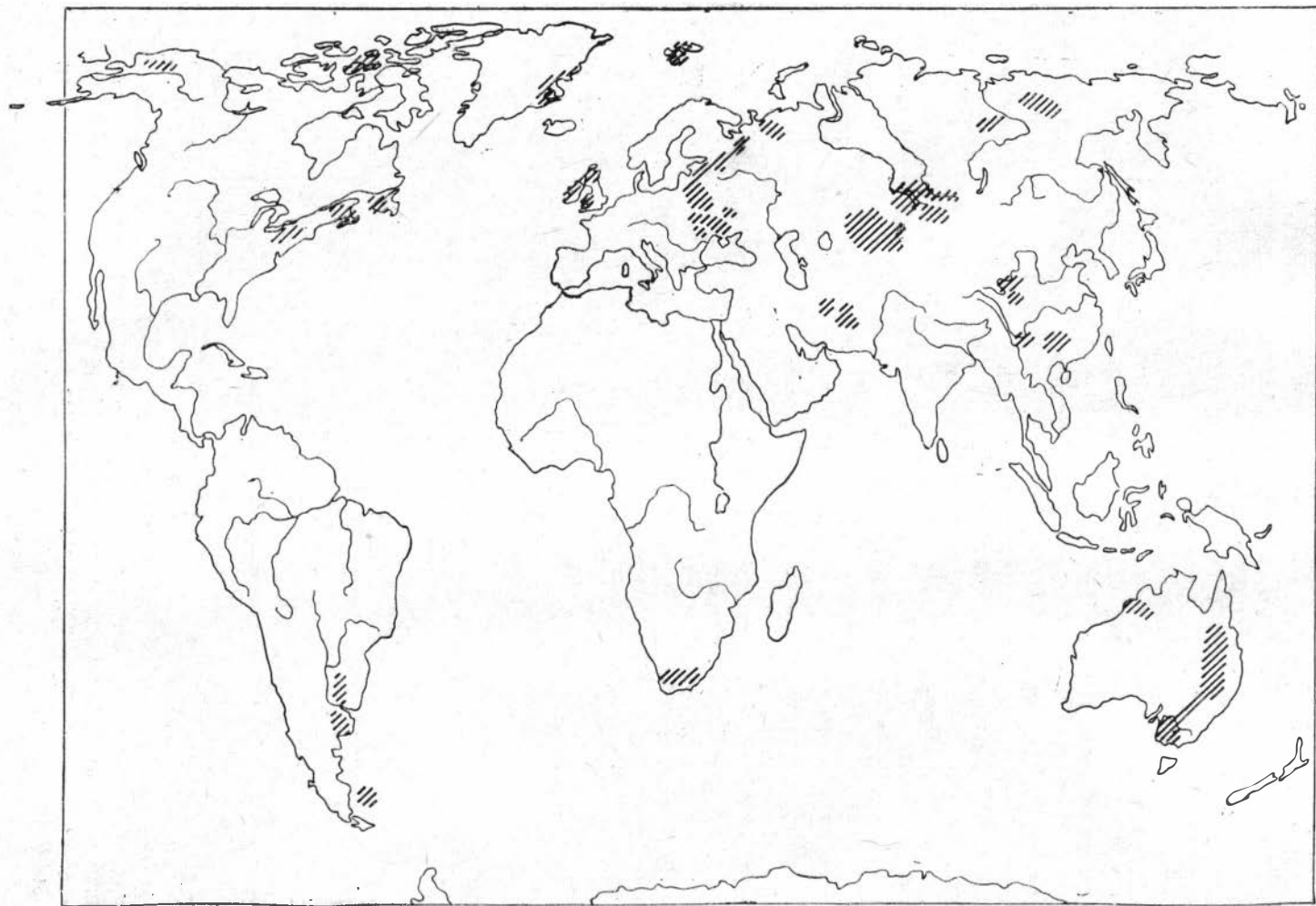


Рис. 5. Распространение красноцветных отложений в девоне (заштриховано).

мыкающих к Евразийскому материку островах Северной Земли и Шпицбергена. Девонские красноцветные толщи известны также в ряде районов Китая, в частности в Сяньшанском и Лушаньском хребтах, в юго-восточном Гуанси и в других местах.

На Сибирской платформе девонские красноцветы сосредоточены в пределах восточной и западной ее окраин. На востоке они вскрыты скважинами в Вилюйской синеклизе, во впадинах Ыгытинской и Кемпедийской, где типичным является переслаивание красноцветных терригенных и сероцветных карбонатных и сульфатных отложений с витрокластическими кислыми туфами и базальтовыми трахиандезитовыми и грахитовыми лавами. Возраст всех этих отложений определяется в рамках средний девон — нижний карбон. Аналогичные вулканогенные красноцветные толщи (джалканская серия) известны и в Восточном Верхоянье, к востоку от Сибирской платформы. Среди красноцветных терригенных отложений джалканской серии имеются прослои разнообразных сероцветных терригенных и карбонатных пород и мощные покровы базальтовых порфириров. На Оленекско-Вилюйском междуречье красноцветные породы присутствуют среди нижнедевонских отложений. Здесь известны массивные и грубослоистые глинистые и карбонатные породы кирпично-красного цвета, чередующиеся с мергелями и маломощными прослоями белых гипсов. На западной окраине Сибирской платформы, в Норильском районе и на р. Курейке, нижнедевонские красноцветы включают прослои гипса и ангидритов.

В южном обрамлении Западно-Сибирской плиты девонские вулканогенно-красноцветные толщи хорошо известны в пределах Саяно-Алтайской складчатой области и в Казахстане, где установлены некоторые типичные черты их пространственного размещения. Оба ареала — Саяно-Алтайский и Казахстанский — расположены на окраинах Калбинского морского бассейна, существовавшего в среднем палеозое и представлявшего северное ответвление Палеотетиса, вероятно замыкавшееся на территории нынешней Западно-Сибирской низменности, на которой прослеживаются эти ареалы под чехлом более молодых отложений. Вследствие неоднородности структурной обстановки фациальный облик отложений в областях красноцветной седиментации выражен исключительно резко. Соответственно распределение красноцветных отложений этих ареалов крайне неравномерно, что особенно наглядно выражено в Саяно-Алтайской области. Характерен большой возрастной диапазон красноцветных отложений, представленных в обоих ареалах всеми тремя отделами девонской системы. Типично также повсеместное сочетание красноцветных пород с вулканогенными комплексами, включающими базальты, андезиты и липариты.

В Саяно-Алтайской складчатой области красноцветные толщи известны в Рыбинской впадине, а также в системе крупных прогибов: Минусинском, Тувинском, Кузнецком, Ануйско-Чуйском и Уйменско-Лебедском, имеющих различную тектоническую природу и происхождение. Красноцветные отложения сосредоточены в основном в Рыбинской впадине и в Минусинском и Тувинском прогибах, где они наблюдаются во всех трех отделах девонской системы. В Кузнецком, Ануйско-Чуйском и Уйменско-Лебедском прогибах красноцветы входят в состав главным образом нижнего и отчасти среднего девона. В этой области состав девонских вулканогенных образований, сопровождающих красноцветные терригенные толщи, крайне непостоянен, а стратиграфическая их приуроченность изменчива. В Рыбинской впадине и Минусинском прогибе преобладают базальтовые лавы, приуроченные к низам девонского разреза. Примерно такое же стратиграфическое положение вулканогенные породы занимают в Кузнецком и Тувинском прогибах, но здесь наряду с базальтовыми лавами широко распространены андезиты и липариты. В Ануйско-Чуйском прогибе типичны липарито-

вые лавы, которые указываются среди терригенных красноцветных образований среднего девона. В целом базальты в разрезах красноцветных терригенных отложений девона тяготеют преимущественно к наложенным прогибам, тогда как кислые обычны в системе унаследованных прогибов и сосредоточены преимущественно в районах, расположенных ближе к Калбинской геосинклинали.

В Центральном Казахстане, имеющем тектоническое строение, в общем сходное с каледонидами Саяно-Алтайской области, девонские красноцветные отложения также ассоциируют с вулканогенными породами.

На Русской платформе красноцветные отложения, преимущественно среднедевонские, занимают обширные пространства на западной ее окраине, в пределах Главного девонского поля, в Подолии, в районе Воронежской антеклизы и на территории Большого Донбасса; они известны также на Тимане. В целом же по направлению от Главного девонского поля на восток, к Уралу, происходит общее замещение красноцветных толщ морскими отложениями. Только в двух районах девонские терригенные красноцветные толщи Русской платформы сопровождаются вулканогенными породами, преимущественно базальтами на территории Большого Донбасса и на Тимане. В остальных районах платформы вулканогенные породы среди красноцветов неизвестны.

Замещение девонских красноцветных отложений морскими сериями характерно также для Западной Европы, где по направлению от каледонских горных сооружений северных районов (Норвегия, Шотландия и другие районы) на юг, к Пратетису, мощные красноцветные толщи, сосредоточенные в межгорных впадинах и в системе впадин, опоясывающих эти горные сооружения с юга, сменяются морскими девонскими сериями. Во впадинах, сопровождающих каледонские горные сооружения на юге, обычные сочетания красноцветных отложений с вулканогенными породами, разнообразными по составу, но преимущественно базальтовыми и андезитовыми. Мощности девонских красноцветных отложений изменчивы и колеблются от сотен до нескольких тысяч метров. Возрастной диапазон велик и охватывает в целом все три отдела девонской системы.

На островах Северной Земли и Шпицбергена, расположенных на южной окраине Ледовитого океана, девонские красноцветные отложения, представленные разнообразными терригенными породами, переслаиваются местами с карбонатными породами и гипсами.

В Западной Норвегии известны мощные красноцветные терригенные толщи в составе нижнего и отчасти среднего девона. Отложения формировались в отдельных грабенах, ограниченных разломами, на равнинах, примыкающих к поднятиям. Грубые терригенные породы слагали периферические части областей седиментации и размещались вблизи источников сноса. Текстурные и структурные особенности пород, состав, размеры и форма обломочного материала указывают на то, что осадки отлагались в результате деятельности временных потоков. Континентальное происхождение доказывается и для девонских красноцветных отложений Шотландии. Приводятся данные о том, что они накапливались на слегка всхолмленных прибрежно-аллювиальных равнинах и в озерных бассейнах, удаленных от гор на значительные расстояния. В центральных районах Восточной Гренландии девонские красноцветные отложения также относятся к континентальным образованиям.

В Северной Америке девонские красноцветные отложения известны в Канадской Арктике, Канадских Аппалачах и на территории штата Нью-Йорк в США. Их мощность 500—2000 м. В Канадских Аппалачах и в штате Нью-Йорк красноцветным отложениям подчинены пласты вулканогенных пород, в том числе и разнообразных туфов.

В Канадской Арктике красноцветы, главным образом нижнего девона, имеются на Корнвельских островах и на территории Юкона. Это

разнообразные терригенные породы, переходящие по латерали в карбонатные.

В Канадских Аппалачах, в районах Новой Шотландии, Ньюфаундленда и в южной части Нью-Брунсвика присутствуют красноцветные терригенные и вулканогенные породы, входящие в состав нижнего и отчасти среднего девона. В юго-восточных районах штата Нью-Йорк имеются средне- и верхнедевонские терригенные красноцветные толщи, по направлению к южным и центральным районам этого штата фациально замещающиеся морскими сероцветными отложениями.

В Южной Америке главные районы распространения девонских красноцветных отложений (сравнительно маломощных) сосредоточены на западной окраине Паранской впадины на территории Уругвая и Парагвая. Существенно, что красноцветные песчаники с прослоями конгломератов, входящие в состав толщи мощностью около 1200 м, распространены значительно южнее, в южных горах Буэнос-Айреса, а также на Фолклендских островах. Таким образом, вдоль восточной окраины Южно-Американского континента прослеживается сравнительно протяженная область распространения красноцветных отложений.

На Африканском континенте девонские красноцветные отложения развиты весьма ограниченно. Они известны, например, в Южной Африке в верхней части разреза Капской системы, в так называемой серии Виттерберг, возраст которой датируется в пределах от среднего девона до нижнего карбона. Красноцветные отложения этой серии представлены тусклыми красно-коричневыми сланцами. Главную же роль в строении ее разреза играют белые кварциты.

На Ближнем Востоке, в Западном Афганистане и Восточном Иране, в строении нижнего девона участвуют коричневые и красные конгломераты и песчаники, включающие прослой гипсов, сероцветные сланцы и мергели, а также соленосные породы. В некоторых районах в основании разреза присутствуют вулканогенные породы. Нижняя часть этой последовательности относится к верхам силура, а самая верхняя часть — к раннему — среднему девону. В Афганистане красноцветные терригенные осадки накапливались в центральной части трога, где образовалась толща (1500 м) конгломератов, песчаников, кварцитов и песчаных сланцев, изредка чередующихся с маломощными пачками известковистых песчаников. В южной части трога мощность терригенных пород сокращается. Существенно иные литологические фации свойственны Южному Ирану и юго-западным трогам Центрального Афганистана. Здесь разрез сложен мощными красными терригенными слоями и эвапоритами, представленными тонкими слоями гипса и соленосных пород. Местами в основании этого разреза содержатся вулканические породы.

В Китае, в Сяньшанском и Лушаньском хребтах в составе свиты Сяювейчжуань принимают участие красные песчаники с прослоями конгломератов и известняков; их возраст устанавливается в пределах девона — карбона. В Центральном Наньлине в нижней части девона выделяются песчаники Хуанню, представленные бледно-красными и бурыми песчаниками, переслаивающимися с фиолетовыми, желтыми и зелеными сланцами.

В Австралии распространены девонские красноцветные отложения в двух главных районах. Во-первых, они имеются в бассейне Кэннинг на западе материка, где терригенные красноцветные толщи мощностью 650—700 м относятся к нижнему девону. Во-вторых, их верхнедевонские аналоги широко распространены на востоке Австралии, где вулканогенно-красноцветные толщи этого возраста появляются в момент завершения «табберабберанской орогении», приведшей к замыканию Лахландской геосинклинали, развивавшейся на протяжении длительного периода времени, начиная с кембрия до среднего девона включительно. Для

верхнедевонских разрезов красноцветных отложений Австралии типична постоянная ассоциация красноцветных пород с вулканогенными комплексами разнообразного, нередко липаритового состава.

В целом для красноцветной седиментации девонского периода намечается исключительно широкий охват территорий различных материков, в особенности Евразии. Однако наряду с евразийскими территориями красноцветная седиментация распространилась на Северо- и Южно-Американские континенты, а также на восточную окраину и другие районы Австралии. Исключение представляет Африканский материк, для которого в этих условиях можно было бы допускать возможность размещения наиболее удаленных от экватора областей, если рассматривать красноцветные отложения в качестве индикаторов субтропической или экваториальной седиментации. Однако, как известно, обычные системы палеогеографических реконструкций и палеомагнитных сопоставлений предполагают размещение девонского северного полюса в северо-западной части Тихого океана, а южного соответственно в месте смыкания Южно-Американского и Африканского континентов в единой системе Гондваны, вблизи южных гор Буэнос-Айреса (см. рис. 17), т. е. как раз в тех районах Южной Америки, где прослеживаются красноцветные отложения.

ПЕРМЬ

Главные ареалы распространения пермских красноцветных отложений расположены на материках Евразии, Северной и Южной Америки, хотя они известны также в Африке и Антарктиде (рис. 6). Пермские красноцветные отложения, установленные на обширных площадях земной поверхности, в одних случаях размещаются по краям герцинских горных сооружений (Предуральский и Преаппалачский прогибы), в других сосредоточены внутри платформ или во впадинах, расчленяющих каледонские складчатые сооружения. Пермские красноцветные отложения отличаются более разнообразными наборами породных ассоциаций, чем девонские, не говоря уже о позднедевонских красноцветах. Нередко они сопровождаются угленосными толщами и углями, образование которых стало возможным вследствие эволюции биосферы и появления к этому времени богатой растительности. Особенно обильны красноцветные толщи, совместно с которыми наблюдаются сульфатные и соленосные породы. В ряде мест пермская красноцветная седиментация обнаруживает связь с вулканической деятельностью. Подобно девонским и более древним палеозойским красноцветным отложениям пермские их аналоги нередко включают толщи так называемых медистых песчаников.

В Евразии пермские красноцветы сосредоточены преимущественно на Русской платформе и в Казахстане, на Мангышлаке и в пределах Большого Кавказа и широко распространены в различных районах Западной Европы и Центральной Азии.

На Русской платформе они известны на юге, в северо-западной части Большого Донбасса (нижне- и верхнепермские красноцветные отложения, в ассоциации с которыми в одних случаях встречаются медистые песчаники, в других — сульфатные породы), а также в Прикаспийской впадине, где имеются верхнепермские красноцветные толщи с подчиненными прослоями гипсов и ангидритов. В районе оз. Баскунчак и на горе Большое Богдо распространены красноцветные отложения, принадлежащие татарскому ярусу верхней перми. Однако главная масса пермских красноцветных пород сосредоточена на восточной окраине Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе. В этих районах красноцветные отложения относятся к верхней перми и подразделяются снизу вверх на уфимский, казанский и татарский ярусы. Уста-

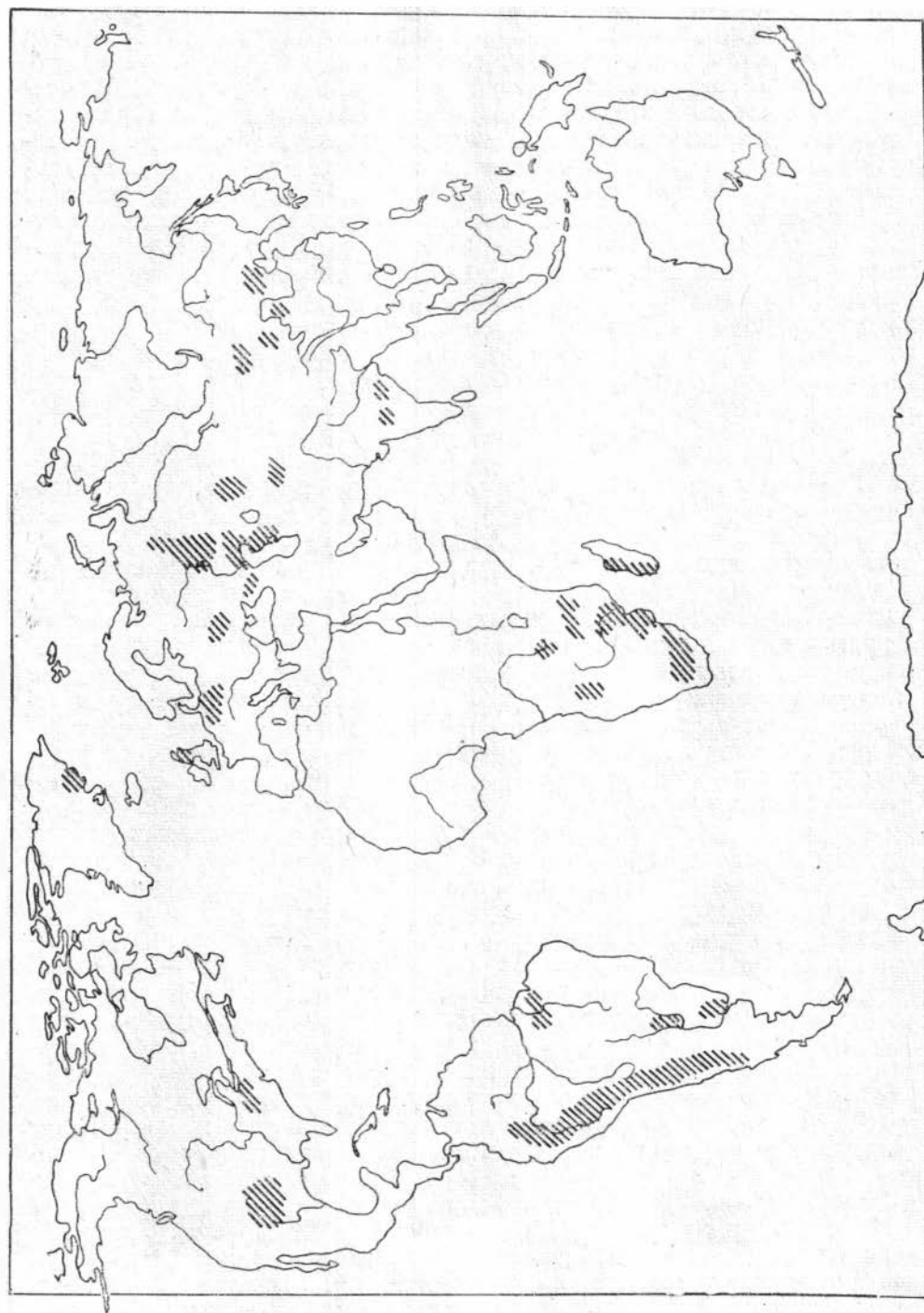


Рис. 6. Распространение красноватых отложений в перми (заштриховано).

новлено, что от западных районов платформы по направлению на восток, к складчатой системе Урала, роль красноцветных пород в разрезах верхней перми постоянно увеличивается, а в восточной части Пермской области и в Удмуртии они нацело слагают разрезы. В большинстве случаев красноцветные толщи сопровождаются более или менее обильными прослоями загипсованных пород. Своеобразной особенностью Голышурминских разрезов, охватывающих отложения нижнеказанского яруса, является присутствие среди красноцветных пород прослоев угля. Верхнепермские красноцветные отложения Приуралья нередко меденосны, причем меденосные прослои обычно тяготеют к зеленоцветным прослоям среди красноцветных образований.

В Казахстане красноцветные отложения приурочены главным образом в Тенизской и Джезказганской впадинам, в которых расположены красноцветные терригенные толщи более чем полукилометровой мощности. В зоне перехода к нижнекаменноугольным отложениям среди красноцветов встречаются прослои каменной соли. Немногочисленные прослои красноцветных пород известны также восточнее Казахстана на территории Кузнецкого бассейна, но там они имеют ограниченное распространение. К юго-западу от Казахстана аналогичные породы образуют сравнительно мощные (до 2400 м) разрезы на Мангышлаке, где красноцветы подчинены двум свитам каратаусской серии: отпанской и долнапинской. В Каракумской области красноцветные отложения образуют мощные толщи (до 3000 м), переслаиваясь с вулканогенными породами (базальтами, андезито-базальтами, порфиритами и туфами). В частности, на Туаркыре эта трехкилометровая толща красноцветных глинисто-алевролитовых пород и конгломератов, в низах разреза которой присутствуют прослои вулканогенных пород и туфов. Верхнепермские красноцветы имеются, кроме того, в Тянь-Шане в Ферганской зоне, где красноцветные песчаники и конгломераты содержат прослои, обогащенные туфовым материалом.

На обширных пространствах Центральной Азии пермские красноцветные отложения до недавнего времени были известны только в области 40° с. ш. и южнее. Их распространение было установлено, в частности, на Северо-Китайской платформе в провинции Шанси, Шандунь, в Пекинском Сишане, в восточных предгорьях Тайхайшаня, в Ордосе, а также на северо-западе Алашанского района (Региональная стратиграфия..., 1960—1963). Пермские красноцветы Китая в большинстве случаев принадлежат образованиям, сформировавшимся в гумидном климате. Они представлены терригенными породами, в ассоциации с которыми в одних районах встречаются угли, в других — бокситы. Пример угленосных красноцветных отложений дает разрез свиты Хунлосянь в районе южного Хингана и Жэхэ. Нижняя часть разреза этой свиты сложена красновато-желтыми песчаниками, чередующимися с серыми и черными сланцами и пластами угля, а верхняя — песчаниками буроватых тонов. Мощность свиты 300 м. Буроватые и желтоватые песчаники и глинистые сланцы, содержащие в средней части разреза тонкие прослойки угля, распространены в Пекинском Сишане. Ассоциация красноцветных отложений с бокситами представлена свитой Люшан, относящейся к нижней части разреза перми южной Маньчжурии. Это пестрые сланцы и песчаники, включающие бокситы.

К северу от указанных районов Китая красноцветные отложения среди пермских отложений впервые были отмечены Н. С. Зайцевым и другими (1973) и изучены автором (Анатольева, 1974б) в опорном разрезе, характеризующем строение Ноянской мульды на юге Монгольской Народной Республики. Изучение этих красноцветных отложений позволило нам выявить некоторые особенности их литологического состава и показать своеобразие свойственных им парагенезов, выраженных сочетанием красноцветных терригенных и вулканогенных пород.

Красноцветные отложения сосредоточиваются в нижней части пермского разреза Ноянской мульды. От нижележащих осадочно-вулканогенных толщ среднего — верхнего карбона они отделены базальным горизонтом конгломератов. В целом в их строении участвуют песчаники, алевролиты, аргиллиты и разнообразные туфы, включающие покровы диабазовых порфиринов, трахитов и липаритов. Общая мощность красноцветного разреза перми в Южной Монголии достигает 315 м.

На западе Евразийского материка красноцветные пермские отложения широко распространены в Центральной и Западной Европе, где они заполняют систему впадин, возникших в заключительные стадии развития герцинских складчатых структур. В этих впадинах красноцветные толщи обычно сопровождаются вулканогенными породами, преимущественно кислыми — разнообразными представителями липаритового ряда пород, отчасти также андезитами и базальтами. Характерен в большинстве случаев грубообломочный состав красноцветных толщ, свидетельствующий об их образовании в связи с ростом герцинских горных сооружений. Красноцветные отложения впадин представлены сильно варьирующими по мощности толщами, объединяемыми в серию так называемого Мертвого Красного Лежня, принадлежащего нижней перми и частично верхнему карбону. Эта серия расчленяется на две части: Нижний Красный Лежень, соответствующий отену, и Верхний Красный Лежень — саксонию. В различных впадинах красноцветные отложения расчленяются на ряд местных подразделений, обычно трудно сопоставляемых. Среди них имеются красноцветы, в ассоциации с которыми находятся угли и угленосные толщи. Так, например, в Судетах в нижнем ярусе Нижнего Красного Лежня, состоящем из конгломератов и красных аркозовых песчаников, переслаивающихся с красными глинами, залегает пласт угля. Угольные пласты в красноцветных разрезах Нижнего Красного Лежня известны также в Деленском бассейне, расположенном в окрестностях г. Дрездена, и в Ильфельдской мульде Южного Гарца.

Бурением красноцветные отложения пермского возраста вскрыты в пределах Северо-Германской низменности. Это отложения Верхнего Красного Лежня, в основании разреза которых имеются конгломераты, нередко с ангидритами в цементе. Выше конгломератов следуют песчаники, алевролиты и глины, содержащие седиментационные включения, реже линзы ангидрита и известняково-доломитовых пород.

На севере Европы аналогичные толщи имеются в северо-западной Англии, где их выделяют под названием Новых Красных Песчаников, объединяющих не только пермские, но и триасовые отложения, которые совместно образуют непрерывные однотипно построенные разрезы красноцветных континентальных образований. В отличие от районов Центральной Европы пермские красноцветы в северо-западной Англии и Шотландии залегают с перерывом на различных горизонтах карбона и более древних отложениях. Непрерывные разрезы карбона и перми есть только в районах Центральной Англии. Как и в Центральной Европе, здесь местами встречаются вулканогенные породы, подчиненные красноцветным отложениям.

В Гренландии известны ниже- и верхнепермские красноцветные отложения. Нижнепермские толщи имеются, в частности, в районе Местерс-Виг, а также в области, примыкающей к зал. Сорсби, где к ним относятся конгломераты Род-Айленд, образующие совместно с песчаниками толщу мощностью около 1000 м. К верхней части наблюдаемого здесь разреза относятся верхнепермские красноцветные отложения, частично переходящие в триасовые красноцветные толщи.

Красноцветные отложения широко распространены в Северной Америке, главным образом вдоль западной окраины Аппалачских гор и на плато Колорадо. В предгорьях Аппалачей во впадинах сосредото-

чены преимущественно нижнепермские красноцветные отложения, принадлежащие серии Данкард, тесно связанные с угленосными отложениями верхнекарбовой серии Мононгахилла. Красноцветные терригенные породы серии Данкард включают разной мощности прослои известняков и мергелей, а в некоторых разрезах прослои и линзы углей. На плато Колорадо нижнепермские красноцветные толщи образуют хорошо известную серию Катлер, расположенную на востоке вдоль поднятия Анкомпагре, являвшегося областью сноса в течение всего пермского времени. Нерасчлененные красноцветы серии Катлер мощностью около 800 м в западном направлении сменяются хорошо стратифицируемыми сериями менее грубообломочных и более изменчивых в вертикальных разрезах отложений. На крайнем западе происходит замещение красноцветных отложений морскими сероцветными толщами. Верхнепермские красноцветные отложения слабо развиты на плато Колорадо. В целом же распространение пермских красноцветов исключительно велико, вследствие чего они известны в штатах Небраска, Канзас, Оклахома и Техас. Местами красноцветным отложениям подчинены залежи каменной соли. Последние известны, в частности, в формации Саладо, широко распространенной в Техасе и Нью-Мехико.

В Южной Америке красноцветные отложения прослеживаются вдоль восточных предгорий Анд на огромном протяжении от Центрального Перу на севере (группа Миту) через Боливию (песчаники Титикака) до Аргентинских памп и далее на юг вплоть до 34° ю. ш. Местами мощность этих отложений достигает 2000—3000 м. Более или менее постоянно им подчинены пакки вулканогенных, преимущественно кислых пород, наряду с которыми встречаются андезиты и реже базальты. Из этих районов полоса распространения красноцветных отложений прослеживается по направлению к горам Буэнос-Айреса. Помимо этих отложений, подчиненных системе предгорных впадин, которые сопровождают Андийские горные цепи, аналогичного состава терригенные толщи распространены на Южно-Американской платформе. В частности, нижнепермские красноцветные отложения известны среди отложений группы Риу-ду-Растрю Бразилии и формации Тубаран Уругвая. Вполне вероятно, что нижняя часть разреза красноцветных отложений, обычно относимая к триасу, тоже частично принадлежит верхнему отделу пермской системы.

В Африке пермские красноцветные отложения сосредоточены на юге материка, где они входят в состав различных континентальных толщ системы Карру, принадлежащих формациям или свитам: Двайка, Экка, Бофорт и Стормберг. Из этой серии красноцветных отложений пермский возраст имеет свита Экка, а также нижняя и средняя части разреза свиты Бофорт. В строении свиты Экка, нижняя и средняя части разреза которой относятся к нижней, а верхняя — к верхней перми, участвуют красные и зеленые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями мягких красных и коричневых песчаников, содержащих мало мощные линзы углей и угленосных пород. В восточном направлении красноцветные отложения свиты сменяются серо- и зеленоцветными терригенными породами с каменными углями. В нижней части разреза свиты Бофорт красноцветы появляются только в южных районах в виде отдельных прослоев красных или пурпурных аргиллитов и глинистых сланцев. В целом же эта часть разреза сложена желтоватыми песчаниками. Средняя часть свиты состоит из ярко-красных, каштановых и пурпурных аргиллитов и песчаников, переслаивающихся с голубоватыми и зелеными песчаниками. Наибольшие мощности красноцветных отложений свиты Бофорт приурочены к южным районам. В целом же пермские красноцветы Африки представлены терригенными породами, образовавшимися в результате разрушения горных сооружений, располагавшихся за пределами материка.

В Индии красноцветные отложения пермского возраста принадлежат ярусу Ранигандж (панчетская и махадевская серии), сопоставляемому с верхней Эккой Южной Африки. Среди терригенных преимущественно пестроцветных пород, содержащих обильные растительные остатки глоссоптериевой флоры и пласты угля, в этом ярусе довольно часто встречаются хорошо обособленные пачки красноцветных пород. В вышележащей, также верхнепермской серии Панчет, являющейся возрастным аналогом нижнего Бофорта, красновато-бурые и коричневые песчаники появляются лишь в виде отдельных прослоев и пачек среди зеленых и желтоватых полевошпатовых песчаников.

В Австралии пермские красноцветные отложения отсутствуют. Здесь накопление их относится только к началу триаса.

В течение пермского периода красноцветная седиментация охватила обширные территории на различных материках и не затронула лишь Австралию. Огромные площади Австралийского континента были свободны от пермской красноцветной седиментации. Тем не менее очевидно, что если предполагать непосредственную зависимость оледенений пермского возраста от соответствующего размещения полюсов, то нельзя пройти мимо фактов, указывающих на то, что южные районы красноцветной седиментации в Южной Америке (южные горы Буэнос-Айреса) располагаются в таком же удалении от предполагаемого положения полюсов (см. рис. 18), как и Австралия, т. е. на расстоянии не больше 30° по синхронным предполагаемому пермскому оледенению южным широтам. Иначе говоря, предполагаемые ледниковые ареалы Австралии в пермское время располагались, если принять представление о миграции полюсов, на тех же широтах, что и области красноцветной седиментации в Южной Америке.

МЕЗОЗОЙ

Обширные области распространения мезозойских красноцветных отложений типичны для многих районов мира. Отложения более или менее строго тяготеют к определенным стратиграфическим уровням, вследствие чего их размещение в разрезе может быть сопоставлено с общими изменениями в климатических условиях на различных территориях земного шара.

Обзор мезозойских красноцветных отложений показывает, что они практически встречаются на всех континентах, однако намечается два уровня широкого распространения красноцветных пород — нижний триас и нижний мел. Именно эти уровни были наиболее благоприятными для накопления красноцветов на обширных пространствах Земли. Вместе с тем они наблюдаются и на других стратиграфических уровнях триасовой и меловой систем, а также спорадически и среди отложений юрской системы, главным образом ее верхнего отдела.

Триасовые красноцветные отложения известны в европейской части Советского Союза, Северной и Западной Европе, Северной и Южной Америке, Центральной Азии, Австралии, Индии и Африке (рис. 7). В настоящее время может быть указано два главных типа триасовых красноцветов. Один из них сменяет мощные угленосные толщи перми и накапливается в условиях семигумидного или семиаридного климата в ландшафтных обстановках переходных от болотистых низменных равнин к аллювиальным равнинам. Такие образования имеются в Африке, Китае, Индии и Австралии. Они определенно тяготеют к южному полушарию нашей планеты. Другие красноцветные толщи триасового возраста известны, в частности, в Северной Америке и Западной Европе, а также в европейской части Советского Союза. Такие красноцветы приходят на смену пермским эвапоритовым толщам. Накопление таких красноцветов происходило в условиях аридного климата.

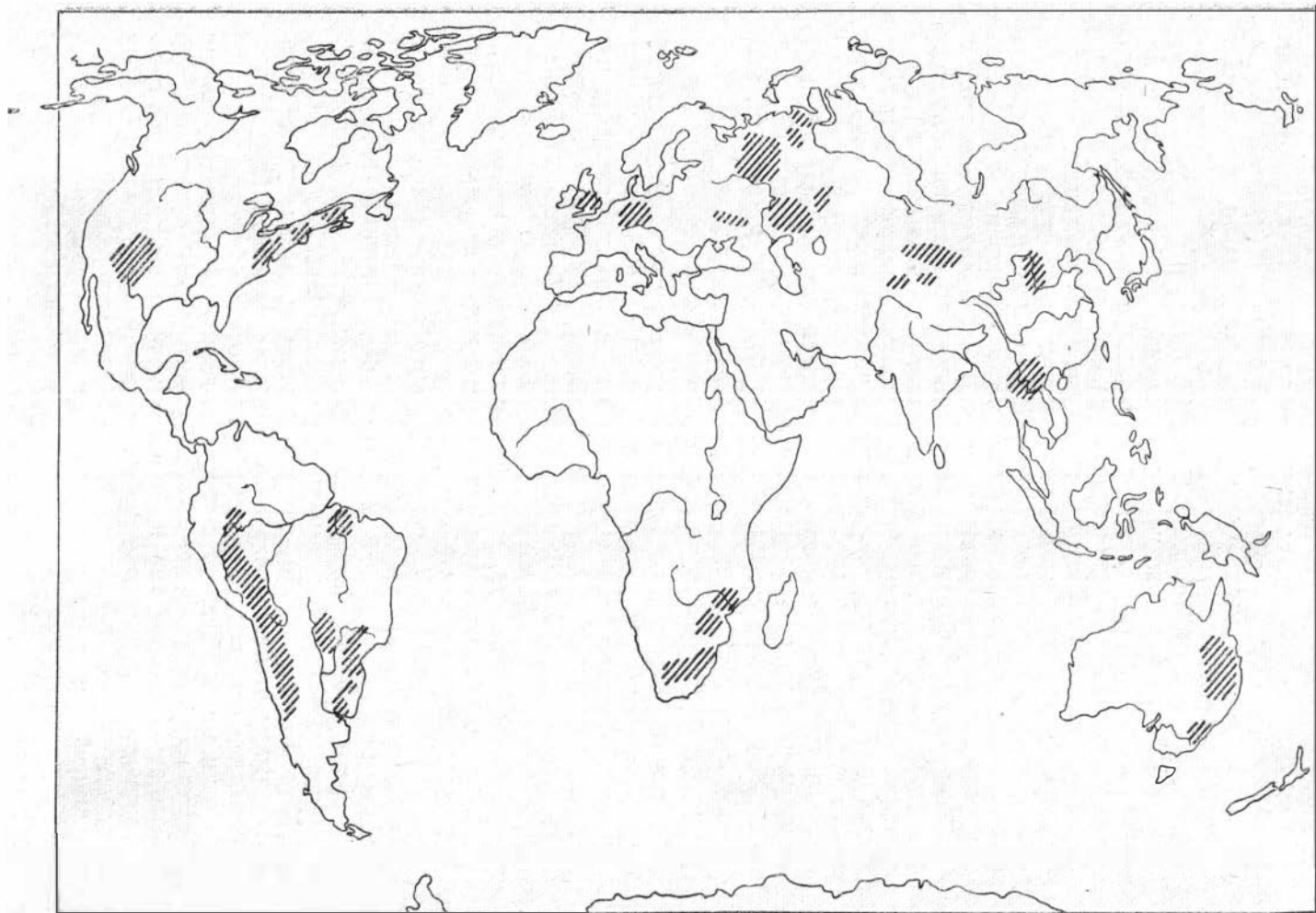


Рис. 7. Распространение красноцветных отложений в триасе (заштриховано).

Наибольший интерес представляют бассейны триасовой красноцветной седиментации в Северной Америке, Западной Европе, европейской части Советского Союза, Центральной Азии и Австралии. Это преимущественно терригенные породы, среди которых карбонатные прослои наблюдаются лишь на границе с фациально их замещающими прибрежно-морскими сероцветными толщами.

Меловые красноцветы занимают обширные площади южного обрамления Западно-Сибирской низменности, Средней и Центральной Азии и Южной Америки. Сравнительно широко эти отложения распространены в восточных и южных районах Китая, на Индокитайском полуострове, а также в Северной Африке и Северной Америке (рис. 8). Они знаменуют собой начало эпохи, на которую падает смена угленосных юрских отложений преимущественно аридными красноцветными толщами 'нижнего мела. Эта смена не является единовременным событием, охватывающим весь земной шар, поскольку в одних районах она приходится строго на границу юры и мела, в других — на границу средней и верхней юры, а иногда даже опускается до нижней юры. Такая разновременность событий приводит к тому, что в одних районах красноцветные отложения появляются в средней юре, в других — в верхней, а в третьих — в мелу. Смена юрского гумидного климата меловым аридным сопровождается массовым накоплением на огромных пространствах земной поверхности карбонатно-терригенных красноцветных толщ, включающих сульфатные породы и медистые песчаники. Вместе с тем иногда на границе юры и мела не происходит столь резкой смены климатов, и меловые красноцветные отложения обнаруживают признаки, свойственные гумидным образованиям, что приводит к накоплению в отдельных районах красноцветных толщ, с которыми связаны бокситы и угленосные отложения.

Европейская часть Советского Союза

Среди мезозойских отложений этой территории красноцветные образования наблюдаются преимущественно в разрезах нижнего триаса. Они установлены в пределах Печерской и Московской синеклиз и в Прикаспийской впадине, а также отчасти в Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе и Литовской синеклизе (Люткевич, 1955, Геологическое строение..., 1968). В Печерской синеклизе нижнетриасовые пестроцветные образования, с размывом залегающие на отложениях верхней перми, обнаруживают четкое трехчленное строение. Нижняя часть разреза, достигающая 300 м мощности, представлена песчаниками и глинами, в основании которых залегают базальные конгломераты. Средняя часть складывается преимущественно косослоистыми песчаниками, включающими гальку красной глины; их мощность 600 м. В строении верхней части разреза участвуют конгломераты, песчаники и глины общей мощностью 600 м (Геологическое строение..., 1968).

В Московской синеклизе нижнетриасовые отложения также отделены перерывом от подстилающих пермских образований. Полный разрез этих отложений включает четыре хорошо обособляющихся толщи, каждая из которых начинается пестрыми песчаниками, расчлененными линзами конгломератов, а завершается чередованием глин и мергелей. Мощность этого разреза 223 м. В менее полных разрезах этой синеклизы нижнетриасовые отложения разделяются на две толщи, нижняя представлена красно-буроватыми песчаниками, кверху постепенно обогащающимися глинистым материалом, верхняя — ярко-красными глинами, содержащими пропластки алевролитов. Мощность таких разрезов колеблется от 40 до 120 м (Люткевич, 1955).

Нижнетриасовые континентальные образования, среди которых господствуют красноцветные толщи, принимают участие в строении большей части Прикаспийской впадины. Максимальная мощность таких об-

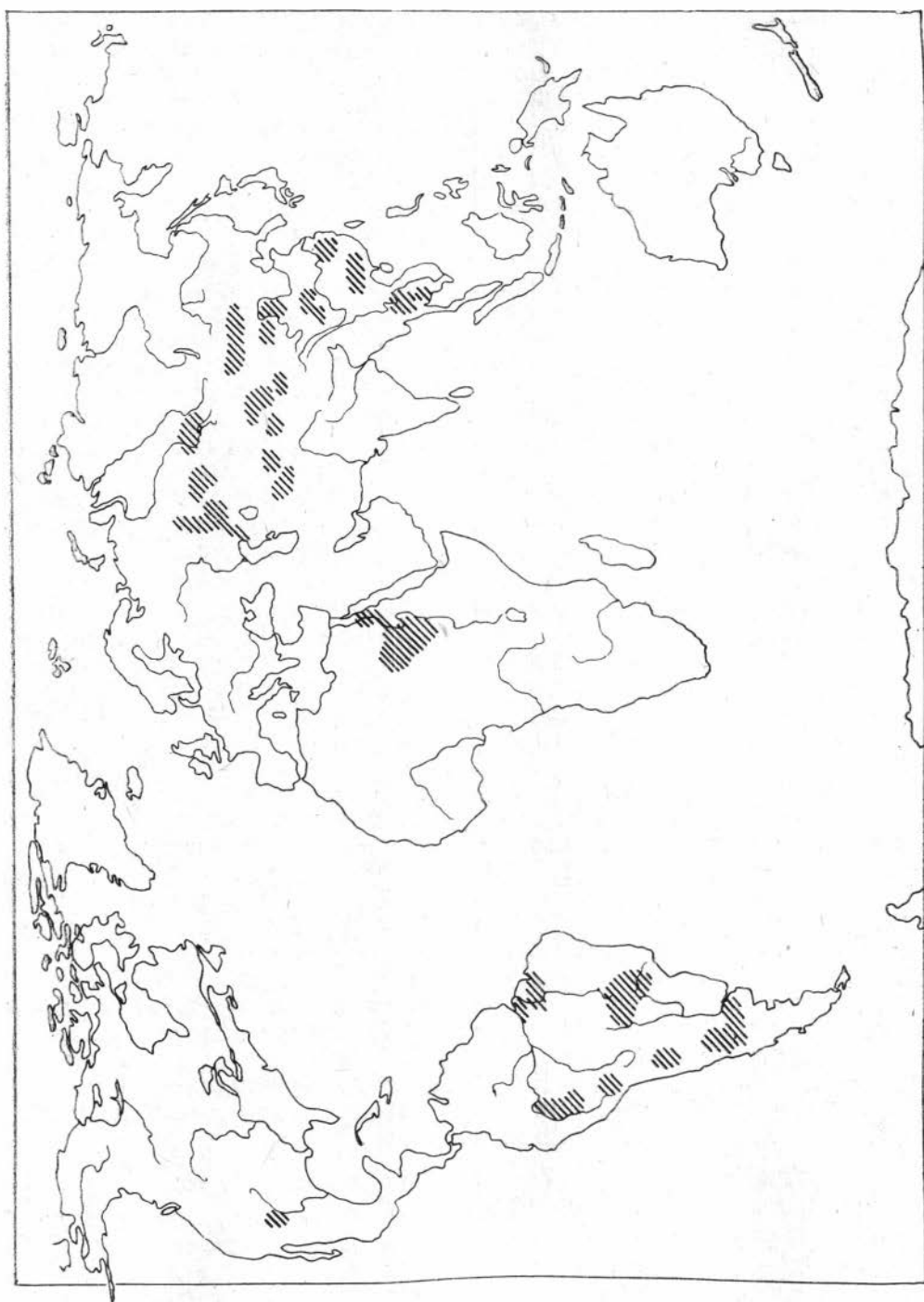


Рис. 8. Распространение красноватых отложений в мелу (заштриховано).

разований 1750 м. Нижнетриасовые отложения Прикаспийской впадины включают два подразделения: индский и оленекский ярусы (Липатова, 1971; Липатова и др., 1972). В прибортовых частях впадины отложения индского яруса представлены пестроцветными образованиями, в нижней части разреза которых обособляются песчаники, а в верхней глины; мощность их 250 м. В строении этого яруса в северо-западной части впадины также принимают участие пестроцветные терригенные отложения, включающие песчаники, алевролиты и глины. Песчаники также приурочены к нижней части разреза. Общая мощность отложений индского яруса в этой части впадины 680 м. В юго-западной части нижнее подразделение состоит из красноцветных терригенных пород, их мощность колеблется от 220 до 230 м. Только в юго-восточной части впадины, в районе южной Эмбы, красно- и пестроцветные терригенные отложения индского яруса замещаются серо- и зеленоцветными толщами, в том числе и морскими.

Что касается отложений оленекского яруса, то среди них также преобладают красноцветные образования. В северо-западной части Прикаспийской впадины к этому ярусу относят красновато-коричневые терригенные породы, представленные серией чередующихся песчаников, алевролитов и глин общей мощностью 130—630 м. В центральной части впадины оленекский ярус сложен терригенными породами, в нижней части разреза которых сосредоточены красновато-коричневые и коричневые аргиллиты и алевролиты, в средней — красновато-бурые и темно-серые глины и аргиллиты, включающие прослои серых песчаников и в верхней — преимущественно красно-бурые и реже серые алевролитовые аргиллиты с тонкими прослоями пестроцветных песчаников. Мощность разреза 753 м.

В юго-западной части впадины отложения оленекского яруса выходят на дневную поверхность на горе Большое Богдо. Они образуют баскунчакскую серию, в строении которой участвуют серо-, зелено- и красноцветные алевролиты и глины, включающие прослои известняков. Мощность серии 320—400 м. Отложения оленекского яруса юго-восточной части Прикаспийской впадины представлены песчано-глинистыми породами красно-бурых, реже голубовато- и темно-серых тонов; в этом районе их мощность не превышает 120 м.

В целом нижнетриасовые пестро- и красноцветные отложения образовались в обстановке приморской аллювиальной равнины с хорошо развитой гидрографической сетью (Демчук и др., 1971).

Средне- и верхнетриасовые отложения Прикаспийской впадины представлены преимущественно сероцветными толщами, среди которых терригенные красноцветные породы образуют единичные прослои и маломощные пачки. В северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины к нижнему триасу относятся пестроцветные образования, достигающие 400 м мощности, а на остальной ее территории красноцветные породы в разрезах этого стратиграфического подразделения встречаются лишь спорадически. Не образуют красноцветные отложения более или менее обособленных пачек и в составе триасовых разрезов Припятского прогиба и Литовской синеклизы.

Южное обрамление Западно-Сибирской низменности

В южном обрамлении Западно-Сибирской низменности на восточном склоне Урала, а также на северных окраинах Казахстана и Саяно-Алтайской области широко распространены мезозойские красноцветные отложения. Наиболее древние среди них — триасовые красноцветы, наблюдающиеся впрочем за пределами этого обрамления на Северном Урале и в Челябинском бассейне. Значительно более обширны территории, занятые нижнемеловыми красноцветными толщами. В частности, неокомские красноцветные отложения протягиваются непрерывной по-

лосой от Туаркыра и Мангышлака через южные окраины Западно-Сибирской низменности до Кузбасса. Значительная масса красноцветных отложений в районе южного обрамления низменности сосредоточена в разрезах, принадлежащих аптальбу и отчасти сеноману. Красноцветы этих стратиграфических уровней представляют особый интерес, так как они постоянно сопровождаются скоплениями бокситов.

Триасовые красноцветные отложения имеются в районе Волчанского и Богословского буроугольных месторождений (Кривцов, 1965). Здесь они слагают подугольную часть разреза, представленную пестроцветными бокситоносными континентальными образованиями рэтского яруса, мощность которых колеблется от 3 до 64 м, а среднее ее значение 20 м.

Эти пестроцветные образования с размывом залегают на коре выветривания, развитой на девонских карбонатных породах. В нижней части разрезов триасовых отложений обособляется горизонт мощностью от 0,5 до 2—3 м кирпично- и вишнево-красных каолиновых брекчиевидных глин, в которых содержится до 29% глинозема. Вверх по разрезу глины постепенно переходят сначала в розовые и красновато-серые сиаиллиты, в которых содержание глинозема достигает уже 34%, а затем в аллиты. Среди аллитовых пород А. И. Кривцов указывает несколько разновидностей, включающих линзообразные залежи бокситов гиббситового состава.

В Челябинском бассейне выделяются средне- и верхнетриасовые отложения челябинской серии. Нижняя часть разреза этой серии представлена пестроцветными терригенными породами, включающими базальтовые покровы, а верхняя — терригенными породами, содержащими прослой углей. Общая мощность серии достигает 1100 м.

Меловые красноцветные отложения, принадлежащие неокому (готерив-баррему), известны на восточном склоне Урала к северо-востоку от г. Ново-Троицка, где они образуют толщу пестроцветных пород мощностью 20—80 м, объединяющую конгломераты, песчаники, алевролиты и песчаные глины (Архангельский и др., 1968). Эти породы содержат значительную примесь карбонатного материала и включают прослой мергелей.

Южнее, в бассейне р. Кызыл-Сай, нижняя часть разреза неокома представлена слабосцементированными конгломератами, сменяющимися песчаниками и алевролитами, а верхняя — песчаными глинами преимущественно монтмориллонитового состава с примесью гидрослюда, каолинита и кварца. Эти глины, имеющие пеструю окраску (кирпично-красную, красно-бурую, желтую, зеленовато-серую), содержат прослой мергелей, глинистых известняков и доломитов. Общая мощность отложений неокома не превышает 40 м. В других районах Южного Урала и в Южном Зауралье красноцветные отложения неокома выделяются в киялинскую свиту, отложения которой выполняют отдельные депрессии. В центральных частях депрессий в строении свиты принимают участие преимущественно глинистые породы, а в окраинных наряду с глинами присутствуют песчаники, гравелиты и конгломераты. Окраска пород киялинской свиты пестрая, преобладают красные тона. В большинстве случаев они принадлежат делювиально-пролювиальным образованиям и, как правило, характеризуются плохой сортировкой обломочного материала. Состав глин каолиновый, реже каолинит-гидрослюдистый; глины известковистые. Мощность киялинской свиты в указанных районах меняется от 100 до 205 м.

Многочисленные выходы пород киялинской свиты известны на южной окраине Западно-Сибирской низменности, где в ее строении преобладают неравномерно известковистые пестроцветные глины с прослоями серых алевролитов и известковистых песчаников. Только в наиболее периферических районах низменности в разрезах киялинской свиты уве-

личивается количество песчаных пород и появляются прослой галечников и гравелитов. Наибольшая мощность свиты в этих районах 650 м. По направлению к внутренним районам Западно-Сибирской низменности терригенным породам киялинской свиты подчинены мергели и известняки, а в целом пестроцветные отложения постепенно замещаются сероцветными толщами (Биккенина, 1970; Геологическое строение..., 1958; Шумилова, 1963). Стратиграфическими аналогами киялинской свиты в пределах северного обрамления Саяно-Алтайской складчатой области являются отложения так называемой илекской свиты (Ананьев, 1948, 1953). Правда, в возрастном отношении они не полностью соответствуют киялинской свите, так как охватывают уже и более древние горизонты нижнего мела, отвечая не только готериву и баррему, но также частично и валанжину. В целом илекская свита, широко распространенная в бассейнах рек Кия, Чулым и Бол. Кемчуг, сложена песчано-глинистыми, нередко известковистыми породами, окрашенными то в зеленые, то в монотонные красно-бурые тона.

Остановимся прежде всего на характеристике разреза илекской свиты, известной по правому берегу р. Кия в окрестностях с. Шестаковского. Несмотря на то, что в этом районе не обнажается нижняя часть разреза свиты, именно здесь могут быть выявлены типичные черты ее состава и строения. Послойное описание илекской свиты крайне затруднено быстрой фациальной сменой пород в пределах ограниченных участков обнажения. Хотя в целом в строении свиты принимает участие не столь уже большое количество разновидностей пород, но все они образуют настолько изменчивые по составу и мощности прослой, зачастую полностью выклинивающиеся, что в различных участках обнажения в разрезе преобладают либо песчаники, либо аргиллиты и мергели. В частности, красно-бурые аргиллиты и мергели то образуют хорошо обособленные прослой среди табачно-зеленых песчаников, и их мощность меняется от 15—20 до 1—2 см, то происходит раздвиг их мощности до 2,5 м, и они образуют однородные пачки, а в ряде случаев они полностью исчезают из разреза. Такая же изменчивость мощности характерна и для табачно-зеленых тонкозернистых, рыхлых песчаников, нередко включающих своеобразные «караваи», состоящие из сильно известковистого серого и желтовато-серого песчанистого материала. Размер этих «караваев» весьма непостоянен, высота их от 3—5 до 10—12 см, при максимальной ширине до 20 см. Пачки песчаников в кровле и подошве зачастую сопровождаются быстро выклинивающимися прослоями гравийных песчаников, переходящих в мелкогалечные конгломераты. Эти табачно-зеленые песчаники нередко косослоистые, причем слои залегают то диагонально, то как бы внахлестку. Что касается красно-бурых аргиллитов и мергелей, то для них типичны карбонатные журавчики.

По нашим наблюдениям, разрез илекской свиты в обобщенном виде представляется следующим (снизу вверх).

- | | |
|---|-------------------------------|
| <p>1. Красноцветные породы либо являются единственными представителями этой части разреза, либо включают расчленяющие их линзы табачно-зеленых песчаников. Красноцветы сменяются пачкой табачно-зеленых песчаников, хорошо обособляющейся в части разреза, находящейся близ с. Шестаковского. Здесь песчаники перекрываются красноцветными глинисто-мергелистыми породами. В удалении от с. Шестаковского, ниже по течению р. Кии, табачно-зеленые песчаники полностью исчезают из разреза и в этой части обнажения наблюдаются сплошь красноцветные образования</p> <p>2. Красноцветные породы вверх по разрезу по карманообразной или скорее ступенчато неровной границе сменяются табачно-зелеными песчаниками, в основании которых развит изменчивой мощности прослой рыхлых голубовато-серых песков, включающих мелкие гальки. Табачно-зеленые песчаники хорошо сцементированы и образуют устойчивые карнизы. Мощ-</p> | <p>Мощность, м</p> <p>8,5</p> |
|---|-------------------------------|

ность их также изменчива	2,5—6,5
3. Красновато-бурые глинисто-мергелистые породы, хорошо обособляющиеся в разрезе. Переход от песчаников к красноцветам происходит через различные типы пород: в одних случаях — через маломощный горизонт, представленный конгломератами и грубозернистыми и гравийными песчаниками, в других — через глинисто-мергелистые голубовато-серые породы. Пачка глинисто-мергелистых пород имеет то однородное строение и представлена разновидностями, устойчиво окрашенными в красно-бурые тона, то состоит из чередования красно-бурых и голубовато-серых мергелей и глин. На одном участке обнажения среди красноцветов наблюдалась линза табачно-зеленых песчаников	2,5
4. Толща табачно-зеленых песчаников, для которой характерна резкая изменчивость мощностей	2,5—6,5
5. Следующая, третья по счету пачка красноцветных пород обладает теми же особенностями строения, что и нижележащая. Глинисто-мергелистые породы содержат уже несколько линзовидных прослоев табачно-зеленых песчаников	4,5
6. Пачка табачно-зеленых песчаников, содержащих хорошо обособляющиеся прослои галечного материала	4,5
7. Красновато-бурые песчано-глинистые породы	1,2
Общая же мощность илекской свиты в этом обнажении около 35 м.	

Более полные, хотя и менее выразительные разрезы илекской свиты в этих районах вскрыты отдельными скважинами, с керновыми материалами которых мы могли ознакомиться благодаря любезности начальника Мар-Тайгинской экспедиции Г. А. Зюзина и геолога Н. П. Павленко. Эти скважины, пробуренные в Тисульском районе, вскрывают отложения илекской свиты, в одних случаях сменяющих угленосные толщи юры, в других — залегающих на девонских эффузивных образованиях. Существенный интерес представляет скв. 22 Владимирского профиля. В ней наблюдается постепенный переход от юрских сероцветных угленосных толщ к пестро- и красноцветным образованиям илекской свиты. Этот переход осуществляется через своеобразную пачку голубовато-серых алевролитов и аргиллитов, содержащих прослой табачно-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов и тонкозернистых сильно известковистых светло-серых и белесых песчаников. Эта переходная пачка обособляется местными геологами в самостоятельную тяжинскую свиту, мощность которой в скв. 22 составляет 19 м.

Разрез илекской свиты, по всей вероятности, надо начинать с глубины 128,60 м, после которой следует (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Пестроцветные породы, представленные чередованием тонкозернистых песчаников и алевролитов, как правило, слабо известковистых, включающих редкие прослои глин. Породы серые, бурые и лиловато-бурые	15
2. Породы, для которых в общем характерно преобладание красной окраски, хотя встречаются зеленые и серые разновидности. Это слабоизвестковистые алевролиты и тонкозернистые песчаники, содержащие примазки и 2—3-миллиметровые включения углистого материала	4,60
3. Серые и зеленовато-серые массивные средние и реже мелкозернистые известковистые песчаники, переслаивающиеся с красно-бурыми и зеленовато-серыми алевролитами и глинами	5
4. Пестроцветные глины красновато- и лиловато-бурых и зеленовато-серых тонов; неравномерная окраска обуславливает пятнистый облик пород. Глины почти не содержат примеси карбонатного материала, они не слоисты и имеют комковатое сложение	7
5. Массивные неслоистые зеленовато- и голубовато-серые песчаники главным образом тонко- и очень редко среднезернистые, содержащие варьирующие по количеству примеси карбонатного материала. В верхней части толщи появляются прослои кирпично-красных тонкозернистых песчаников мощностью 0,45 м	13,5
6. Чередование зеленовато- и голубовато-серых тонкозернистых массивных известковистых и слабоизвестковистых песчаников, красновато-бурых и кирпично-красных тонкозернистых песчаников, глинистых алевролитов и глин и пятнистых тонкозернистых песчаников. В общем же, в этой части разреза илекской свиты преобладают зеленовато-серые песчаники, на долю которых приходится до 70% разреза	13,6

7. Серия переслаивающихся зеленовато- и голубовато-серых тонко- и реже среднезернистых песчаников, переходящих в алевролиты и сильно глинистые бесструктурные песчаники. Последние являются породами смешанного состава, представляющими собой своеобразные грязевые образования, намываемые, по всей вероятности, дождевыми потоками	5,90
8. Красноовато-бурые глинистые мергели с характерным для них полураковинным изломом	1,20
9. Пласт по четкой литологической границе сменяется зеленовато-серыми тонкозернистыми известковистыми песчаниками, содержащими прослой пятнистых песчаников	8,80
10. Красноовато-бурые глинистые мергели	3
11. Толща глин комковатого сложения, в низах окрашенных в голубовато- и зеленовато-серые тона, а в верхах — красноовато- и ярко-бурые	6
12. Глинистые породы, преимущественно красноовато- и ярко-бурых цветов. Эти неслоистые, бесструктурные, нередко комковатого сложения слабоизвестковые породы содержат маломощные прослои буровато-серых, сильноизвестковистых мелкозернистых песчаников	26
13. Переслаивание ярко-бурых и зеленовато-серых глин и буровато- и зеленовато-серых грубозернистых песчаников, содержащих неравномерно рассеянную остроугольную гальку кремнистых пород, кварца и известняков	11,20

Общая мощность илекской свиты в скважине 22 около 120 м.

Налегание пород илекской свиты на девонские отложения можно видеть в скв. 25 Алтайского профиля. Здесь в интервале 80—39,70 м выходят девонские сильно измененные кислые эффузивы. На этих разрыхленных комковатовидных эффузивах, обогащенных окислами железа, залегают красноцветные образования илекской свиты. В подошве данные образования также обладают комковатым сложением и представляют собой переотложенный эффузивный материал. Вверх по разрезу красноцветы становятся более однородными и постепенно приобретают черты обычных терригенных пород, в частности, слабоизвестковистых песчаников и алевролитов.

Более полные разрезы наблюдаются в районах Барабинска, Татарска, Колпашева, Тары, где пестроцветные отложения илекской свиты достигают 600 м и более. Правда, там в их составе большую роль играют уже сероцветные породы. Пестроцветные же отложения в целом сложные известковистыми глинами, аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Среди перечисленных пород часто присутствуют желваковые включения кальцита и реже мергелей (Казаринов, 1958; Шумилова, 1963). В районе Боготола среди пестроцветных образований илекской свиты отмечаются рассеянные мелкие зерна и отдельные скопления гипса (Боголепов, 1961). Многие исследователи отмечали, что красноцветы неокома не обнаруживают определенных черт строения и состава, позволяющих однозначно относить их к тому или иному литогенетическому типу. Это их своеобразие, по мнению А. Л. Яншина (1972), состоит в том, что глины неокома, например, содержащие стяжения доломита или доломитистого известняка, не сопровождаются прослоями не только гипсов или каменной соли, но даже и чистых карбонатных пород. Указанные особенности их состава, очевидно, могут быть объяснены расположением бассейнов седиментации в неокоме на стыке двух климатических зон: гумидной на севере и аридной на юге. Вследствие такого размещения, как наглядно показала Ф. Т. Биккенина (1970), красноцветные и пестроцветные образования неокома в одних случаях приближаются к представителям гумидного, в других — аридного типа литогенеза.

Что касается красноцветов апта, альба и отчасти сеномана, то в отличие от неокомских, они относятся к типичным гумидным образованиям.

Красноцветные отложения этого возраста выполняют отдельные депрессии на восточном склоне Урала и обнаруживают характерные черты строения, которые могут быть продемонстрированы на примере разрезов Среднего Урала (Архангельский и др., 1968; Вахрамеев, 1946,

1947; Каржавин, 1958; Кривцов, 1968; Разумова, 1961; Ренгартен, 1951; Федоров, 1937; Шарова, Гладковский, 1958). В этих разрезах красноцветные отложения, принадлежащие самой верхней части баррема, апту и альбу, объединяются в синарскую свиту, построенную следующим образом. В основании ее залегают грубозернистые, нередко ожелезненные кварцевые песчаники, которые вверх по разрезу переходят в слюдистые песчаники, чередующиеся с темно-серыми и бурыми глинами, содержащими растительные остатки. Общая мощность этих отложений 43 м. Выше выходят пестроцветные глины, достигающие мощности 5,0 м и приуроченные к склонам депрессии, в то время как в центральных ее частях глины окрашены в светло-серые тона. Эта часть разреза синарской свиты сменяется бокситовыми глинами и бокситами (Каржавин, 1958). Наиболее полное строение синарской свиты выявлено на Соколовском месторождении, расположенном в 20 км к востоку от г. Каменска (Федоров, 1937).

Здесь на дислоцированных толщах верхнего триаса залегают:

1. Черные плотные глины, содержащие обломки обугленной древесины. Они перекрываются светло-серыми глинами с прослоями лигнитов.

2. Далее следуют красные, белые и пестроокрашенные пятнистые глины, иногда обнаруживающие тонкую горизонтальную слоистость, их максимальная мощность 15 м.

3. Выше пестрых глин выделяется толща промышленного боксита, расчлененная прослоями красных, пестрых, белых и светло-серых глин, содержащих бобовины гиббсита. Мощность прослоев глин весьма разнообразна, однако наибольших значений она достигает по периферии месторождения. Промышленный боксит в Соколовском месторождении представлен бобовыми каменистыми и глинистыми разновидностями. На бобовые каменистые бокситы приходится около 70% всего рудного тела и мощность их 20 м. Это сильно ожелезненные, окрашенные в красные, коричневые и реже белые тона породы, состоящие из большого количества бобовин, размер которых от 5—10 мм до микроскопических. Глинистые бокситы представлены тонкозернистой массой, включающей редкие черные бобовины.

На Южном Урале аналогичные красноцветные отложения выделяются под названием хайбуллинской свиты, возраст которой первоначально считался юрским (Безруков, Яншин, 1934; Безруков, Яншин, 1937). При дальнейших исследованиях появились надежные доказательства, позволяющие относить ее к нижнему мелу (Вахрамеев, 1948; Волков и др., 1958). Однако и до настоящего времени мы не имеем более полных описаний хайбуллинской свиты, чем те, которые еще в 30-х гг. были даны П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным. По данным названных исследователей, отложения этой свиты встречаются, начиная от районов, расположенных южнее г. Магнитогорска, и до Мугоджарских гор. Сводный разрез хайбуллинской свиты дается по оврагу Кызыл-Сай, находящемуся в 15 км к юго-западу от г. Орска (Безруков, Яншин, 1937). Здесь нижняя часть разреза свиты представлена главным образом красноцветными образованиями.

Мощность, м

1. Желтовато-серые и лиловатые тонкопесчанистые глины, содержащие крупные конкреции глинистого железняка. В южном направлении эти глины фациально замещаются каолиноподобными породами	3
2. Рудный горизонт	0,6—1,5
3. Желтоватые и светло-серые тонкопесчанистые глины, включающие мелкие железистые конкреции	0—4
4. Малиново-красные жирные глины	1—1,5
5. Желтовато-серые и розоватые пески с конкрециями железистого песчаника	3
6. Мелкие галечники и гравийные пески белого цвета	5
7. Темно-красные грубые песчанистые глины	20—22

Остальная верхняя часть разреза хайбуллинской свиты складывается светлоокрашенными песками и глинами. В основании разреза этих пород отмечаются грубые галечники, состоящие из крупных неокатанных галек кремнистых и кристаллических сланцев.

Наиболее подробно разрез хайбуллинской свиты изучен П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934) в северной части Южного Урала на Переволченском месторождении, расположенном к западу от бассейна Таналыка в Хайбуллинском районе Башкирской АССР. Хайбуллинская свита, залегающая на неровной поверхности девонских отложений, начинается комплексом элювиальных пестрых глин, окрашенных в малиново-красные тона до бледно-розовых и лиловато-коричневых. Это жирные вязкие пластичные глины с включениями каолинита. Максимальная мощность глин в эрозионных впадинах 10 м. Выше выходит комплекс красноцветных пород, содержащих бобовые латеритные руды. В строении этого комплекса принимает участие несколько разновидностей латеритных глин. Прежде всего, это латеритные плотные кирпично- и коричневатокрасные глины. Среди них присутствуют различные разновидности, в том числе жирные, сухие, вязкие, пластичные и каменные глины; они постоянно содержат тонкие линзы каолина, большую или меньшую примесь песка, а также отдельные угловатые гальки кварца и кремня. Кроме того, в этих глинах встречаются буровато-красные или коричневые округлые рыхлые бобовины, сложенные окислами железа. При некотором увеличении содержания окислов железа эти глины образуют другой тип латеритных пород, получивших у П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина название глинистых латеритов, в которых глинозем преобладает над окислами железа. Такого типа породы, окрашенные в кирпично- или розовато-красные тона, сильно марающие, обычно сухие и рыхлые. Третья разновидность пород представлена бобовыми латеритными рудами, залегающими мощными пластами, состоящими из твердых и плотных бобовин железистого латерита, сцементированных каменной или глинистой латеритной массой. В бобовых латеритах гораздо больше примеси обломочного материала, чем в глинистых. Этот, как правило, совершенно неокатанный материал представлен зернами кварца и даже гальками кварца, кремня и порфирита, достигающими 3 см в диаметре. Бобовые латериты вверх по разрезу и по латерали постепенно переходят в глинистые латериты, а последние — в сухие латеритные глины. Однако в общем разрез латеритного комплекса построен следующим образом. В подошве его залегают пестрые глины, которые вверх по разрезу сменяются латеритными глинами, а уж затем бокситовыми латеритами. Наибольшая мощность пестрых глин 1,27 м, в то время как мощность глинистых латеритов колеблется от 1,19 до 3,40 м, а бобовых до 3,47 м.

Выше латеритного комплекса залегает хорошо выдержанный на площади горизонт светлых глин, в строении которого участвуют песчаные жирные слюдистые глины пепельно-серого цвета.

К юго-востоку от Переволоченского месторождения фациальный состав хайбуллинской свиты заметно меняется, вследствие чего породы латеритного комплекса замещаются серыми и зеленовато-серыми слюдистыми глинами и светлыми слюдистыми кварцевыми песками.

Остановившись на условиях образования латеритных пород Переволоченского месторождения, П. Л. Безруков и А. Л. Яншин отмечают, что они, главным образом, относятся к продуктам механического переноса материала кор выветривания. Вместе с тем в образовании бобовых латеритов, как они считают, участвовали коллоидальные или химические растворы, из которых выпадали полутонкие окислы глинозема. Однако нельзя не указать, что бобовые латериты, в отличие от глинистых, представлены более грубыми разновидностями и, по всей вероятности, в основном являются продуктом механического переноса материала кор выветривания.

Следующий район южного обрамления Западно-Сибирской низменности, где распространены нижнемеловые (апт-альбские и лишь отчасти сеноманские) красно- и пестроцветные образования, включающие бокситы, принадлежит собственно Тургайскому прогибу и южным окраинам низменности (Бойцова, Михайлов, Овечкин, 1958; Волков, 1958; Кирпаль, 1964; Киселев, 1966; Кривцов, 1965, 1968; Кротов, 1958; Михайлов, 1958; Никифорова, 1948; Никифорова, Разумова, 1959; Петрушевич, 1958; Шарова, Гладковский, 1958; и многие другие).

В этом прогибе известна целая серия нижнемеловых бокситовых месторождений, в том числе Примугоджарская, Верхне-Тобольская и Кушмурунская. По данным Е. П. Бойцовой с соавторами (1958), разрез нижнемеловых отложений юго-западной примугоджарской части Тургайского прогиба выглядит следующим образом. Аптские отложения состоят из делювиальных гравийно-галечными образованиями, состоящими из обломков коренных палеозойских пород и коры выветривания. Альбские же в нижней части разреза представлены пестроцветными глинами, включающими прослой и линзы бокситов, а в верхней — черными глинами с прослоями углей.

Послойное описание нижней части разреза альба, имеющее для нас несомненный интерес, приведено этими исследователями для скв. 13а, расположенной в 8 км от устья балки Аща-Сай (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Белые и красные песчанистые глины, в основании которых наблюдается гравий и галька кварцевого состава	14,5
2. Белый песчанистый мергель, участками ожелезненный	0,50
3. Кирпично-красная бокситовая глина	3
4. Боксит коричневатого-желтого цвета, рыхлый, бобового сложения	1
5. Глина каолинито-бокситового состава белого, красного и желтого цвета	7
6. Боксит каменистый, бобового сложения, буровато-желтый	0,80
7. Боксит каменистый, бобового сложения, темно-серый	0,80

Далее идет верхняя часть альбских отложений; непосредственно на боксите залегают темно-серые каолиновые глины, содержащие большое количество растительных остатков.

Для Верхне-Тобольской группы бокситовых месторождений А. Н. Волков (1958) дает следующее описание нижнемеловых отложений (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красные, пятнистоокрашенные, реже серые или темно-серые каолиновые глины с остатками обуглившейся древесины и с обломками палеозойских пород	20
2. Каменистые, рыхлые и глинистые бокситы, чередующиеся с бокситовыми и каолиновыми глинами и с прослоями углистых глин	до десятков
3. Глины каолиновые, оливково-зеленые, светло-серые, серые с розоватым оттенком, темные с включениями обуглившихся растительных остатков	10

Перекрываются эти отложения с резким размывом морскими песками, возраст которых определяется концом нижнего, началом верхнего мела.

Обобщенный разрез нижнего мела Кушмурунской группы месторождений приводится также по данным А. Н. Волкова (1958). Здесь на юрских отложениях залегают:

- 1. Гравелистые пески, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу глинистыми песками, а затем серыми каолиновыми глинами, содержащими включения зерен кварца и стяжения сидерита.
- 2. Пестроцветные каолиновые глины красных, желтых, фиолетовых и серых тонов, содержащие примесь редких зерен кварца.
- 3. Бокситовые глины и бокситы. В нижней части их разреза сосредоточены красные бокситовые глины и каменистые бокситы, в верхней —

белые и розовые бокситы. Среди них постоянно наблюдаются прослои красных или светло-серых глин, содержащих растительные остатки.

4. Серые и темно-серые песчанистые лигнитовые глины, переслаивающиеся с кварцевыми серыми песками.

В восточной части южного обрамления Западно-Сибирской низменности нижнемеловые апт-альбские красноцветные отложения с бокситами обособляются в качестве кийской свиты (Ананьев, 1948, 1953, 1959; Боголепов, 1961; Казаринов, 1958; Казанский, 1963; и др.).

Пестро- и красноцветные отложения кийской свиты сосредоточены в районах Западно-Сибирской низменности, располагающихся в непосредственной близости от источников сноса. В целом в строении свиты участвуют кирпично-красные, красно-бурые, желтые, зеленовато-серые, серые и белые каолиновые и галлуазитовые глины, чередующиеся с прослоями и линзами кварц-каолиновых песков. Некоторые разновидности этих пород имеют высокое содержание гидроокислов железа и алюминия, что приводит на отдельных участках к накоплению бокситов и бурых железняков. Для кийской свиты характерна резкая фациальная изменчивость, линзовидное строение и частое выклинивание пластов. К. В. Боголепов (1961) предполагает, что отложения кийской свиты накапливались в небольших, периодически высыхавших водоемах в результате деятельности мелких водотоков.

В естественных обнажениях породы кийской свиты наиболее полно обнажены по правому берегу р. Кии, в непосредственной близости от устья р. Серты. Разрез этот, дополненный нашими наблюдениями, дается в обобщенном виде по материалам А. Р. Ананьева (1948, 1953). Здесь нельзя наблюдать непосредственного налегания отложений кийской на породы илекской свиты. Необнаженное пространство между выходами этих двух свит составляет всего лишь первые метры. Разрез кийской свиты (снизу вверх) следующий:

	Мощность, м
1. Светло-серые, белесые и желтовато-серые слабопесчанистые каолиновые глины, участками пятнистые	4,5—5
2. Пятнистоокрашенные, белые, серые, красные, коричнево-красные, желтые и малиновые пластичные глины	0,5—6,5
3. На неровной, иногда даже нишеобразной, поверхности этих пятнистых глин, выполняя небольшие эрозийные ложбины, залегают светло-серые, серые и желтовато-серые средне- и крупнозернистые пески каолиново-кварцевого состава, в основании которых на отдельных участках прослеживаются серые пластичные глины	0,40 до 1,5—2
4. Горизонт кирпично-красных, желтовато-серых массивных неслоистых пород (сильно железистых латеритов) весьма неоднородного состава. Одни разновидности этих пород плотные, каменные, нередко состоящие из отдельных караваеобразных включений, другие рыхлые, землистого облика, сравнительно легкие. В основании и кровле этого горизонта наблюдаются прослои ярких пестроцветных пластичных глин	0,75 до 1,20
5. Плотные железистые коричневатые-серые песчаники	0,5
6. Светло-розовые, желтовато-розовые и серые плотные глины.	

Таким образом, в разрезах кийской свиты в отличие от аналогичных по возрасту апт-альбских отложений других районов южного обрамления Западно-Сибирской низменности, по существу, бокситы не образуют самостоятельных скоплений.

Южные районы Восточной Сибири

Красноцветные отложения мезозойского возраста имеются в Западном Забайкалье (Симонов и др., 1974; Тайсаев, 1965; и др.), где выполняют отдельные депрессионные зоны, расположенные вдоль южного выступа Сибирской платформы.

Наиболее полные разрезы красноцветных отложений наблюдаются в западной части Джидинской горной страны в пределах Санагинской, Купчинской, Баянгольской и других впадин (Тайсаев, 1965). Мезозойские красноцветные отложения образуют две широкие полосы субширотного направления, северную и южную и, как правило, выходят далеко за пределы современных контуров впадин, располагаясь на плоских водораздельных пространствах и в узких грабенах. Они слагают периферические участки впадин и приурочиваются к нижним частям разреза верхнемезозойских угленосных образований. В частности, в Купчинской впадине красноцветные отложения, достигающие 140 м мощности, залегают с валунно-глыбовыми конгломератами в основании разреза на породах кристаллического фундамента. Это красные, красно-бурые и кирпично-красные конгломераты, гравелиты и дресвяники, среди которых песчаники и алевролиты играют резко подчинённую роль. Кроме того, красноцветные отложения включают прослои и линзы красных каолинистых глин; их мощность не превышает 1,5—2 м. В генетическом отношении красноцветы принадлежат аллювиально-пролювиальным образованиям.

Красноцветные отложения встречаются и в составе верхнего мела на юге Витимского плоскогорья (Козлов и др., 1971). Они с заметным разрывом залегают на нижнемеловых отложениях гусинозерской серии. В пределах Еравнинской впадины ими слагается нижняя часть разреза каргинской свиты, включающей два литофациальных комплекса: красноцветный (валунно-галечный) и пестроцветный («мусорные» пятнистые глины). Красноцветный комплекс, распространенный по северо-западному борту впадины, относится к делювиальным, пролювиальным и отчасти к пролювиально-озерным образованиям. В составе же пестроцветного комплекса, характерного для центральных участков впадины, принимают участие озерные и озерно-пролювиальные образования.

Средняя Азия

Мезозойские континентальные красноцветные отложения в Средней Азии известны в меловых разрезах восточной части территории. Они особенно широко распространены в пределах Ферганской и Южно-Таджикской межгорных впадин, а также в западных районах Узбекистана, в Бухарской и некоторых других депрессиях и в Кызылкумах. Изучением меловых отложений этой территории занимались многие исследователи, давшие исчерпывающую характеристику их стратиграфии, литологии, палеогеографии и тектоники. Только один перечень имен этих исследователей составил бы длинный список, поэтому отметим только некоторые из имеющихся многочисленных публикаций (Акрамходжаев, 1960; Бабаев, 1959; Бабаев, Акрамходжаев, 1954; Верзилин, 1963, 1967, 1975; Габриэльян, 1966; Джалилов и др., 1971; Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин, 1965; Рухин, Рухина, 1961; Симонов, 1953; и многие другие).

Меловые красноцветные отложения Средней Азии принадлежат к аридным образованиям. Эти терригенные толщи, как правило, не только обогащены примесями карбонатного материала, но и содержат отдельные, хорошо обособленные прослои мергелей и известняков. Среди них наблюдаются и такие красноцветы, в парагенезе с которыми в одних случаях наблюдаются гипсы и ангидриты, в других — медистые песчаники (Баскакова, Чиж, 1973; Верзилин, 1975).

Приведем некоторые примеры строения и состава меловых отложений Средней Азии. В северных районах Ферганской впадины эти отложения и в нижнем и в верхнем мелу представлены красноцветными толщами. В частности, в строении трехчленного разреза ходжибадской свиты (неоком — апт), принимают участие красноцветные терригенные

породы. Нижняя часть разреза сложена преимущественно фиолетово-красными глинами, содержащими редкие прослои песчаников. В средней части преобладают красно-бурые, розовые, голубовато- и зеленоватые мелкозернистые песчаники, чередующиеся с красными глинами, в кровле и подошве которых наблюдаются пачки гравелитов и конгломератов. Верхняя часть разреза состоит из переслаивания красных и розовых мелко- и среднезернистых песчаников и бурых глин. Общая мощность неоком-аптских отложений 150—270 м.

Вышележащие альбские отложения, объединяющие ходжаосманскую и аламышикскую свиты, в нижней части разреза представлены бурыми и реже зеленовато-серыми глинами, включающими редкие прослои песчаников, алевролитов и известняков, а в верхней — розовыми и светло-серыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами и пестроокрашенными глинами. Мощность этих отложений, завершающих разрез нижнего мела, 240—336 м. Нижняя часть разреза верхнего мела, относящаяся к сеноману, подразделяется на две свиты. Нижняя, шариханская свита (50—75 м), складывается из серии переслаивающихся красных, бурых и реже зеленовато-серых глин, розовых и светло-серых гравелитов и красных, бурых и светло-серых песчаников. Верхняя караалминская свита (43—102 м), состоит из пятнистых и белесых желваковых песчано-карбонатных пород, включающих примесь гравийного, а изредка и галечного материала. Этим породам подчинены красные и пятнистые известково-глинистые разнозернистые песчаники, а также розовые и светло-серые гравелиты.

Остальная часть разреза верхнего мела, включающая урумбашскую, яловач и ничкесайскую свиты, представлена терригенными породами, лишь в верхней части содержащими редкие прослои известняков. Это преимущественно разнозернистые красные, буро-розовые и коричневые песчаники, чередующиеся с линзовидными прослоями гравелитов и пестроокрашенных глин. Мощность этой части разреза верхнего мела 200—490 м.

Что касается меловых отложений южной Ферганы, то и в их строении существенную роль играют красноцветные породы. Здесь неоком-аптские красноцветные отложения в типичных разрезах представлены преимущественно алевролитопесчаными, плохо сортированными разнозернистыми породами, чередующимися с алевролитокarbonатными глинами и отдельными прослоями и пачками гравелитов и конгломератов. В средней части разреза сосредоточены красные и фиолетово-красные конгломераты, брекчии и гравелиты. Сортировка этих грубообломочных пород, как правило, плохая, среди них наблюдаются валунные конгломераты; цементом служит карбонатно-песчаный и реже карбонатный и карбонатно-глинисто-песчаный материал. Максимальная мощность неоком-аптских отложений 200 м.

Среди альбских отложений преобладают известковистые и сильно известковистые песчаники с относительно хорошей сортировкой. Это преимущественно тонкозернистые разновидности терригенных пород. В юго-западных районах наблюдаются разрезы, включающие сравнительно много карбонатных глин, известняков и сульфатных пород. Максимальная мощность этой части разреза 250 м.

Для сеноманских отложений южных районов Ферганской впадины характерны алевролитопесчаные и глинистые породы с карбонатным цементом, среди которых постоянно встречаются прослои и пачки гравелитов. В некоторых районах в отложениях этого стратиграфического подразделения присутствуют гипсы. В наиболее полных разрезах мощность сеноманских отложений около 300 м. На остальную часть верхнемеловых отложений приходится около 200 м разреза, в строении которого принимают участие разнообразные красноцветные терригенные и сероцветные карбонатные породы. Среди них могут быть указаны

розовые песчаники, пестроцветные глины, светло-серые и серые мергели, известняки, доломиты и гипсы.

Меловые отложения Ферганской впадины, в разрезах которых преобладают красноцветные породы, большинство исследователей относит к образованиям, принадлежащим конусам выноса палеорек и обширным аллювиальным и аллювиально-озерным равнинам. Только в работах П. Н. Верзилина (1963, 1967, 1975) развиваются представления об их преимущественно морском происхождении.

В Южно-Таджикской впадине красноцветные толщи наблюдаются только в разрезах нижнего мела, в то время как в верхнем мелу устанавливаются преимущественно морские и лагунные образования. Нижнемеловые отложения в наиболее полных разрезах Южно-Таджикской впадины представлены характерным комплексом красноцветных пород континентального происхождения. Так, например, вдоль юго-западных отрогов Гиссарского хребта в строении нижней части их разреза принимают участие кирпично-красные, красные и пестроцветные глины, чередующиеся с красными и серыми косослоистыми песчаниками. Установлено, что в северном направлении песчаники фациально замещаются конгломератами. Эта часть нижнемелового разреза, включающая карабильскую, альмурдакскую и кызылташскую свиты, относится к валанжину — нижнему готериву и залегает на соленосно-гипсоносных отложениях верхней юры. Общая мощность разреза 400 м. Вышележащие отложения верхнего готерива — апта в указанном районе сложены красными и зелеными глинами, включающими прослой гипса. Вверх по разрезу они сменяются известняками и мергелями, переслаивающимися с прослоями песчаников и гипсов. Мощность верхнеготерив-аптских отложений достигает 300 м. Альбские толщи представлены уже исключительно морскими отложениями.

Так же как и в Южно-Таджикской впадине, в западных районах Узбекистана красноцветные отложения наблюдаются в нижнем отделе меловой системы. Наиболее полно красноцветные отложения изучены в пределах Бухарской депрессии, обобщенный разрез которых мы приводим по данным А. Г. Бабаева (1959).

Здесь валанжин-нижнеготеривские отложения включают мощный (более 700 м) комплекс красноцветных пород, залегающих на огипсованной пачке красных глин, по всей вероятности относящихся к верхней юре. Это преимущественно кирпично-красные, красновато-бурые и бурые песчаники, среди которых встречаются известковистые и слабоизвестковистые породы, хорошо и слабо сортированные, рыхлые и плотные. Сравнительно часто песчаники содержат примесь мелкой гальки. В основании разреза наблюдается пачка мелкогалечных конгломератов мощностью до 26 м, обломочный материал которых состоит из окатышей подстилающей красной глины и известняков. В верхней части разреза песчаники включают пачку кирпично-красных слабо известковистых глин (60 м), пачку кирпично-красных алевролитов (34 м), обогащенных глинистым материалом. Верхнеготерив-аптские отложения в этом разрезе обнаруживают следующее строение. В основании обособляются кирпично-красные слабо известковистые глины, сменяющиеся вверх по разрезу зеленовато-серыми известковистыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми глинами. Далее идут мощные кирпично-красные глины. Верхняя часть разреза представлена известковистыми кирпично-красными песчаниками. Мощность отложений верхнего готерива — апта 100 м.

В вышележащих меловых отложениях красноцветные породы отмечаются только в основании альба, где они чередуются с сероцветными песчаниками. Остальная часть альба, как и всего разреза верхнего мела, сложена сероцветными, в том числе морскими толщами.

Центральная Азия

Центральная Азия в мезозое представляла собой обширную область, не имевшую стока в океан. Она принадлежала огромнейшему участку суши, на котором в мезозойское время шли процессы континентальной красноцветной седиментации (Синицын, 1959, 1961, 1962). Следует заметить, что хотя и не все исследователи имеют одинаковое мнение о границах Центральной Азии, но в большинстве случаев в ее пределы включают южную часть Монгольской Народной Республики и западную часть Китайской Народной Республики, на территории которых размещается ряд высоких равнин и нагорий, окруженных горными хребтами. На севере Центральной Азии, в Монголии, они известны в системе гобийских впадин, сменяющихся к югу, уже в Китае, такими крупными межгорными впадинами, как Джунгарская, Таримская, Цайдамская, Алашанская и Ордосская (рис. 9).

В МНР мезозойские отложения приурочены к небольшим впадинам тектонического происхождения, представляющим узкие грабены, расчленяющие домезозойские структуры, или к относительно более крупным впадинам, расположенным в зонах герцинской и мезозойской складчатости (Девяткин, 1967; Синицын, 1956; Стратиграфия, 1975; Шувалов, 1970).

В Предалтайской зоне мезозойские красноцветные отложения являются в разрезе верхней юры. В частности, в хр. Цаган-Шибету и у перевала Улан-Даба верхнеюрские отложения сложены грубыми красноцветными терригенными породами, относящимися к склоновым пролювиальным осадкам, накапливающимся в непосредственной близости от воздымающихся гор. Это конгломераты и конгломерато-брекчии, содержащие прослои гравелитов и крупнозернистых полимиктовых песчаников. Серия этих пород (1000—1200 м) выполняет узкий тектонический грабен (Девяткин и др., 1975). Юго-восточнее, в районе Явара и по р. Намирин-Гол, верхнеюрские отложения, с размывом залегающие на угленосных толщах нижней — средней юры и на палеозойских породах, также представлены грубыми терригенными красноцветными образованиями мощностью 400—600 м. Наиболее типичный разрез верхнеюрских отложений Предалтайской зоны наблюдается в Бэгэрнурской впадине, по р. Цаган-Баргасун-Гол. Это толща

красно-бурых конгломератов и брекчий, расчлененных линзовидными прослоями и пачками красноцветных гравелитов и песчаников. Общая мощность этих отложений 350—400 м.

В зоне котловины Больших озер верхнеюрские отложения сложены более тонкозернистыми разностями красноцветных терригенных пород, относящихся к аллювиальным и аллювиально-озерным образованиям. В этой зоне значительная роль принадлежит песчаникам и аргиллитам. Севернее горы Баян-Обо-Ула Е. В. Девяткиным с соавторами (1975) описан следующий разрез верхнеюрских отложений (снизу вверх):

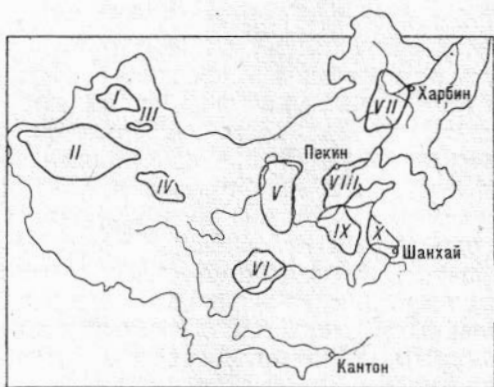


Рис. 9. Расположение главнейших внутренних впадин на территории Китайской Народной Республики, по Пан-Чжу-Сян, Рябухину (1961) с упрощениями.

I — Джунгарская; II — Таримская; III — Турфанская; IV — Цайдамская; V — Ордосская; VI — Сычуанская; VII — Сунляо; VIII — Хэбэйская; IX — Кайфынская; X — Цзянсу́йская.

	Мощность, м
1. На мезозойских эффузивах с разрывом и несогласием залегают лилово-красные базальные конгломерато-брекчии	5
2. Переслаивание разногальечных конгломератов, гравелитов и красных глин	100
3. Серия красновато-бурых глин, чередующихся с буровато-серыми конгломератами. В этой серии пород наблюдаются крупные стволы окремненных деревьев и отпечатки стеблей и листьев	40
4. Пачка красно-бурых и темно-красных известковистых песчаников, включающих прослой глин и прослой (0,5 м) мелкогальечного конгломерата	150
5. Толща красных, желтовато-, зеленовато- и розовато-серых разнoзернистых песчаников, переслаивающихся с красно-бурыми глинами и аргиллитами	200
Общая мощность верхнеюрских отложений этого разреза около 500 м.	

Более молодые красноцветные отложения в мезозойских разрезах известны среди нерасчлененного верхнеюрско-нижнемелового комплекса Предалтайской зоны. Здесь в районе Явара и р. Намирин-Гол пестроцветным песчаникам, аргиллитам и алевролитам, включающим в нижней части разреза прослой мелкогальечных конгломератов, подчинены красноцветные разновидности этих пород.

Наиболее полный красноцветный разрез верхней юры — нижнего мела Предалтайской зоны описан В. Ф. Шуваловым (1975) в Дзергенской впадине, на юго-востоке хр. Бумбату-Хайхран. Этот разрез имеет четкое трехчленное строение. Нижняя пачка (100 м) представлена переслаиванием красно- и коричневатобурых аргиллитов и песчаников с преобладанием аргиллитов. Средняя пачка (150 м) сложена преимущественно песчаниками, на долю которых приходится до 70% разреза. Песчаники коричневатожелтоватобурые, разнoзернистые, ритмично чередующиеся с красно- и коричневатобурыми глинами. В строении верхней пачки (100 м) принимают участие красновато- и коричневатобурые аргиллитоподобные глины, содержащие прослой плитчатых разнoзернистых красноватобурых и реже зеленоватосерых песчаников.

В котловине Больших озер красноцветные отложения верхнеюрско-нижнемелового комплекса образуют пачки разной мощности и прослой среди серо- и зеленоцветных терригенных пород.

В Центральной Монголии мезозойские красноцветные отложения отмечены в разрезах верхней юры, а также нижнего и верхнего мела, в которых они слагают отдельные свиты, в частности тормхонскую, саиншандинскую, байнширэтскую и барунгойтскую.

Тормхонская свита, возраст которой считается верхнеюрским (кимеридж — титон), широко распространена в зонах молодых поднятий передовых хребтов Монгольского и Гобийского Алтая; значительно реже породы, принадлежащие этой свите, встречаются в современных депрессиях Северной Гоби (Шувалов, 1975). Наиболее представительный разрез тормхонской свиты Монгольского Алтая имеется к востоку от горы Эрдени Ула. Описание этого разреза, дополненное нашими наблюдениями, дается по материалам В. Ф. Шувалова (1975).

Здесь на нижнепалеозойских измененных эффузивах несогласно залегают красноцветные образования тормхонской свиты, значительная часть разреза которой представлена грубыми терригенными породами; только в самой верхней ее части относительно часты прослой тонкозернистых разновидностей этих пород. Разрез выглядит следующим образом:

	Мощность, м
1. В основании залегает базальная пачка красноцветных разногальечных конгломератов, участками переходящих в валунные. Конгломераты включают линзовидные прослой гравелитов, а также гравелитистых и крупнозернистых песчаников. Обломочный материал в конгломератах характеризуется плохой окатанностью, многие обломки имеют остроугольную фор-	

мү. Состоят они главным образом из измененных эффузивов, но встречаются граниты и метаморфические породы. Цемент представлен красновато-бурым песчанистым материалом	25
2. Серия чередующихся конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов, гравелитистых и крупнозернистых песчаников, включающих линзы средне- и тонкозернистых песчаников и быстро выклинивающиеся маломощные прослои аргиллитов. Цвет пород бурый, буровато- и розовато-серый. Мощность отдельных пачек грубых терригенных пород от 0,25 до 1,20 м, а тонкозернистых песчаников и аргиллитов не превышает 0,1 м. Вся серия пород обнаруживает характерное для пролювиальных и аллювиальных образований руслового типа перекрещивающееся косое наслоение	75
3. Толща, в строении которой участвуют серовато-желтые и грязно-серые мелкогалечные конгломераты и буровато-красные разнозернистые косослоистые песчаники, причем основная часть разреза приходится на конгломераты	32
4. Верхняя часть разреза тормхонской свиты сложена красно-бурыми песчанистыми глинами, включающими редко рассеянные остроугольные обломки пород различного состава. Толща глин примерно в средней части разреза расклинивается хорошо выдержанным пластом (8,5 м) грубозернистых серых песчаников	20
5. Грубозернистые серые песчаники	35

Общая мощность тормхонской свиты в этом районе около 190 м. Восточнее описанного разреза, в верховьях р. Джиргалантуин-Гола мощность тормхонской свиты значительно возрастает, до 430 м, одновременно происходит изменение ее состава. Здесь она представлена главным образом переслаиванием конгломерато-брекчий и красно-бурых глин. Впрочем, несколько восточнее, в районе хр. Хара-Аргалинту-Нуру в строении свиты господствующее значение вновь приобретают красноцветные терригенные породы грубого состава. Общая мощность свиты в данном районе 800—1000 м (Шувалов, 1975).

В Гобийском Алтае тормхонская свита также широко распространена. Стратотипом свиты, по данным В. Ф. Шувалова (1975), считается разрез, описанный к северу от хр. Таряту-Ула, в районе родников Хатусуржи-Булак и Улан-Булак. Здесь существенная часть разреза тормхонской свиты приходится на грубые терригенные породы — разногалечные конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты и различной преимущественно грубой, зернистости песчаники. В основном это красноцветные породы, хотя среди них могут быть отмечены разной мощности пачки и прослои серых и зеленовато-серых пород. Мощность этой части разреза 650 м. Верхняя часть разреза свиты мощностью около 250 м состоит из красно-бурых аргиллитов, коричневатобурых глин и зеленовато- и красновато-серых разнозернистых песчаников, чередующихся с мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Наибольший интерес представляет разрез тормхонской свиты, изученный нами к югу — юго-западу от горы Бахар-Ула. Нижняя часть разреза свиты, слагающая южные и юго-западные склоны этой горы, представлена толщей конгломератов, несогласно залегающих на темно-серых и черных нижнепалеозойских известняках. Здесь установлена такая последовательность напластований (снизу вверх):

	Мощность, м
1. В основании разреза конгломератов повсеместно прослеживается линзовидная пачка желтых и желтовато-серых гравийных и мелкогалечных конгломератов, обломочный материал которых состоит главным образом из остроугольных обломков подстилающих известняков. Участками эти конгломераты переслаиваются с грубозернистыми и гравийными песчаниками	0—0,75
2. Серия чередующихся красновато-, лиловато-бурых и ярко-лиловых разногалечных и валунных конгломератов. В том случае, когда из основания конгломератовой толщи исчезает пачка желтовато-бурых конгломератов, на нижнепалеозойские известняки ложатся красновато-бурые конгломераты. В целом конгломераты этой серии очень плотные, почти сливные, обломочный материал в них имеет остроугольную и полуокатанную форму и гораздо реже характеризуется хорошей окатанностью. Состав обломков преимущественно известняковый, но встречаются также обломки метаморфических, эффузивных и кремнистых пород. В разрезе господствуют то ва-	

лунные, то галечные конгломераты с преобладанием первых. Среди конгломератов наблюдаются линзовидные прослои и линзы разномерных красновато-бурых песчаников	35,5
3. Переслаивание очень плотных, почти сливных и менее плотно сцементированных красно-бурых конгломератов. Среди них основную роль играют разногалечные и гравийные конгломераты, валунные же разновидности этих пород встречаются гораздо реже. Конгломераты постоянно включают линзы тонкозернистых ярко-красно-бурых и вишнево-красных песчаников	22
4. Буровато-красные галечные конгломераты, включающие отдельные редко рассеянные валуны. Эти конгломераты относят к типичным фациям подножий. Обломочный материал в них то хаотически нагроможден, то неравномерно рассеян среди красноцветного гравийного материала, то образует более или менее однородные пачки. Нередко обломочный материал плохо сцементирован и тогда порода имеет вид современного руслового аллювия. Конгломераты переслаиваются с разномерными песчаниками или включают их мощные линзы	25

По южным и юго-западным склонам горы Бахар-Улы мелкогалечные конгломераты перекрываются мощной толщей базальтов, которые относятся к вышележащей ундурхинской свите. Продолжение же разреза тормхонской свиты можно наблюдать по небольшим грядам, расположенным к западу от горы Бахар-Ула. Здесь обнажается верхняя часть разреза свиты, в строении которой принимают участие следующие серии пород, надстраивающие разрез конгломератовой толщи:

5. Сложно построенная толща чередования ярко-бурых, и вишнево-красных аргиллитов с бурыми и красновато-бурыми конгломератами. В начале мощность аргиллитовых пачек в среднем не более 0,75 м, при мощности пачек конгломератов до 2,5 м. Аргиллиты в таком чередовании постоянно содержат рассеянные остроугольные гальки и гравий, иногда концентрирующиеся в линзовидные прослои и линзы. Выше по разрезу мощность аргиллитовых пачек возрастает до 4,5—6 м, но такие пачки содержат 0,2—0,3-метровые прослои галечных и крупногалечных конгломератов. Мощные пачки аргиллитов чередуются с не менее, а иногда и более мощными (до 8,5 м) пачками конгломератов, также содержащих прослои аргиллитов	75
6. Красноцветная толща, представленная переслаиванием конгломератов, песчаников и аргиллитов. Главная часть разреза (37,5) принадлежит конгломератам и песчаникам, аргиллиты же им резко подчинены. Конгломераты мелкогалечные и гравийные, песчаники средне- и крупнозернистые	200

Для районов Северной Гоби наиболее полный разрез тормхонской свиты изучен В. Ф. Шуваловым (1975) к востоку от Цогт-Обо-Сомона. Это сложно построенная красноцветная серия чередующихся конгломератов, конгломерато-брекчий, разномерных песчаников и глин общей мощностью до 1000 м. К западу от Цогт-Обо-Сомона мощность тормхонской свиты сокращается до 300—400 м и в низах разреза появляются единичные не выдержанные по мощности покровы базальтов.

Более молодые мезозойские красноцветные отложения Центральной Монголии принадлежат верхнему мелу; к ним относится сайншандинская, байнширэнская и барунгойтская свиты (Шувалов, 1975). Сайншандинская свита, в строении которой участвуют красноцветные конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники и глины, несогласно залегает на апт-альбских и на более древних, вплоть до среднепалеозойских, образованиях. В южных районах Центральной Монголии она приурочена к краевым частям молодых поднятий, в северных — к крупным депрессиям Олдахухирской, Онгын-Гольской и др. Палеонтологические данные указывают на возраст сайншандинской свиты, относящейся к низам верхнего мела, к сеноману. В. Ф. Шувалов отмечает два типа разрезов, характеризующих сайншандинскую свиту. Один из них, представленный преимущественно тонкозернистыми терригенными породами, наблюдается в центральных частях седиментационных бассейнов, другой — с преобладанием более грубых пород — к их краевым частям. Наиболее типичный разрез свиты В. Ф. Шувалов приводит для

районов урочищ Барун-Баян и Дзун-Баян. Этот разрез в обобщенном виде выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальный горизонт, сложенный красно-бурыми конгломерато-брекчиями, включающими линзы гравелитов, песчаников и щебнистой красно-бурой глины	30
2. Линзовидно построенная серия красноцветных слоев, в нижней части разреза представленная чередованием конгломерато-брекчий, песчаников и глин, а в верхней — валуново-галечных конгломератов, песчаников и щебнистых глин	70
3. Красноцветные глины, среди которых выделяются песчаннстые и щебнистые разновидности пород. В низах разреза среди глин наблюдаются линзовидные прослои и пачка мелкогалечных конгломератов, в верхах — конкреции серых мергелей	55
4. Сложно переслаивающиеся красно-бурые глины, песчаники, гравелиты и конгломераты	36

В целом мощность сайншандинской свиты оценивается в 200 м. Вышележащая баинширэнская свита сложена пестроцветными терригенными породами, среди которых встречаются и красноцветы. Отложения свиты выполняют наиболее погруженные участки Центральной Монголии и за редким исключением на дневную поверхность не выходят. Свиту образуют песчаники и глины, содержащие в нижней части разреза прослои гравелитов. Возраст баинширэнской свиты сеноман-сантонский, мощность от 100 до 170 м.

Разрез мезозойских отложений Центральной Монголии заканчивается барунгойтской свитой верхов верхнего мела (кампан — маастрихт). Наиболее представительный разрез этой свиты наблюдается в урочище Баин-Дзака, хорошо известного со времен исследований Ч. Берки и Ф. Мориса (Berkey, Morris, 1927) своими захоронениями остатков разнообразных позвоночных и ставшего местом паломничества палеонтологов. Хотя этот разрез неоднократно приводился в литературе, мы даем его описание по собственным наблюдениям, так как для нас он представляет особый интерес. Гряды Баин-Дзака очень эффектны на фоне безоблачного неба и действительно оправдывают свое название «Пламенеющие скалы», когда среди выровненной пустынной местности внезапно возникают вначале призрачные, а потом все более отчетливые контуры ярко-красных обнажений. Баин-Дзакская гряда, сложенная красноцветными отложениями, представлена двумя отчетливо выраженными и одним менее резко очерченным уступами. Нижний, неясно очерченный, уступ прослеживается только в восточной части гряды, где он распадается на две ступени. Главный скальный уступ, второй по счету, обнажения которого своими причудливыми выходами и создают живописный вид местности, сохраняется на протяжении всей гряды. Верхний уступ обособляется на крайнем западе гряды.

Выходы барунгойтской свиты начинаются небольшими изолированными обнажениями первой ступени нижнего уступа.

	Мощность, м
1. Оранжево-желтые, красновато-оранжевые почти несцементированные известковистые песчаники, характеризующиеся кривой струйчатой слоистостью. Песчаники включают отдельные известковистые журавчики причудливой формы: округлой, ветвящейся или неправильной. Выше по разрезу журавчиков становится больше и они образуют своеобразный конcretionный горизонт, резко обособляющийся в кровле ступени	10,5
2. В основании второй ступени нижнего уступа обнажаются все те же оранжево-желтые и красновато-оранжевые песчаники, которые залегают в виде огромной линзы, отвечающей по форме дюне. В западной части обнажения мощность песчаников не превышает 1—1,5 м, а в восточном направлении постепенно увеличивается до 8,5 м. Песчаники тонкозернистые, плохо сцементированные, лессовидного облика. В тех частях разреза, где песчаники переполнены известковистыми журавчиками и конкрециями, они	

становятся хорошо сцементированными, уплотненными. В верхней части разреза песчаники характеризуются «ноздревато-ячеистой» поверхностью выветривания, превращающей породу в своеобразное «песчаное кружево»

8,5

3. Небольшие обнажения, также сложенные оранжево-желтыми песчаниками, содержащими журавчики и конкреции, прослеживаются и в кровле второй ступени нижнего уступа

6,5

Вышележащая часть барунгойтской свиты повсеместно прослеживается во втором, скальном уступе Баин-Дзакской гряды.

4. Нижняя часть скального уступа представлена серией чередующихся оранжево-, буровато- и красновато-желтых тонкозернистых известковистых песчаников в разной степени сцементированных. Среди них встречаются совсем рыхлые, слабо сцементированные и относительно плотные разновидности песчаников. Для некоторых разновидностей песчаников может быть указана хорошо выраженная столбчатая отдельность, для других — крупная струйчатая и отчетливая косая слоистость. Песчаники в этой части разреза содержат включения журавчиков, переходящих в конкреционные горизонты, и нередко им свойственна причудливая ячеистая кружевоподобная форма выветривания

25

5. Песчаники, но уже линзовидно расклинные пачками «конгломератовидного» облика пород, состоящих из катышей карбонатного материала размером, не превышающим крупные горошины, сцементированные известковистыми песчаниками. Наблюдаются четыре пласта таких пород, наиболее мощный из них достигает 0,75 м. В этой толще располагаются песчаники, подвергшиеся своеобразному выветриванию, обособляющему в них отдельные плоские или иной формы куски, напоминающие то черепа позвоночных, то огромных размеров их кости, то окаменелые стволы гигантских деревьев. Максимальная мощность такого ложного костеносного горизонта песчаников не превышает 3 м

8,5

Надстраивается разрез барунгойтской свиты по третьему уступу, в самой западной части Баин-Дзакской гряды, где выходят

6. Ярко-бурые, почти красные мергели или мергелистые глины однородного строения, с раковинистым изломом

6,5

В западном направлении их мощность заметно уменьшается, а в восточном они полностью выклиниваются.

7. Кровля третьего уступа складывается буровато-желтыми тонкозернистыми песчаниками, содержащими известковистые конкреции. Выше по разрезу эти песчаники перекрыты современными галечниками

2

Общая мощность барунгойтской свиты в районе урочища Баин-Дзак составляет 67,5 м.

По южной окраине Монголии мезозойские красноцветы встречаются только среди верхнемеловых отложений, выполняющих современные впадины, такие как, например, Восточно-Гобийская, Нэмэгэтинская и др. Красноцветные отложения принадлежат свитам сайншандинской и отчасти баинширэнинской, а также джибхаланской, барунгойтской и нэмэгэтинской, изобилующих остатки позвоночных (Сочава, 1975). Сайншандинская свита широко развита в Восточной и Заалтайской Гоби и в северных предгорьях Гобийского Алтая. В большинстве случаев она представлена чередованием конгломератов и глин и лишь иногда, в частности в районе горы Оши-Нуру, она складывается главным образом красноцветными глинами. Вблизи позднемерловых поднятий в сайншандинской свите господствующее значение приобретают плохо отсортированные конгломераты. Мощность свиты меняется от первых десятков до 400 м.

Вышележащая баинширэнинская свита наблюдается в тех же районах, что и сайншандинская. В ее строении принимает участие сложный комплекс пестроцветных пород, среди которых имеются прослои и пачки красноцветных глин и реже песчаников. Джибхалантская свита (60 м) выделяется только в районах Восточной Гоби, где она сложена серией переслаивающихся красноцветных плохо отсортированных песчаников и глин, содержащих горизонты карбонатных конкреций и прослои мелкогалечных конгломератов.

Барунгойтская и нэмэгэтинская свиты отмечаются в районах Заалтайской Гоби и в северных предгорьях Гобийского Алтая (Сочава, 1975).

Барунгойтская свита сложена преимущественно сероцветными породами, что касается красноцветных отложений, то они образуют лишь отдельные пачки и прослои среди них. Нэмэгэтинская свита красноцветными породами представлена только в прибортовых частях впадин, где эти породы характеризуются высокой карбонатностью.

В западных районах Китайской Народной Республики мезозойские красноцветные отложения выполняют систему межгорных впадин.

Они наблюдаются прежде всего в самой северной Джунгарской впадине, расположенной между горными грядками Алтая на севере и Тянь-Шаня на юге. Эта впадина вытянута в широтном направлении и имеет протяженность около 1000 км при ширине 300 км (Синицын, 1959; Пан Чжу-Сян, Рябухин, 1961). Как и другие впадины Центральной Азии, Джунгарская впадина размещается на герцинском складчатом основании. Начиная с триаса, эта впадина стала областью континентальной, преимущественно красноцветной седиментации. В генетическом отношении она представляла собой систему обособленных озерных бассейнов с весьма изменчивыми контурами.

Мезозойские красноцветные отложения Джунгарской впадины имеют следующее строение (Саидов, 1956; Региональная стратиграфия..., 1960, 1963; Пан-Чжу-Сян, Рябухин, 1961). Наиболее древние красноцветы выходят в восточной и юго-восточной частях впадины, где слагают разрезы среднего и верхнего триаса. Они представлены коричнево-красными и красными, гораздо реже фиолетово-красными и зеленовато-серыми песчанистыми глинами, чередующимися с прослоями зеленовато-серых грубозернистых песчаников. Мощность триасовых отложений 1000—1500 м. В районе г. Урумчи в основании триасового разреза развита мощная (до 160 м) толща чередующихся грубозернистых косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Вышележащие красноцветные отложения Джунгарской впадины относятся к верхней юре и объединяются в чийгуйскую свиту (Саидов, 1956), связанную постепенными переходами с угленосными юрскими толщами. В отличие от триасовых юрские красноцветы распространены весьма широко.

В юго-восточной части впадины, в районе г. Саншай, в строении свиты участвуют красноцветные и коричневые грубозернистые песчаники, содержащие прослои песчанистых глин и мелкогалечных конгломератов. Здесь мощность свиты составляет 500 м. К западу от этого района в окрестностях городов Урумчи и Фукана свита сложена красными, коричневыми и реже серыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами. Среди глин наблюдаются прослои коричневых, местами серых грубозернистых песчаников. Мощность свиты в этом районе 680 м. Несколько западнее, в той же юго-восточной и южной частях впадины, в районе Чийгу, между реками Санджи и Хутубы чийгуйская свита представлена чередованием темно-коричневых, красновато-бурых и буровато-серых песчанистых глин и грубозернистых песчаников. В этих районах мощность свиты 500—600 м. В восточной части впадины, в пустыне Боршень-Гоби чийгуйская свита представлена красноцветными глинами, содержащими прослои зеленовато-серых глин.

Меловые красноцветные отложения в Джунгарской впадине развиты преимущественно в ее южных районах. Красноцветы нижнего мела слагают свиты Ишэкэдабань и Халачжа. Свита Ишэкэдабань, залегающая со стратиграфическим несогласием на юрских толщах, представлена красно-коричневыми разнотернистыми конгломератами и галечниками, содержащими линзы крупнозернистых песчаников. Ее мощность меняется от 0 до 150—170 м. В строении свиты Халачжа принимают участие серо-зеленые и красные косослоистые песчаники, содержащие в верхней части разреза прослои вулканогенных пород и галечников. Мощность свиты также весьма изменчива — от 0 до 850 м.

Верхнемеловые красноцветные отложения, составляющие свиту Тугулу, отличаются значительно более широким распространением. Они наблюдаются не только в южной части, но и в северо-западной и северо-восточной частях Джунгарской впадины. Это красные и серо-зеленые косослоистые мелкозернистые плитчатые песчаники, переслаивающиеся в средней части разреза с серо-зелеными глинами. В базальной части свиты наблюдается пласт конгломератов (4 м). Максимальная мощность свиты характерна для западных разрезов, где она достигает 1500 м. В северо-западной части впадины ее мощность составляет 800 м, а на востоке, в районе Тосытая, не более 20 м.

Самый представительный разрез этой свиты наблюдается к западу от г. Урумчи, где он имеет четкое трехчленное строение. Нижняя часть свиты (470 м) состоит из темно-коричневых песчаных глин, включающих прослои песчаников, средняя (70 м) — из зеленовато-серых песчаных глин и верхняя (400 м) — из чередования бурых, зеленовато-серых и темно-коричневых песчаных глин и мелкозернистых песчаников. Общая мощность свиты Тугулу в этом районе 940 м.

Свита красных пород, венчающая разрез верхнего мела, наблюдается только на юго-востоке Джунгарской впадины, в районе Урумчи—Тосытая. Наиболее полный разрез этой свиты — в долине р. Санджи, где в ее строении участвуют темно-бурые и кирпично-красные песчаные глины, содержащие прослои грубозернистых песчаников. Базальная часть свиты представлена толщей (30 м) красновато-бурых косослоистых грубозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу мелкогалечными конгломератами. К востоку от р. Санджи, в долине р. Тугулу, в составе свиты существенную роль играют грубозернистые песчаники, а по р. Манас такие песчаники преобладают. Максимальная мощность свиты красных пород 1300 м, а в восточном направлении она резко уменьшается — до 20—30 м в районе Тосытая.

Следующая, Турфанская впадина, расположенная к юго-востоку от Джунгарской, имеет сравнительно небольшие размеры. Особенность этой впадины в том, что ее центральная часть находится ниже уровня моря на 150 м. Впадина заложилась в начале мезозоя и выполнена мощными континентальными толщами триаса, юры и мела (Пан Чжун-Сян, Рябухин, 1961). Красноцветные отложения в разрезах Турфанской впадины принадлежат средней и верхней юре и мелу. Средне-верхнеюрские красноцветы наблюдаются в районе г. Богдошань, где они образуют серию Верхняя Шуйсигоу (Региональная стратиграфия..., 1960), состоящую из коричнево-красных конгломератов и коричнево-желтых песчаников общей мощностью 550 м.

Меловые красноцветы распространены в центральной и восточной частях впадин. В их строении принимают участие преимущественно светло- и кирпично-красные глины, содержащие большое количество каменной соли и гипса. В песчаниках базальной части разреза отмечены прослои галечников. Мощность меловых отложений достигает 1000 м.

В районе Шэнцзиньхоу у Жэшуйцюаня наблюдается следующий разрез меловых отложений (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кофейного цвета глинистые песчаники и песчаные глины с редкими прослоями желто-зеленых песчаников	375
2. Преимущественно красные и фиолетово-красные песчаники с прослоями песчаных глин	55
3. Зеленовато-серые и фиолетовые глины и песчаные сланцы с тонкими прослоями гипса	50
4. Фиолетово-серые песчаные глины с прослоями песчаников	260

Таримская впадина размещается к югу, юго-западу от Джунгарской впадины (Синицын, 1948, 1957, 1959). На севере она обрамляется горным поясом Тянь-Шаня, а на юге цепями Куэнь-Луня. Эта впадина

представляет собой приподнятую равнину, огромные пространства которой принадлежат пустыне Такла-Макан. На ее территории расположено и знаменитое кочующее оз. Лобнор. Длина впадины достигает 1300 км при ширине около 520 км. Мезозойские красноцветные отложения в пределах Таримской впадины известны на севере в Кучарском прогибе и на юге в Яркендском.

Триасовые красноцветы установлены в Яркендском прогибе, где они залегают на конгломератах верхней перми. В их строении принимают участие красно-фиолетовые песчаники, содержащие прослои глин и гравелитов. Мощность триасовых отложений 200—300 м. В этом же прогибе, в районе Алтынтага, наблюдаются красноцветные отложения мелового возраста. Они объединяются в толщу красных конгломератов и красных и бурых песчаников, а также песчанистых сланцев, содержащих прослои известковистых песчаников, включающих гипсы. Среди осадочных пород имеются редкие прослои андезитов, трахитов и их туфов. Общая мощность меловых отложений в этом районе достигает 300 м. В западном направлении мощность меловых отложений увеличивается до 850 м, но в их строении заметную роль здесь начинают играть морские толщи.

В Кучарском прогибе меловые отложения сложены исключительно континентальными образованиями, представленными песчаниками и глинами, мощность которых 800—900 м (Синицын, 1957, 1959, Региональная стратиграфия..., 1960, 1963).

Цайдамская впадина также представляет собой приподнятую равнину, на севере ограниченную хребтами Наньшаня и Алтынтага, а на юге Куэнь-Луня. Длина этой впадины достигает 600 км при ширине 100—200 км (Синицын, 1959). Мезозойские красноцветные отложения сосредоточены в северо-западной части впадины, состоящей из Причиментагского и Принаньшанского прогибов, разделенных центральным поднятием. В Причиментагском прогибе мезозойские отложения залегают на кембрийских, ордовикских и каменноугольных, а в Принаньшанском прогибе — на докембрийских, девонских и каменноугольных толщах. Самые древние мезозойские красноцветы выходят в кристаллической зоне Наньшаня, где развиты триасовые терригенные толщи, представленные бурокрасными песчаниками, в нижней части грубозернистыми, даже переходящими в конгломераты, в верхней — мелкозернистыми разновидностями пород.

В пределах Причиментагского и Принаньшанского прогибов разрез мезозойских красноцветных отложений начинается юрскими толщами, сосредоточенными по их окраинам. Верхняя юра представлена красно-фиолетовыми и реже серо-зелеными песчаниками и аргиллитами, залегающими на угленосных толщах средней юры. Юрские красноцветы несогласно перекрываются меловыми серо-бурыми конгломератами и песчаниками, содержащими прослои мергелей и известняков. Мощность меловых отложений 700—800 м.

В Алашанской впадине, в северной ее части, в частности в провинции Ганьсу, красноцветные отложения наблюдаются в нерасчлененных разрезах мела и палеогена, представленных толщей красных песчаных конгломератов. Несколько южнее этого района меловые отложения несогласно залегают на юре и здесь уже имеют более полное строение. Нижняя часть мелового разреза относится к серии Шацзаохэ, в строении которой принимают участие коричнево-красные брекчии и зелено-желтые конгломераты. Мощность серии изменчива: от 6 до 253 м. Верхней части разреза принадлежит серия Мяогоу, сложенная преимущественно фиолетово-красными конгломератами, включающими прослои коричнево-красных глинистых песчаников. Мощность ее от первых сотен до 1000 м.

В южных районах Алашаня меловые отложения известны под названием серии Хэкоу. Нижняя часть серии представлена серо-белыми битуминозными (нефтеносными) грубозернистыми песчаниками, чередующимися с коричневыми конгломератами; ее мощность меняется от 100 до 1000 м. Средняя часть разреза (100—450 м) складывается красными песчаниками, переслаивающимися с конгломератами и сланцами, включающими прослой каменных углей. Наконец, верхи серии (250—600 м) состоят из фиолетово-красных сланцеватых глин и тонкозернистых песчаников.

К юго-востоку от разреза серия Хэкоу провинции Цинхай имеет уже следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Фиолетово-красные и зеленые граувакки, а также зеленые и фиолетово-красные песчанитые сланцы.	
2. Слюдистые граувакки, фиолетово-красные и толстослоистые зеленые сланцы	118
3. Серия чередующихся слюдистых граувакк, фиолетово-красных алевролитов и пестроцветных сланцев	90
4. Переслаивание красных глин и пестроцветных сланцев	800
5. Красные глины, содержащие тонкие прослой песчаников и редкие пачки кварцевых конгломератов	153
6. Серо-фиолетовые известковистые песчаники и зеленые глинистые сланцы, включающие прослой фиолетово-красных сланцев и песчаников	138
7. Фиолетово-красные глины, содержащие тонкие линзовидные прослой серо-зеленых песчаников	939—1360

В восточной и юго-восточной частях Алашаня, в районе Цзинтай-цзиньюаня, красноцветные меловые отложения, залегающие на угленосных толщах юры, имеют четкое трехчленное строение. Нижняя часть разреза представлена чередованием красных, фиолетовых и зеленых песчаников и сланцев; средняя — темно-фиолетовыми и темно-красными песчанитыми сланцами и светло-красными толстослоистыми грубыми песчаниками; верхняя — темно-фиолетовыми, красными и светло-красными сланцами, содержащими прослой серых и белых глин. Мощность меловых отложений в этом районе 350—600 м.

Следующая Ордосская впадина отделяется от Алашанской долиной р. Хуанхэ и по существу является ее продолжением. Она размещается в пределах Китайско-Корейской платформы и представляет собой плоскогорье, ограниченное со всех сторон горами (Синицын, 1954, 1959). В Ордосской впадине разрез мезозойских красноцветных отложений начинается толща сланцев, песчаников и конгломератов, достигающая мощности 500—600 м. Низы этой красноцветной толщи относят к перми, однако небольшую ее верхнюю часть считают триасовой. Хорошие разрезы этих отложений наблюдаются в долине р. Хуанхэ и на южном склоне Да Чин-Шаня (Региональная стратиграфия..., 1960, 1963). Вышележащие красноцветные отложения этих районов относятся к верхней юре, где они пачкой (20 м) глинистых известняков подразделяются на две свиты. Нижняя свита, согласно залегающая на угленосных толщах средней юры, представлена аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, достигающими 100 м мощности. Верхняя красноцветная свита (300—400 м) сложена плохо сцементированными средне- и грубозернистыми диагонально-слоистыми песчаниками. В основании мелового разреза выходят серовато-зеленые косослоистые песчаники, чередующиеся с подчиненными прослоями серо-желтых, желто-красных и серокрасных песчаников и иногда гравийных конгломератов.

В северо-западной части впадины в районе Хэланьшаня — Чжоцзышаня нерасчлененные юрско-меловые красноцветные отложения, залегающие на нижнепермских желто-зеленых песчаниках и сланцах, объединяются в серию Цюэтайгоу. В строении серии господствующая роль принадлежит красным песчанитым сланцам и алевролитам. В верхней

части серии появляются мощные прослои мергелей, а в некоторых районах базальная часть свиты слагается серо-желтыми конгломератами, песчаниками и сланцами. Мощность серии изменчива: от 50 до 1000 м и более.

В северо-восточной части впадины в районе Дуншэн-Циншуйхэ мезозойские красноцветные отложения распространены сравнительно широко. Верхнеюрские красноцветы здесь составляют серию Аньдин, которая залегает на угленосных толщах нижней юры. В ее составе участвуют красные крупнозернистые песчаники, содержащие прослои мергелей. Общая мощность серии от 39 до 111 м.

Разрез меловых отложений этого района имеет следующее строение. Нижняя часть разреза (18—30 м) представлена слабо сцементированными конгломератами Цизюнь. Вышележащие песчаники Лохэ представлены также слабо сцементированными красными и оранжевыми рыхлыми кварцевыми песчаниками (281 м). Песчаники косослоистые, в северном направлении в них увеличивается содержание полевых шпатов. Верхняя часть разреза меловых отложений (440 м) в этой части впадины объединяется в серию Баоань, сложенную рыхлыми красноцветными песчаниками и конгломератами.

На обширной территории в центре и на востоке впадины, в районах, расположенных севернее р. Вэйхэ, мезозойские красноцветные отложения распространены особенно широко. Верхнеюрские красноцветы здесь принадлежат серии Аньдин, сложенной главным образом фиолетовыми и красными песчаниками, переслаивающимися с серыми песчаниками и сланцами. В районе Цяоцзюгоу свита целиком представлена красноцветными породами. В районе Пинмяна красноцветные песчаники переслаиваются с конгломератами. Максимальная мощность серии 425 м. Меловые красноцветные отложения этого района относятся к серии Баоань, которая подразделяется следующим образом.

Нижняя часть разреза — это фиолетовые конгломераты (70—100 м) Ицзюнь, содержащие редкие прослои красных песчаников. Выше по разрезу следует свита Лохэ. На севере этого района она нацело сложена красными рыхлыми косослоистыми песчаниками, на юге в ней присутствуют конгломераты, роль которых постепенно возрастает. Мощность свиты непостоянна: в районе Биньсяна 276 м, а в Сыланмяо 670 м. Залегающие выше песчаники Хуачи (400—540 м) имеют фиолетово-красную окраску, слоистое строение и известковистый цемент; они содержат прослои серых и серовато-зеленых песчаников. Следующая свита Лоханьдун (200 м) в нижней части разреза состоит из фиолетовых толстослоистых песчаников, среди которых наблюдаются прослои желтовато-зеленых песчаников. В средней части разреза они сменяются мандариново-красными массивными неслоистыми песчаниками. Верхняя часть разреза свиты представлена красными песчаниками, содержащими прослои тонкослоистых серых или желтых песчаных сланцев. Венчает разрез меловых отложений свита Цзиньгуань (200 м), нижняя часть разреза которой состоит из светло-голубых тонкослоистых глинистых пород, серовато-зеленых тонкозернистых песчаников и песчаных сланцев, а верхняя — из фиолетово-красных песчаных сланцев, серых сланцев и песчаников.

В западной части Ордосской впадины, в провинции Ганьсу, мезозойские красноцветные отложения известны в разрезах верхов юры и мела. Юрские красноцветы представлены чередованием фиолетово-, темно-красных, коричнево-желтых, реже серо-зеленых глин и красных, серо-белых, серо-зеленых и коричнево-желтых песчаников. Их мощность 425 м. Меловые отложения состоят из фиолетово-красных рыхлых конгломератов (157 м), сцементированных известковистым материалом.

В юго-западной части впадины, в районе Люпаньшаня, красноцветные отложения подчинены разрезам нерасчлененной средней и верхней

юры и мела. Средне-верхнеюрские красноцветы в низах разреза представлены фиолетово-красными песчаниками и сланцами мощностью 300 м. Верхняя часть разреза сложена преимущественно конгломератами, включающими тонкие прослои фиолетово-красных песчаников. Мощность этой части разреза 700—2000 м.

Меловые отложения образуют серию Люпаньшань, четко распадающуюся на три части. Нижняя часть состоит из фиолетово-красных конгломератов мощностью 150 м; средняя — из фиолетово-красных и бурых тонкослоистых песчаников и глинистых сланцев с редкими прослоями известковистых сланцев, достигающих 1200 м; верхняя — около 800 м, из белых и серых тонкослоистых сланцев и песчаников, включающих прослои оолитовых известняков.

Восточные районы Китайской Народной Республики и территория Индокитайского полуострова

Мезозойские красноцветные отложения известны в различных районах Китая, за пределами Центральной Азии, а также на Индокитайском полуострове на территории Лаоса, Таиланда, Кампучии и Малайзии.

В Китае эти отложения распространены в северо-восточных, восточных, юго-восточных и южных районах страны (Кобаяси, 1959; Ли Сы-Гуан, 1952; Новости..., 1959, 1960; Основы тектоники..., 1962; Региональная стратиграфия..., 1960, 1963; Синицын, 1962, 1966; Цжан-Цзянь Мо, 1958; и др.).

В северной части Хэбэйской впадины разрез меловых красноцветных вулканогенно-осадочных толщ начинается серией Чжанцзякоу, залегающей с базальными конгломератами в основании на угленосных толщах юры. В строении этой серии принимают участие главным образом порфиры и другие кислые лавы, включающие прослои конгломератов и разнообразных пирокластических пород. Среди вулканогенных пород помимо порфиров присутствуют гиалопорфиры, измененные липариты, кварцевые порфиры, трахиты, оливиновые трахиты и пироксеновые андезиты. Мощность свиты 700—2000 м. Выше вулканогенных пород располагается серия Наньтяньмань, в основании разреза которой развиты серые углистые сланцы и низкосортные угли. Остальная большая часть разреза серии представлена чередованием коричнево-серых толстослоистых рыхлых конгломератов и красных, серых и белых полевошпатовых косослоистых песчаников. Обломочный материал конгломератов состоит из хорошо окатанной гальки вулканогенных пород серии Чжанцзякоу. В серых песчаниках серии Наньтяньмань содержатся остатки флоры, а также обломки костей динозавров и фрагменты панцирей черепах. Мощность серии весьма изменчива и варьирует от 600 до 2500 м.

Несколько восточнее в районе Синлун-Цзиньчжоу нижняя часть разреза меловых отложений, отнесенная к серии Чифын, представлена чередованием красных и фиолетовых сланцев и красных и серо-белых конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу зелеными сланцами, песчаниками и конгломератами, содержащими прослои углистых сланцев и линзовидных пластов угля. В нижней части разреза серии Чифын отмечаются жилы и силлы андезитов, базальтов и кварцевых порфиров. Мощность серии 100—350 м. Верхняя часть разреза меловых отложений этого района объединяется в серию Чаоян, причем в уезде Цзиньси в окрестностях Хулудао нижняя ее часть сложена коричнево-желтыми и красно-фиолетовыми туфами, липаритами, андезитами, трахитами и агломератами, а верхняя — красными и коричневыми андезитовыми тра-

хитами и липаритами, содержащими прослой красных глин, песчаников и сланцев. Мощность серии около 100 м. В Линнапе и в верховьях р. Далинхэ серия состоит из чередующихся песчаников и сланцев, содержащих покровы липаритов и прослой известняков. Здесь мощность серии Чифын достигает 450 м.

Еще далее к востоку в центральной части провинции Ляоси нижне-меловые отложения залегают на сероцветных толщах верхней юры и образуют серию Даминьшань, объединяющую три свиты. Нижняя — Сяодунгоу — начинается выходами порфировых андезитов, включающих немногочисленные пласты базальтов и туфоконгломератов. Мощность этой части разреза свиты 50 м. Вулканогенные породы перекрываются пачкой конгломератов (30—45 м), галька которых состоит преимущественно из известняков и гораздо реже из кварцитов и песчаников. Верхнюю часть разреза свиты образуют фиолетовые песчаники и фиолетовые и желто-зеленые сланцы, включающие линзы глинистых известняков. В породах этой части свиты содержатся остатки флоры и ископаемых насекомых.

Средняя свита Сяолин (150—160 м) представлена кварцевыми андезитами желто-зеленого цвета, светло-желтыми липаритами и туфами светло-красных, светло-желтых и светло-серых тонов. Наконец, верхняя свита, называемая Цзяньшаньгоу (250 м), в основании разреза представлена фиолетово-красными сланцами, включающими небольшое количество линз мергелей, которые вверх по разрезу сменяются серо-зелеными песчаниками и сланцами, содержащими остатки гастропод и пелеципод. Завершается разрез свиты пестроцветными сланцами, переслаивающимися с конгломератами.

Верхнемеловые отложения провинции Ляоси известны под наименованием серии Даюй. Базальные горизонты серии представлены темно-фиолетовыми конгломератами, содержащими редкие прослой красных песчаников. Галька в конгломератах состоит преимущественно из андезитов и липаритов. Мощность конгломератов 100—200 м. Верхняя часть серии сложена красными и кирпично-красными песчаниками, содержащими редкие прослой красных и желто-зеленых тонкослоистых песчанистых сланцев. Мощность этой части разреза 350 м.

В южной части Цзянсуйской впадины, на юге провинции Аньхой, также известны мезозойские красноцветные отложения. Это меловые вулканогенно-осадочные толщи, образующие серию Цзяньдэ. Нижняя часть разреза этой толщи сложена серовато-желтыми и желтыми песчанистыми сланцами и красными песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу липаритами и туфами. Средняя часть разреза представлена фиолетово-красными и серовато-фиолетовыми андезитами, трахитами и вулканическими брекчиями. В верхней части разреза сосредоточены преимущественно липариты. Общая мощность разреза достигает 2000 м.

Южнее Цзянсуйской впадины, в провинции Цзянси, осадочно-вулканогенные красноцветные отложения мелового возраста объединяются в серию Уи, строение которой выглядит следующим образом. Базальные горизонты представлены фиолетово-красными и красными конгломератами и песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу фиолетовыми, красными, зелеными и серовато-зелеными глинистыми сланцами и фиолетово-красными туфовыми песчаниками и туфами, содержащими прослой тонкослоистых песчаников. Далее следует толща вулканогенных пород, липаритов, липаритовых порфиров, трахитов и андезитов, а также туфов и туфобрекчий. Вулканогенным породам подчинены прослой красных, темно-серых, желтых и зеленых тонкослоистых песчаников и сланцев. Толща вулканогенных пород вверх по разрезу сменяется фиолетово-красными тонкослоистыми сланцами и зелеными туфами, содержащими прослой тонкослоистых песчаников и маломощные покровы липаритов. Венчается разрез серии Уи фиолетовыми и серовато-зе-

леными липаритами и кварцевыми порфирами. Данные о мощности этой серии не приводятся.

В Сычуанской впадине (Красный бассейн), длина которой достигает 550 км при ширине 350 км, наиболее древние мезозойские красноцветные отложения относятся к нерасчлененной средней и верхней юре, имеющей трехчленное строение (Пан-Чжу-Сян, Рябухин, 1961; Региональная стратиграфия..., 1960, 1963; Синицын, 1959). Нижняя часть разреза состоит из чередующихся красных глин, аргиллитов, зеленых и черных сланцев, включающих два прослоя пресноводных известняков. Эта часть разреза в Сычуанской впадине считается нефтеносной, ее мощность 230—525 м. Средняя часть разреза представлена чередованием красных и фиолетовых глин, алевролитовых песчаников, а также четко выдержанных горизонтов черных сланцев. Мощность средней части разреза меняется от 1200 до 2100 м с тенденцией к увеличению в северо-восточном направлении. Верхняя часть разреза (1100—1400 м) сложена чередованием коричнево-красных пелитовых сланцев и серых, местами красных песчаников. Меловые отложения в Сычуанской впадине представлены кирпично-красными глинами, содержащими прослой песчаников и конгломератов. Мощность меловых отложений весьма изменчива, минимальные ее значения достигают 200 м, максимальные 1200 м.

По северным, северо-восточным окраинам Сычуанского бассейна, в районе Дабашаня меловые красноцветные отложения образуют серию Чэньцяннэнь, сложенную кирпично-, темно-красными и фиолетово-коричневыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками, содержащими прослой коричнево-красных глин, сланцев и тонкозернистых песчаников. В некоторых районах в основании серии развиты мощные базальные конгломераты. Мощность серии 1500—3000 м.

В Западной части Сычуанской впадины мезозойские красноцветные отложения сосредоточены в юре и мелу (Региональная стратиграфия..., 1960). В самых западных районах, в Баосине и Ниннэне мезозойские красноцветные отложения отмечены в средней и верхней юре, а также в мелу. Средне-верхнеюрские красноцветные отложения образуют серию Чунцин и Цзылюэцин, в строении которых принимают участие преимущественно красно-фиолетовые и серо-зеленые грубослоистые песчаники и глины, содержащие прослой глинистых сланцев, тонкослоистых песчаников и очень редко гипса и каменной соли. Для нижней части разреза характерны прослой конгломератов. На некоторых участках среди этих отложений встречаются покровы вулканогенных пород. Мощность средне-верхнеюрских отложений 300—700 м. В Лучане среди красноцветных отложений такого возраста отмечены пласты медистых конгломератов. Для этого района приводится следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Чередование фиолетовых, зеленых и серых известняков, песчаников и сланцев	230
2. Толща медистых конгломератов	460
3. Серия чередующихся глинистых известняков и песчаных сланцев	460
4. Чередование красно-фиолетовых песчаников и сланцев, содержащих прослой зеленых песчаников	180
5. Пачка медистых конгломератов, содержащих прослой тонкослоистых песчаников	11
6. Фиолетовые песчаники и сланцы	7
7. Медистые конгломераты, переслаивающиеся с фиолетовыми сланцами и песчаниками	свыше 100
8. Фиолетовые сланцы и песчаники	80—90

Меловые красноцветные отложения известны под наименованием серии Цзядин, сложенной кирпично-, коричнево-красными косослоистыми песчаниками, включающими прослой красных сланцев и глин, реже зеленых песчаников и красных конгломератов. Мощность серии 200—1500 м.

В районе Цзылюэцин-Ибинь в основании верхней юры обособляется свита Синдяньцзы, представленная чередованием фиолетово-красных глин и серо-фиолетовых толстослоистых рыхлых среднезернистых песчаников. В подошве этой свиты развиты толстослоистые среднезернистые песчаники серо-желтого цвета, залегающие на песчаниках и глинистых сланцах средней юры, также включающей красноцветные отложения. Мощность свиты Синдяньцзы 670 м. Вышележащая свита Байхуачан (380 м) сложена фиолетово-красными глинами, которые в низах и верхах разреза содержат незначительные прослои серовато-желтых песчаников. Венчает разрез верхней юры свита Юнсинчан (300—380 м), в строении которой принимают участие коричневато-бурые глины, содержащие прослои светло-красных и коричневато-бурых тонкослоистых и тонкозернистых песчаников. В основании свиты залегают серо-фиолетовые глины с прослоями коричневато-бурых глинистых известняков. Перечисленные свиты верхней юры объединяются в серию Чунцин. С базальными конгломератами в основании на верхнеюрских отложениях залегает серия Цзядин мелового возраста. Она сложена кирпично-красными тонкозернистыми глинистыми песчаниками, включающими прослои кирпично-красных глинистых сланцев, аргиллитов и конгломератов. Мощность меловых отложений 300—750 м.

В районе Эмэйшаня и нижнего течения р. Дадухэ мезозойские красноцветные отложения также объединяются в серии Чунцин и Цзядин. Верхнеюрская серия Чунцин (800—1000 м) представлена чередованием фиолетовых, землисто-красных сланцев и красных, серых, зеленых песчаников. В верхней части разреза серии наблюдаются прослои серых глинистых известняков и известковистых сланцев. Что касается меловой серии Цзядин (450—600 м), то в этом районе она имеет следующее строение. В нижней части серии обособляются кирпично-красные слюдистые глинистые песчаники, содержащие редкие прослои известковистых сланцев и известковых конкреций. Далее следуют красные рыхлые глинистые сланцы и глинистые породы, в которых отмечаются пласты гипса. Заканчивается разрез серии Цзядин чередованием известковистых и кремнисто-глинистых пород, в верхней части разреза которых наблюдаются прослои рыхлой глины. В этой части разреза встречаются кристаллы легко растворимых солей.

В районе гор Хуацяшаня и Чжунляньшаня мезозойские красноцветные отложения также представлены сериями Чунцин и Цзядин. Серия Чунцин (1000—2000 м), охватывающая среднюю и верхнюю юру, сложена преимущественно фиолетово-красными сланцами и аргиллитами, которые вниз по разрезу сменяются темно-серыми аргиллитами и серыми массивными грубозернистыми и тонкослоистыми тонкозернистыми песчаниками. Меловая серия Цзядин сложена преимущественно кирпично-красными и красными песчаниками. Мощность серии меняется от нескольких десятков до 950 м.

В районах Лунмыньшаня и Цзюдиньшаня Сычуанской впадины средне-верхнеюрские красноцветные отложения образуют серию Гуаньюань (100—2000 м), представленную в низах разреза фиолетово-красными глинами, в средней части чередованием красных глинистых сланцев и серо-фиолетовых известковистых песчаников, а в верхах — преимущественно серо-зелеными известковыми песчаниками, содержащими прослои фиолетово-желтых и красных сланцев. Вышележащие меловые отложения относятся к серии Чэнцзянь (500—2000 м), в строении которой участвуют темно-, кирпично-красные, фиолетовые и зелено-желтые сланцы, чередующиеся с прослоями аргиллитов и конгломератов.

Южная часть Сычуанской впадины в районах, расположенных южнее р. Янцзы, характеризуется разрезами мезозойских красноцветных отложений, вполне сопоставимыми с типичными для других районов этой впадины. Здесь нерасчлененные средне-верхнеюрские красноцвет-

ные отложения также принадлежат сериям Чунцин и Цзылюэцзин, представленным преимущественно красно- и сероцветными косослоистыми песчаниками, включающими прослой глин и сланцев. Мощность этих отложений весьма изменчива: 400—2000 м. Меловая серия Цзядин в этой части Сычуаньской впадины сложена преимущественно кирпично-красными глинами и песчаниками. Общая мощность серии 200 м.

Мезозойские красноцветные отложения широко распространены и в юго-восточных районах Китая. В частности, в провинции Цзянси меловые отложения известны под названием «Древние красные слои». Нижняя часть их разреза складывается преимущественно конгломератами (200—300 м). Верхняя — красно-фиолетовыми тонкослоистыми глинистыми сланцами и тонкослоистыми песчаниками, содержащими прослой вулканических туфов и покровы липаритов. В осадочных породах верхней части разреза наблюдаются прослой гипса. Мощность верхней части разреза 400—700 м. Восточнее, в провинции Фуцзянь, к меловым отложениям относятся свиты Доулин и Баньтоу. Свита Доулин сложена главным образом липаритами, в нижней части разреза расчлененными красно-серыми и белыми туфами и редкими прослоями желто-коричневых и серых песчаников. Местами в основании свиты залегают конгломераты. Максимальная мощность свиты достигает 1500 м.

Вышележащая свита Баньтоу (200—750 м) в низах разреза представлена белыми, желтыми и фиолетовыми глинистыми сланцами и фиолетовыми песчаниками, среди которых наблюдаются аркозовые разности. Верхняя часть этой свиты представлена сероватыми песчаниками и сланцами.

На крайнем юго-востоке Китая на угленосной юре залегает меловая серия Даюэшань (3500 м), базальная красноцветная часть которой представлена андезитовыми туфовыми конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу трахитами, андезитами и агломератовыми туфами. Далее идут туфы Яньхэин — серовато-красные или серовато-зеленые, с прослоями красной туфовой брекчии. Все эти породы перекрываются конгломератами Ганьцзянь, обломочный материал которых состоит преимущественно из вулканогенных пород.

В южных районах Китая нижняя часть разреза мела представлена преимущественно серыми и черными риобазальтами, которым подчинены темно-фиолетовые туфовые песчаники и брекчии. Максимальная мощность этой части разреза меловых отложений 300—500 м; в восточном направлении их мощность резко уменьшается, вплоть до выклинивания. Верхняя часть разреза меловых отложений в этом районе относится к серии Начжэнь (1000—1500 м), базальная часть которой сложена кварцевыми конгломератами и фиолетово-серыми грубозернистыми песчаниками. Мощность базальной части разреза от 10 до 80 м. Далее идут красные песчаники с прослоями белых кварцевых и желтых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу красными песчанистыми сланцами. Завершается разрез серии Начжэнь переслаиванием красных и желтых сланцев и песчаников.

Мезозойские красноцветные отложения на территории Китайской Народной Республики известны также на п-ове Шаньдун, где они представлены меловыми осадочно-вулканогенными толщами, разрез которых иллюстрирует пример района Цзинань-Линый. Нижнемеловые отложения включают здесь серию Мэньнь, согласно залегающую на пестроцветных толщах верхней юры. Нижняя часть разреза — свита Вэньнань — состоит из красноцветных песчаников и конгломератов, содержащих маломощные прослой серовато-зеленых песчаников. Мощность свиты от нескольких десятков до 100 м. Средняя часть разреза серии Мэньнь — свита Лайянь (600 м) — представлена чередованием серовато-зеленых песчаников и сланцев и желто-коричневых и красных песчаников и сланцев. Верхняя часть разреза серии — свита Циньшань — в ни-

зах сложена преимущественно вулканогенными, а в верхах — осадочными породами. В целом же для рассмотренного разреза серий Мэньнь характерны зеленоватые и коричневатые туфовые песчаники, зеленые, фиолетовые и красные туфы с прослоями андезитов и трахитов и красноцветные глины с прослоями желтовато-серых песчаников и песчаных сланцев. Максимальная мощность свиты 1200 м; мощность серии увеличивается в восточном направлении. Верхнемеловые отложения этого района принадлежат серии Цзюйсань, в строении которой господствуют красные глины, содержащие прослои красных, коричневых и светло-серых конгломератов и рыхлых песчаников.

Мезозойские красноцветные отложения известны и на Индокитайском полуострове. На востоке полуострова они имеются в Лаосе, на западе — в Таиланде, на юге — в Кампучии, а также в Малайзии (Постельников и др., 1964).

В Северном Лаосе это прежде всего триасовые красноцветные терригенные отложения, чередующиеся с вулканогенными породами. Более молодые красноцветные отложения относятся к послетриасовым, предположительно верхнеюрско-нижнемеловым толщам. В их строении принимают участие красноцветные, иногда соленосные, песчаники с прослоями кремнистых светлых песчаников и конгломератов.

В Верхнем Лаосе триасовые отложения представлены глинистыми сланцами и песчаниками, содержащими покровы липаритов. Вверх по разрезу эта серия пород сменяется терригенными красноцветными толщами. В районе, расположенном западнее р. Нам У, к триасовым отложениям относятся разноцветные глинистые сланцы и песчаники, иногда содержащие покровы липаритов. Выше по разрезу они переходят в красноцветные песчаники и сланцы, которые перекрываются красноцветными и светлыми кремнистыми песчаниками послетриасового возраста. В восточной части Верхнего Лаоса нижняя часть триасового разреза сложена слюдистыми сланцами, замещающимися разноцветными глинами и песчаниками. Верхняя часть этого разреза представлена песчано-сланцевыми красноцветными отложениями с углями и остатками верхнетриасовых растений.

В отдельных изолированных впадинах Таиланда имеются осадочные мезозойские толщи, в строении которых участвуют преимущественно красноцветные терригенные породы. В северной и северо-западной частях Таиланда широко распространены верхнетриасово-нижнеюрские красноцветные терригенные образования; в их основании развита толща конгломератов. Мощность этих пород 1000 м. На плато Корат, расположенном на территории Таиланда, на пермских известняках залегают мощные толщи мезозойских красноцветных отложений. В основании разреза развиты базальные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу пестроцветными глинистыми сланцами, содержащими прослои красных аркозовых песчаников. Эта часть разреза, известная под названием слоя Фу Каданг, имеет мощность 400—480 м. Далее следует горизонт Пра Вихэн (450—500 м), представленный пестроокрашенными косослоистыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с тонкими прослоями глинистых сланцев. Вышележащий горизонт Фу Фан (300 м) сложен белыми, светло-серыми и рыжеватыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками и конгломератами. Венчают разрез мезозойских отложений рыжеватые и красноватые, мелко- и среднезернистые песчаники, пересланяющиеся с пятнистыми серыми и оранжевыми сланцами. Возраст всех этих мезозойских отложений определяется в широких пределах от триаса до мела включительно.

В Западной Кампучии верхнеюрско-нижнемеловые континентальные отложения, среди которых широко распространены красноцветные образования, несогласно перекрывают все более древние толщи. Мощность этих континентальных отложений превышает 1000 м.

В Малайзии верхнеюрско-нижнемеловая серия Гаго в основании разреза сложена грубыми базальными конгломератами, перекрытыми мелкогалечными конгломератами и красными глинами.

Западная Европа

В Западной Европе красноцветные отложения подчинены триасовым разрезам.

На Британских островах триасовые отложения представлены верхней частью разреза Нового Красного Песчаника, в сложении которой принимают участие красно- и пестроцветные песчаники и мергели, сменяющиеся мергелями с гипсовыми включениями и псевдоморфозами по кристаллам каменной соли.

В центральной части Западной Европы красноцветные отложения известны в так называемой германской фации триасовых разрезов (Жинью, 1952; Руттен, 1972). Нижняя часть разреза триаса, известная под названием Пестрого Песчаника, сложена красно- и пестроцветными породами континентального происхождения. Этот разрез характеризуется четким трехчленным строением. Нижняя его часть образована слабо уплотненными тонкозернистыми песчаниками, чередующимися с прослоями глин, и характеризуется резкой фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей. Средняя часть разреза, или Главный Пестрый Песчаник, представлена преимущественно грубозернистыми песчаниками, содержащими пласты конгломератов. Мощность Главного Пестрого Песчаника меняется в пределах 200—300, иногда достигает 600 м. В строении верхней части разреза Пестрого Песчаника (20—150 м) участвуют пестроцветные терригенно-карбонатные и карбонатные образования с включениями гипса.

Средняя часть разреза триаса, именуемая раковинным известняком, сложена преимущественно толщами морского происхождения, в самой верхней части разреза которых появляются лагунные и континентальные отложения с растительными остатками и даже с пластами угля.

Верхняя часть разреза триаса, или так называемый гипсоносный кейпер, относится к лагунным и частично аллювиальным образованиям. Лагунные фации представлены пестроцветными мергелями, доломитами и доломитовыми известняками, содержащими прослой гипса и ангидрита, а аллювиальные — песчаниками, переполненными растительными остатками.

Триасовые континентальные красно- и пестроцветные отложения в южном направлении сменяются сероцветными карбонатными морскими толщами альпийских разрезов.

Европейские геологи склонны считать, что триасовые отложения, представленные в германской фации, принадлежат пустынным образованиям. Однако многие из приводимых ими признаков пустынных фаций с успехом могут быть привлечены и для подтверждения их аллювиального происхождения.

Северная Америка

На Северо-Американском континенте красноцветные отложения широко распространены в разрезах триаса и отчасти юры, а также в мелу.

На плато Колорадо, в пределах штатов Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мехико, триасовые красноцветные отложения занимают обширные площади. Бассейн, выполненный красноцветными отложениями, расположен на платформе; на юге и западе он ограничен разломами. В триасовое время плато Колорадо представляло собой стабильный

кратон, к западу от которого располагалась Кордильерская геосин-
клиналь.

Триасовые отложения здесь известны под названием «формации» Моэнкопи (Stewart e. a., 1972). В строении этой «формации» в восточной части плато принимают участие преимущественно красноцветные тонкозернистые терригенные породы континентального происхождения. Грубозернистые терригенные породы встречаются местами лишь в периферических частях бассейна и сосредоточиваются вблизи источников сноса. В западной же части плато в составе «формации» Моэнкопи преобладают морские отложения. В большинстве районов плато Колорадо «формация» Моэнкопи залегает на пермских отложениях, а в центральной его части на докембрийских толщах.

Наиболее типичные разрезы красноцветных отложений «формации» Моэнкопи в восточной части плато Колорадо сосредоточены в западных районах штата Колорадо, в центральных районах штата Юта, в западных и центральных районах штата Нью-Мехико, а также в юго-восточной части штата Юта и северо-восточной части штата Аризона.

В западных районах Колорадо и центральных районах штата Юта «формация» Моэнкопи выходит в ряде антиклинальных структур, таких как антиклинали Моаб, Солт, Кестл и др. Красноцветные отложения «формации» Моэнкопи несогласно залегают на пермских красноцветных группах Катлер и несогласно перекрыты породами верхнетриасовой «формации» Чинел. Здесь «формация» Моэнкопи имеет следующее строение. Нижняя часть ее разреза, представленная подразделением Тиндерфут, характеризуется четким четырехчленным строением. Первая (нижняя часть) подразделения состоит из красновато-коричневых мелкогалечных и галечных конгломератов, чередующихся с такого же цвета песчанистыми алевролитами; ее мощность 6 м. В строении второй части разреза принимают участие гипсы, мощность которых превышает 2 м. Третья часть сложена ярко-красно-коричневыми слюдистыми алевролитами, достигающими 30 м мощности. Наконец, четвертая часть представлена ярко-красно-коричневыми и серовато-красными алевролитами мощностью 30 м. Выше Тиндерфут следует подразделение Али-баба, отличающееся грубым составом терригенных пород, образование которых шло за счет размыва поднятия Анкомпагре. Это преимущественно ярко- и серовато-красные мелкогалечные конгломераты, переходящие в грубые песчаники и разнозернистые аркозовые песчаники и алевролиты.

Вблизи поднятия Анкомпагре подразделение Али-баба на 80% состоит из ярко-красных конгломератов, грубых песчаников и разнозернистых аркозовых песчаников, среди которых встречаются все разновидности таких пород от грубых до тонкозернистых. Обломочный материал в конгломератах представлен гранитами, сланцами, гнейсами и песчаниками. Максимальная мощность прослоев конгломератов и грубых песчаников достигает 10 м, минимальная — 30 см. В удалении от поднятия количество конгломератов, грубых песчаников и аркозовых песчаников в подразделении Али-баба заметно убывает, но зато увеличивается количество алевролитов и тонкозернистых разновидностей песчаников. Общая мощность подразделения 88,5 м.

Выше залегает подразделение Сивимап (150 м), в строении которого участвуют преимущественно ярко-красно-коричневые и серовато-красные слюдистые алевролиты. В некоторых районах в разрезе присутствуют прослои мелкогалечных конгломератов и грубых песчаников. Алевролиты постоянно содержат включения и прожилки гипса; кроме того, гипс присутствует и в виде цемента.

Следующее кверху подразделение Периот (40,5 м) включает красно-коричневые и ярко-красно-коричневые песчаники и шоколадно-коричневые, оранжевые и красные аргиллиты, алевролиты и сланцы. Общая

мощность наиболее типичных разрезов «формации» Моэнкопи в центральных районах штата Юта и в западных штатах Колорадо около 350 м.

В западных и центральных районах штата Нью-Мехико «формация» Моэнкопи несогласно залегает на пермских известняках формации Сан-Андрес и несогласно перекрывается верхнетриасовыми породами «формации» Чинел. В строении «формации» принимают участие исключительно континентальные образования, среди которых господствуют красноцветы. Это серия ярко-красных и ярко-коричневато-серых чередующихся конгломератов, песчаников и алевролитов. На долю песчаников, включающих прослой конгломератов, приходится около 1/3 всего разреза. Песчаники образуют характерные уступы, высота которых варьирует от 0,6 до 6 м. Это слоистые и косослоистые песчаники, тонкозернистые до среднезернистых, участками грубозернистые, с обломками и гальками известняков, алевролитов, кварцитов и кремнистых пород. Преобладают алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами; характерна слюдистость алевролитов. Мощность «Формации» Моэнкопи в этих районах весьма непостоянна: от 15 до 65 м.

В юго-восточных районах штата Юта красноцветные отложения «формации» Моэнкопи залегают на пермских известняках «формации» Кайбаб и перекрываются верхнетриасовыми породами «формации» Чинел. Здесь «формация» Моэнкопи включает ряд подразделений. Нижнее подразделение состоит из желтовато- и светло-серых конгломератов, конгломератовых песчаников и тонко- и среднезернистых песчаников. От подстилающих отложений эти породы отделены эрозивной поверхностью с неровностями, достигающими глубины первых метров. Максимальная мощность подразделения 9 м. Следующее подразделение Хоскиннини представлено ярко-красно-коричневыми плохо сортированными песчаниками алевролитами и тонкозернистыми алевролитовыми песчаниками, содержащими линзовидные прослой разнозернистых, грубых до тонких, песчаников, обломочный материал которых хорошо окатан и очень редкие линзы внутрiformационных галечных конгломератов. Песчаные алевролиты и алевролитовые песчаники обычно содержат рассеянные зерна кварца. Местами среди пород подразделения встречаются прослой известковистых песчаников и известняков, а также включения кристаллического гипса. Мощность подразделения Хоскиннини изменчива: 0—40 м, но в большинстве районов 15—36 м. Выше обособляется подразделение Лоуэ-слоуп-фомин (20—57,5 м), в основании которого наблюдаются маломощные конгломераты, переслаивающиеся с алевролитами: главная же часть разреза представлена серо-красными, желтовато- и зелено-серыми алевролитами и песчанистыми алевролитами. Далее идет подразделение известняк Синбед, в строении которого участвуют желтовато-серые, ярко-желто-оранжевые и ярко-лиловые морские известняки. Эти породы чередуются с алевролитами, слагающими от 5 до 20% мощности разреза. Общая мощность известняков Синбед весьма непостоянна и колеблется от 3,5 до 47 м, при среднем значении 12 м. Залегающее выше подразделение Ледже-фомин состоит из ярко-красно-коричневых и серовато-красных алевролитов, песчанистых алевролитов, и очень тонкозернистых песчаников, общая мощность которых в западной части района достигает 90 м, а в восточной не превышает 30 м. Следующее подразделение представлено ярко-красно-коричневыми и серовато-красными алевролитами (60—90 м). Наконец, последнее подразделение «формации» Моэнкопи, известное в юго-восточных районах штата Юта под названием Клиф-фомин, сложено ярко-красно-коричневыми и серовато-красными алевролитами, достигающими 70 м мощности.

В северо-восточной части штата Аризона «формация» Моэнкопи имеет четкое трехчленное строение. Это преимущественно красноцвет-

ные толщи, с перерывом залегающие на различных горизонтах подстилающих отложений и несогласно перекрытые верхнетриасовой «формацией» Чинел. Нижнее подразделение Вапэтки, прекрасные обнажения которого наблюдаются в долине р. Малое Колорадо, состоит преимущественно из ярко-красно-коричневых слюдистых слоистых песчаников. На поверхностях напластования песчаников нередко встречаются волноприбойные знаки. Нижняя часть разреза подразделения представлена массивными песчаниками. На юге это тонкозернистые, слабо уплотненные хорошо сортированные песчаники, на севере среди них присутствуют более грубозернистые и менее плотные аналогичные породы. Верхняя часть подразделения включает обычные песчаники, как правило, слоистые, тонкозернистые. Общая мощность подразделения варьирует от 7,5 до 45 м.

К средней части разреза «формации» Моэнкопи относится подразделение Мокуи, в строении которого принимают участие гипсы и гипсо-содержащие алевролиты, по латерали замещающиеся красно-коричневыми алевролитами. Мощность подразделения меняется от первых до 52,5 м. Верхнее подразделение — Холбрук — представлено чередованием ярко-красно-коричневых и серо-красных песчаников и алевролитов, включающих прослои и линзы конгломератов. Минимальная мощность подразделения 15 м, максимальная 63,5.

В западной части плато Колорадо разрезы «формации» Моэнкопи характеризуются постепенной сменой континентальных красноцветных отложений восточных районов морскими сероцветными толщами западных районов. Западная часть плато Колорадо охватывает районы штатов Южной Невады, юго-западной Юты и северо-западной Аризоны, в которых «формация» Моэнкопи, с перерывом залегающая на пермских известняках, расчленяется на ряд подразделений. Нижнее подразделение Тимповип (22,5—135 м) состоит из латерально изменчивой последовательности серых известняков, желтоватых алевролитов, песчаников, галечных конгломератов и брекчий. Базальная часть разреза Тимповип представлена конгломератами и брекчиями, чередующимися с известняками. Далее следуют желтовато-серые алевролиты и песчаники, включающие прослои известняков.

Следующее, так называемое Нижнее Красное, подразделение (40,5—115 м) четко обособляется только в тех районах, где вверх по разрезу его сменяют известняки Вирджин. Там, где эти известняки фациально замещены красноцветными толщами, Нижнее и Среднее Красные подразделения соединяются друг с другом. Нижнее Красное подразделение включает серию серо-красных и светло-коричневых слоистых алевролитов, содержащих многочисленные листочки мусковита. Другая характерная особенность — присутствие среди алевролитов прослоев и прожилок гипса. В большинстве разрезов гипс составляет до 5—10% мощности разреза.

Подразделение Вирджин, состоящее из чередования известняков и алевролитов (мощность не выше 6 м) разделяет Нижнее и Среднее Красные подразделения. Залегающее над известняками Среднее Красное подразделение представлено ярко-красно-коричневыми и серовато-красными алевролитами, содержащими прослои гипса, на долю которого приходится от 10 до 20% мощности разреза. Общая мощность Среднего Красного подразделения изменчива: минимальная не превышает 30 м, максимальная достигает 156,5 м.

Далее следует подразделение Шнейбайб (210 м), которое объединяет мощную толщу красных алевролитов и белых гипсов. На западе этим породам подчинены прослои известняков и доломитов, постепенно расклинивающих разрез и затем составляющих значительную его часть. Венчает разрез «формации» Моэнкопи Верхнее Красное подразделение (6—16,5 м). Оно состоит преимущественно из серо-красных, серо-корич-

невых и коричневых слоистых алевролитов, среди которых встречаются прослой слоистых и косослоистых песчаников, алевролитов и гипсов. Общая максимальная мощность «формации» Моэнкопи 665 м, минимальная — 150 м. В целом породы «формации» Моэнкопи накапливались за счет размыва поднятий, окаймляющих бассейн седиментации, среди которых кроме Анкомпагре могут быть указаны поднятия, расположенные в пределах штатов Колорадо, Юты, Аризоны и Нью-Мехико.

Следующими регионами широкого распространения мезозойских красноцветных образований на Северо-Американском континенте являются юго-восточная часть штата Аризона, в пределах Мексиканского нагорья, а также и другие районы (Drews 1971; Simons, 1972; Sanders, 1963).

Наиболее древнее образование — серия Маунт-Райтон, несогласно залегающая на морской перми (Drews, 1971). Ее накопление приходится на время блоковых движений, вызвавших триасовый вулканизм. Стратотип серии расположен в центральной части нагорья Санта-Рита, в других же районах Мексиканского нагорья выделяются ее фациальные аналоги. Общая мощность вулканогенных пород липаритового и андезитового состава и переслаивающихся с ними красноцветных терригенных толщ 2584 м. Разрез серии Маунт-Райтон четко разделяется на три части. Нижняя часть (456 м) представлена преимущественно дацитами и андезитами, включающими единичные покровы липаритов и линзовидные прослой красноцветных кварцевых песчаников, а на юге отмечены линзы туфовых фангломератов, состоящих из обломков дацитов. Средняя часть серии (1520 м) состоит главным образом из липаритов и такого же состава вулканических и туфовых брекчий, среди которых наблюдаются покровы дацитов, составляющие 5% разреза, и прослой красноцветных, преимущественно кварцевых песчаников и конгломератов. Верхняя часть разреза серии (608 м) наполовину состоит из оранжево-розовых песчаников, залегающих в виде мощных линз, а в остальной части из вулканогенных пород, преимущественно дацитов и андезитов (40%) и липарит-дацитов (10%). Возраст серии раннетриасовый. Породы, слагающие серию, имеют континентальное происхождение. Они образовались в субаэральных условиях. Общая линейная протяженность вулканогенных пород соответствует границам блоков разломных структур. Что касается осадочных пород, то они представлены преимущественно красноцветными, хорошо сортированными и окатанными косослоистыми песчаниками, которые Дрюс считает эоловыми (Drews, 1971).

Стратиграфическими аналогами серии Маунт-Райтон в горах Сиеррита являются вулканогенные породы Окс Фрэйм (Cooper, 1971). Это подразделение состоит из липаритовых, дацитовых и андезитовых лав, лавовых брекчий и туфобрекчий и содержит линзовидные прослой кварцевых песчаников и конгломератов. Общая мощность подразделения 1216 м.

Близ северной оконечности гор Санта-Рита развита более молодая толща вулканогенно-осадочных красноцветных образований подразделения Канело Хилз. Абсолютный возраст этого подразделения 173 млн. лет, что соответствует концу верхнего триаса — началу нижней юры. В подразделении преобладают красноцветные терригенные и туфового ряда породы в ассоциации с липаритами и реже дацитами. По данным Дрюса (Drewes, 1971), разрез подразделения включает 55 м аркозовых конгломератов и песчаников; 4,5 м липаритовых туфов; 60 м вулканогенных и аркозовых конгломератов; от 0 до 4,5 м кварцитов и 75 м аркозовых песчаников.

На востоке Северо-Американского континента возрастным аналогом подразделения Канело Хилз является хорошо известная серия Нью-Арк, представленная мощным (до 6600 м) комплексом красноцветных

терригенных пород, которые включают базальтовые лавы (Ирдли, 1954; Sanders, 1963). Серия Нью-Арк несогласно залегает на палеозойских и допалеозойских кристаллических породах и выполняет длинные узкие и очень глубокие прогибы, ограниченные сбросами. Эта серия состоит преимущественно из конгломератов и песчаников аркозового состава, а также алевролитов. Конгломераты приурочены к периферическим частям грабен и имеют характер предгорных валунных образований. Песчаники и алевролиты, слагающие остальные участки впадин, накапливались в обстановке, типичной для аллювиальных равнин.

На территории Канады, в провинции Мэритайм, стратиграфическим эквивалентом серии Нью-Арк считается группа Фандие (de Vries Klein, 1962). Она состоит из красноцветных терригенных пород, включающих стратифицированные покровы базальтов. Породы этой группы с угловым несогласием залегают на палеозойских толщах. Нижняя часть разреза группы известна под названием «формации» Вольфвилль, в составе которой имеются фации окатанных и остроугольных конгломератов, от грубо- до среднезернистых песчаников и редкие прослои аргиллитов. Для пород «формации» характерно линзовидное залегание пластов и значительные колебания мощностей от 60 до 750 м. Далее следуют амигдалоидные лавовые потоки базальтов (212 м), получившие у канадских геологов наименование базальтов Мак Кэй Хэд. Перекрывающие базальты красноцветные терригенные породы относятся к «формации» Бломидон, состоящей из чередования плохо сортированных средне- и тонкозернистых песчаников и аргиллитов, мощность которых меняется от 7,5 до 300 м. Для этой «формации» характерно присутствие вулканических пеплов, чередующихся с аргиллитами. Выше по разрезу следует мощная (до 266 м) толща базальтовых и долеритовых покровов, известных под названием базальтов Норс Маунтин. Над базальтами располагается мощный (до 2100 м) разрез разнообразных, преимущественно красноцветных пород. Красноцветные породы группы Фандие относятся к речным и озерным образованиям.

Более молодые, меловые, осадочно-вулканогенные красноцветные образования отделены от юрских и более древних пород угловым несогласием. Древнейшие меловые вулканогенно-осадочные красноцветные отложения широко развиты в юго-восточной части Аризоны. Они выделяются под наименованием «формаций» Тэмпорал и Бастуб. В пределах горы Санта-Рита «формация» Темпорал, относящаяся к самому раннему мелу, представлена вулканогенными и красноцветными терригенными породами, разрез которых четко разделяется на три части. В нижней части преимущественно вулканогенные породы; в основании господствуют вулканические брекчии дацитового состава, достигающие 270 м мощности. Брекчии содержат линзовидные пачки фангломератов и туфовых песчаников. Терригенные породы (90 м), сосредоточенные в средней части разреза, включают полимиктовые конгломераты и песчаники. К верхам нижней части разреза приурочены липаритовые туфы (30—180 м). Максимальная общая мощность нижней части разреза Темпорал 540 м. Средняя часть «формации» имеет следующее строение. Низы ее (до 45 м) слагаются полимиктовыми конгломератами красновато-коричневого цвета, состоящими из обломков вулканогенных пород разнообразного состава. Эти конгломераты на близких расстояниях переходят в мономиктовые конгломераты и песчаники. Над конгломератами залегают фиолетовые туфы и туфовые брекчии с прослоями туфовых песчаников; эти породы расклиниваются лавовыми потоками порфиритов, длина которых достигает 1800 м, а мощность 60 м. Общая мощность средней части разреза «формации» Темпорал 120 м. Верхняя часть разреза «формации» Темпорал в низах представлена конгломератами, включающими две линзы лав, каждая из которых имеет мощность от 15 до 30 м и не более 1800 м длины. Над конгломератами рас-

полагаются вулканические брекчии липаритов и дацитов, содержащие тонкие прослои туфовых песчаников и брекчий. Мощность верхней части разреза изменчива: 180—600 м.

Породы «формации» Темпорал, по данным Дрюса (Drewes, 1971), образовались в субаэральных условиях у подножия гор в период тектонической активности района. Возраст пород, определенный радиометрическими методами, 180 ± 20 млн. лет, что отвечает раннему мелу.

С небольшим несогласием на отложениях Темпорал залегают вулканогенные и красноцветные породы «формации» Бастуб. Базальные конгломераты этой «формации» выполняют широкие ложбины, врезанные в «формацию» Темпорал. Разрез «формации» Бастуб четко распадается на три части, нижняя (210 м) состоит главным образом из конгломератов и песчаников, включающих тонкие пачки туфовых брекчий липаритового и андезитового состава. Средняя часть (300 м) состоит из туфовых брекчий липаритового состава и туфов, содержащих линзы туфовых песчаников и два небольших линзообразных липаритовых потока. Верхняя часть (450 м) состоит главным образом из дацитов с небольшими линзами туфовых песчаников и липарит-дацитовых туфов. Возраст «формации» считается нижнемеловым, а обстановка накопления аналогичной отложениям «формации» Темпорал.

Вышележащие вулканогенно-осадочные красноцветные образования «формации» Салеро залегают или с угловым несогласием на юрских отложениях или согласно на меловых толщах. «Формация» Салеро подразделяется на пять частей. Нижняя часть разреза (120 м) представлена преимущественно вулканогенными породами, андезитами, дацитами и туфовыми брекчиями. В этой части имеются линзы туфовых песчаников и аркозовых конгломератов. Следующая выше часть разреза «формации» Салеро, называемая Икзотик Блок (300 м), сложена дацитовыми брекчиями, содержащими большое количество глыб красных алевролитов и песчаников, являющихся тектоническими отторженцами более древних пород. Выше залегают туфы Вэлдид, преимущественно липаритовые, реже туфовые брекчии (360 м). Расположенная еще выше аркозовая часть разреза «формации» Салеро в базальных горизонтах образована осадочными несортированными брекчиями; на коротких расстояниях они замещаются конгломератами и фангломератами. Над базальными слоями залегают алевролиты, чередующиеся с аркозовыми песчаниками. Мощность аркозовой части разреза «формации» Салеро 150 м. Самая верхняя часть ее разреза (600—750 м) состоит из туфовых и аркозовых песчаников, вулканогенных конгломератов, а также туфовых и вулканических брекчий дацитового состава. В некоторых районах в разрезе присутствуют потоки дацитов и липаритов.

Южная Америка

На территории этого континента располагается древняя Южно-Американская платформа, обрамленная на западе молодыми горами Андийской складчатой системы. В пределах платформы выделяются Гвианский и Бразильский докембрийские щиты и образовавшиеся на разных этапах геологической истории древней платформы следующие главные прогибы: Амазонский, Сан-Франсиску-Парнаиб-Мариньянский, Паранский, Чако-Помпасский и Патагонский (рис. 10). Все эти прогибы, начиная с вендского времени и на протяжении всей последующей геологической истории, заполнялись преимущественно осадочными и в меньшей степени вулканогенными породами. В строении некоторых прогибов наряду с другими образованиями существенное участие принимают мезозойские красноцветные отложения (Герт, 1959; Колотухина и др., 1968; Мазарович, 1952; Очерки по геологии..., 1959 и др.).

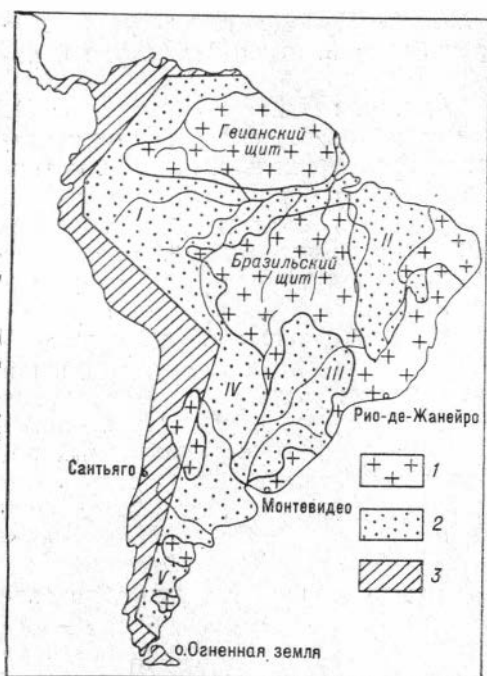


Рис. 10. Геотектоническое районирование Южной Америки, по С. Е. Колотухиной и др. (1968) с сокращениями.

1 — докембрийские щиты и массивы; 2 — платформенные прогибы (I — Амазонский; II — Сан-Франсиску-Парнаиб-Мариньянский; III — Паранский; IV — Чако-Пампасский; V — Патагонский); 3 — горы Андийской складчатой системы.

щими пласты диабазов. Триасовые красноцветные отложения в этом бассейне образуют также серию Риу-ду-Пейши, в которой комплекс озерных отложений включает фиолетовые и красные песчаники, конгломераты, а также серые песчаные сланцы. Общая мощность серии достигает 260 м. В районе Алагоас и Сержили красноцветные толщи располагаются в триасовой нижней серии Сан-Франсиску. Это красноватые и желто-бурые песчаники, содержащие прослойки сланцев.

Меловые красноцветные отложения в Сан-Франсиску-Парнаиб-Мариньянском прогибе также сосредоточены в северо-восточных и восточных районах Бразилии. В районах Пиауи и Пернамбуко эти отложения присутствуют в разрезах серии Арарипи, где к ним относятся красные и желтые песчаники, достигающие 270 м мощности. В районе Баня меловые красноцветные отложения известны в нижней части разреза серии Баня, выделяемой под названием «формации» Бротас и состоящей из красных сланцев с редкими пластами серых песчаников. В основании «формации» присутствуют базальные конгломераты, залегающие на докембрийском фундаменте. «Формация» Бротас является стратиграфическим аналогом «формации» Матука.

Красноцветные отложения наблюдаются также в верхней части разреза серии Баня, где они образуют «формацию» Сан-Себастьян, состоящую из мощной толщи красных и коричневых песчаников, алевролитов, аргиллитов и сланцев. Песчаники преимущественно разнотернистые, слабо уплотненные, слюдястые и каолинитовые, с хорошо выраженной слоистостью. В «формации» содержатся остатки рыб, остракод и гастропод мелового возраста. В бассейне р. Итапикуру выделяются три меловые «формации», в составе которых преобладают красноцветные породы. Нижняя «формация» (614 м) представлена кирпично-красными песчанстыми глинами и массивными косослоистыми песча-

В Амазонском прогибе красноцветные отложения известны только среди меловых отложений. В частности, в нижнем течении р. Амазонки красноцветные породы слагают «формацию» Итаужери, представленную красными и серыми песчаниками, преимущественно мелкозернистыми слоистыми. Песчаники содержат тонкие глинистые прослойки, включающие остатки меловой флоры (Ди Оливейра, 1959).

В Сан-Франсиску-Парнаиб-Мариньянском прогибе роль красноцветных отложений резко возрастает. Они встречаются здесь не только в меловых, но и в триасовых разрезах (Ди Оливейра, 1959).

Триасовые красноцветные отложения в бассейне р. Парнаибы составляют «формации» Мотупа и Эншу. «Формация» Мотупа сложена красными сланцами и песчаниками, в нижней части разреза которых наблюдаются пласты известняков и гипса, а «формация» Эншу красными и серыми песчаниками, включаю-

никами. С базальными конгломератами в основании она залегает на силурийских сланцах. Средняя «формация» (135 м) сложена плотными косослоистыми песчаниками красного, бурого и темно-желтого цвета, включающими прослойки пестроцветных сланцев. Наконец, верхняя «формация» (54 м) состоит из темно-красных слюдистых алевролитов, содержащих остатки остракод, эстерий и костей, зубов и скелетов рыб. В бассейне низовий Сан-Франсиску меловые красноцветные отложения известны в серии Жатоба, где они представлены красноватыми, желтоватыми и белыми крупнозернистыми песчаниками, переходящими в конгломераты. Песчаники глинистые, рыхлые.

В Паранском прогибе мезозойские красноцветные отложения наблюдаются и в разрезах триаса, юры и мела.

Триасовые красноцветные отложения в пределах этого прогиба широко распространены на территории Парагвая восточнее Вильярика в районах Мисьонеса к югу от рек Тебикуари, Белья-Виста и Капитан-Бадо, и в Богадо — вблизи р. Параны (Харрингтон, 1959). Эти отложения входят в состав «формации» Мисьонес, несогласно залегающей на разновозрастных, вплоть до докембрийских, подстилающих породах. «Формация» сложена темно-красными песчаниками, обычно массивными, толстослоистыми, среднезернистыми. Лишь изредка песчаники становятся тонкослоистыми с косою ориентировкой прослоев. Все разновидности песчаников характеризуются хорошей окатанностью обломочного материала и присутствием сланцево-гематитового цемента. Общая мощность «формации» Мисьонес не менее 200 м. Ее считают стратиграфическим эквивалентом верхнетриасовых песчаников Ботукату Бразилии. Осадочные породы «формации» Мисьонес содержат потоки и некии базальтов, принадлежащие верхней части разреза, известной в качестве вулканогенной «формации» Серра-Жерал.

Триасовые красноцветные отложения наблюдаются и в южных, а также в центральных районах Бразилии, преимущественно в пределах штата Риу-Гранди-ду-Сул, где они представлены серией Сан-Бенту (Ди Оливейра, 1959). Разрез серии начинается «формацией» Санта-Мария, базальные горизонты которой сложены полевошпатовыми песчаниками и конгломератами. «Формация» сложена красноцветными песчаниками, перемежающимися с красными глинистыми сланцами, включающими остатки фауны конца среднего — начала верхнего триаса. Эта толща перекрывается песчаниками Ботукату, вслед за накоплением которых изливаются крупнейшие в мире базальтовые лавовые потоки «формации» Серра-Жерал. Вулканогенные породы «формации», достигающие 800 м мощности, залегают с угловым несогласием на песчаниках Ботукату. В северной части Параны и в Риу-Гранди-ду-Сул эти лавовые образования разделены линзовидными косослоистыми эоловыми песчаниками, мощность прослоев которых достигает 40 м.

На северо-востоке Аргентины, в бассейне р. Параны, красноцветные отложения верхнего триаса слагают песчаники Ботукату — массивные и толстослоистые красные песчаники, включающие покровы базальтов (Харрингтон, 1959). В южных районах Паранского прогиба триасовые красноцветные отложения имеются в центральной части Уругвая, между районами Ривера и Сан-Хорес, где к ним относятся песчаники Такуарембо, возраст которых идентичен с «формациями» Мисьонес и Ботукату. Разрез Такуарембо (400 м) сложен мягкими слабо уплотненными тонко- и косослоистыми песчаниками, чередующимися с плотными массивными песчаниками. В южной части разреза сосредоточены тонкослоистые, а в верхней — массивные песчаники. Песчаники Такуарембо залегают со слабым угловым несогласием на разновозрастных отложениях, в частности, и на нижнедокембрийских.

Юрские красноцветные отложения в этом прогибе известны в южных и центральных районах Бразилии в разрезах серии Каюа и Убераба (Ди Оливейра, 1959). Песчаники Каюа, занимающие северо-запад-

ную часть штата Парана, ложаться с угловым несогласием на породы серии Сан-Бенту. Песчаники имеют кирпично-красную окраску, железистый цемент и косую слоистость золотого типа. Это преимущественно кварцевые песчаники, максимальная мощность которых превышает 200 м. Серия Убераба, залегающая на базальтах «формации» Серра-Жерал, в нижней части разреза представлена вулканогенными туффи-тами темно-зеленого цвета, а в верхней — темно-бурыми туффитами. Серия Убераба считается возрастным аналогом песчаников Каюа.

Меловые красноцветы Паранского прогиба, слагающие южные и центральные районы Бразилии, имеются в разрезах серий Бауру, Уркуа и Паресис (Ди Оливейра, 1959). Серия Бауру объединяет толщу красных, розовых и серых песчаников с прослоями глин, сланцев, конгломератов и аркозов общей мощностью не более 150 м. Песчаники почти горизонтально залегают на несколько неровной поверхности базальтов; изредка в их основании наблюдаются конгломераты. Среди отложений серии Бауру выделяются аллювиальные, озерные и эоловые образования. В них найдена обильная ископаемая фауна меловых позвоночных. Серия Уркуа сложена пестроцветными, но в основном розовыми песчаниками. Это слабо уплотненные и плотные косослоистые преимущественно кварцевые песчаники, сцементированные глинистым или кремнистым материалом. Серия Паресис, являющаяся стратиграфическим аналогом серии Уркуа, представлена красными или желтыми полевошпатовыми песчаниками, содержащими многочисленные кремневые конкреции.

В Уругвае известны верхнемеловые красноцветные отложения (Харрингтон, 1959). К ним относится толща Гичон (100 м), представленная красноцветными сланцевыми песчаниками, массивными, слабо сцементированными. Песчаники Гичон залегают с угловым несогласием на вулканогенных породах «формации» Серра-Жерал.

В Андийской складчатой системе Южной Америки мезозойские красноцветные отложения широко распространены и сосредоточены преимущественно вдоль краевой зоны горных сооружений. В различные интервалы мезозойского времени на отдельных участках этих складчатых систем происходило накопление красноцветных отложений, нередко сопровождаемых вулканическими излияниями (Герт, 1959; Колотухина и др., 1968; Мазарович, 1952; Очерки по геологии..., 1959; и др.).

Триасовые красноцветные отложения наблюдаются в нескольких районах Аргентины и в Боливии. В частности, в предгорьях Кордильер, в районе Исчигуаласто красноцветные отложения «формации» Колорадо завершают мощный разрез континентальных отложений верхнего триаса. Они представлены толщей (1000 м) немых кирпично-красных песчаников и сланцев с покровами и силлами базальтов. В субандийских грядках и Восточной Кордильере толща нижних песчаников (Аренкос Инфериорес) объединяет триасовый разрез (1200 м), представленный красными и лилово-красными песчаниками, содержащими мощные пачки конгломератов и пласты базальтовых лав (Харрингтон, 1959). В долине Санта-Мария в области Катамарка нижние песчаники увеличиваются в мощности до 3500 м; они состоят из переслаивания темно-красных песчанистых сланцев, красных песчаников, красных глинистых сланцев, туфовых песчаников и пестрых вулканических пеплов. В верхней части разреза нередко наблюдаются мощные покровы и силлы базальтов. Нижние песчаники залегают с угловым несогласием на породах докембрия и палеозоя.

Вдоль восточных склонов Анд, в северо-западных районах Аргентины прослеживаются отложения слоев Паткия, относящиеся к верхней перми — нижнему триасу, представленные красными песчаниками, чередующимися с покровами мелафиров. В субандийских цепях северной Аргентины и в Южной Боливии красноцветные отложения триаса

принадлежат серии Мандиوتي (Герт, 1959). Это мощная толща красноцветных песчаников и глин с многочисленными прослоями конгломератов в нижней части. Мощность серии значительно уменьшается в южном направлении, где она состоит только из песчаников Бонарели, включающих покровы мелафиров.

Юрские красноцветные отложения имеются и на территории Аргентины, но в основном они сосредоточены в северной части Андийской складчатой системы в районах Перу, Эквадора и Колумбии.

Юрские красноцветы в Аргентине имеются в центральной части Неукена и в Мендосе, где они относятся к серии отложения Тордиль, представленной красноватыми и зелеными песчаниками, конгломератами и туфами. По направлению к границе Чили отложения сменяются мощной серией покровов и агломератов андезитовых лав с прослоями туфовых песчаников (Харрингтон, 1959). В южной части Перу, вдоль побережья известны юрские вулканогенные породы, чередующиеся с красноцветными туфовыми обломочными толщами (Дженкс, 1959). Мощность этого вулканогенно-красноцветного разреза в районе Чала 4000 м.

В Эквадоре (Чопп и др., 1959) красноцветные отложения отмечены в разрезах средней и верхней юры, где они принадлежат «формации» Чаписа. «Формация» представлена красными глинистыми песчаниками с тонкими прослоями красных песчаных сланцев и аргиллитов. Песчаники преимущественно мелкозернистые, но частично также и крупнозернистые или конгломератовидные. В некоторых сланцах присутствует примесь вулканогенного материала, вообще весьма характерного для отложений верхней части разреза «формации» Чаписа. В истоках р. Чапис в аргиллитах наблюдаются мелкие вкрапленники и прожилки гипса. По-видимому, красноцветные отложения этой «формации» местами соленосны, о чем можно судить по рассолам, из которых индейцы выпаривают соль в области распространения красноцветных пород. Максимальная мощность «формации» Чаписа 600—650 м, минимальная — 4500 м.

В Колумбии (Олссон, 1958) красноцветные юрские (отчасти триасовые) отложения подчинены комплексу Гирон. Основание комплекса, лежащее на каменноугольных породах, представлено плотными кварцевыми конгломератами, содержащими прослой коричневого и тонкозернистых песчаных зеленоватых глинистых сланцев. Выше по разрезу расположены кирпично-красные глинистые сланцы. В средней части разреза красноцветные слои отсутствуют и вновь появляются только в верхах комплекса, где образуют прослой кирпично-красных глинистых и песчаных сланцев, залегающие среди белых и голубоватых кварцитов. Общая мощность комплекса 2000 м.

Меловые красноцветные отложения широко распространены в южных и, главным образом, в центральных районах Анд. В южных районах Анд, в пределах Патагонии, морские меловые отложения доходят до оз. Сан-Мартин и далее на север замещаются континентальными красноцветными отложениями Чубутиано, известными под названием динозавровых слоев (Герт, 1959; Харрингтон, 1959).

В районе Мендосы и Неукена меловые красноцветы принадлежат сеноману и коньяку (дьямантские отложения) и состоят из красноватых песчаников и сланцев, чередующихся с редкими прослоями конгломератов (Харрингтон, 1959). Нижняя часть разреза, песчаники Ранкиль, сложена толстослоистыми песчаниками, чередующимися с темно-красными сланцами, а верхняя — однообразными красными песчаниками и сланцами. Во внутренней части Кордильер среди осадочных пород появляются прослой основных туфов и редкие покровы базальтов и андезитов, а по направлению к Чили они постепенно переходят в мощную толщу лав и андезитовых туфов, включающих редкие прослой терригенных пород.

Сантон-маастрихтские (неукенские) красноцветные отложения известны в субандийских районах Неукена и Мендосы и во внеандийских районах Чубута и Санта-Круса. В Неукене и Мендосе они представлены красноватыми сланцеватыми песчаниками, содержащими редкие прослои разноцветных сланцев и линз конгломератов; их мощность 2000 м. Эти отложения из-за многочисленных остатков костей динозавров получили название «динозавровые песчаники». В районе Чубута и Санта-Крус к неукенским отложениям относятся красные, зеленые и желтые туфы и туффиты, в основании разреза содержащие прослои песчаников и конгломератов. Они также содержат остатки динозавров, а их общая мощность 2200 м.

В субандийских грядях Северной Аргентины, в районах Жужуя и Сальты верхнемеловые отложения, залегающие с небольшим угловым несогласием на толщах морского верхнего триаса, также содержат красноцветные породы. Разрез (1220 м) четко распадается на три части: нижнюю, сложенную розовыми и пурпурными сланцами, среднюю, состоящую из разноцветных сланцев и мергелей, и верхнюю, представленную кирпично-красными сланцами, включающими выдержанные зеленые прослои.

В аргентино-чилийской части Анд красноцветные отложения верхнего мела выделяются в горизонт Диамантиано, в строении которого принимают участие красные песчаники и глины, содержащие гипс. Выше этого горизонта несогласно залегают мощные динозавровые песчаники Неукениано, имеющие преимущественно сенонский возраст.

Верхнемеловые красноцветы наблюдаются также в южной части Центральных Анд, где заполняют предгорную впадину, расположенную в бассейне р. Диаманте. Они представлены песчаниками, переслаивающимися с конгломератами. В верхней части разреза песчаников наблюдаются пласты из переработанного туфового материала.

В чилийской части Анд в районе Калета-Колосо тоже развиты нижнемеловые красноцветы. Нижняя часть наблюдающегося здесь разреза представлена порфириновыми конгломератами, переслаивающимися с красными песчаниками. Вверх по Разрезу они сменяются толщей (300 м) красновато-коричневых известковистых песчаников и глинистых сланцев, среди которых встречаются тонкие прожилки гипса и соляные пласты. На всей территории Чили титон-неокомские отложения представлены андезитами, брекчиевыми конгломератами и красными песчаниками, возникающими в результате размыва вулканогенных пород. Среди этих образований в некоторых районах Чили наблюдаются мощные пачки морских осадков, а также лагунные отложения и непромышленные угольные прослои.

В боливийской части Анд красноцветные отложения присутствуют в меловых разрезах, в частности, в составе «формации» Пука (Альфелд, 1959). В низах этой «формации» они подчинены толще нижних песчаников, где представлены красными косослоистыми песчаниками и конгломератами, чередующимися со светло-желтыми песчаниками. Красноцветные отложения имеются в верхней части разреза «формации», в так называемых пестроцветных мергелях, сложенных переслаиванием невыдержанных пластов красных мергелей и глин, содержащих редкие прослои гипса и характерные пропластки уплотненного красного песчаника. В нижней части разреза пестроцветных мергелей известны крупные залежи каменной соли и гипса (например, в грабене Энтериоса). Мощность разреза пестроцветных мергелей 1800 м. На крайнем юге Боливийских Анд разрез пестроцветных мергелей в кровле переходит в верхние песчаники, представленные кирпично-красными массивными тонкозернистыми песчаниками мощностью 1000 м. Во всех районах Боливии «формация» Пука включает небольшие тела базальтов в виде покровов, потоков и даек, а также горизонты туфов и агломератов.

В Северной Боливии и Перу в Восточных Андах, к северо-востоку от оз. Титикака нижнемеловые морские отложения сменяются верхнемеловыми красноцветными толщами серии Путина. Верхняя и нижняя части разреза этой серии, расчлененные кремнистыми сланцами и кварцевыми песчаниками, представлены красными песчаниками, содержащими прослои глин, частично гипсоносных. Общая мощность серии 2000 м.

В северной части Центральных Анд нижнемеловые красноцветные песчаники имеются в районе оз. Титикака и по обоим бортам долины р. Урубамба ниже Куско. Верхнемеловые красноцветные отложения в этой части Анд составляют нижнюю часть «формации» Римака. Они представлены расчлененными красными глинами и песчаниками, содержащими пласты конгломерата и единичные прослои известняка. В долине р. Мариньон меловые красные песчаники трансгрессивно залегают на каменноугольных отложениях.

Африка

В Африке мезозойские красноцветные отложения распространены главным образом на юге, где они принимают участие в строении верхней части разреза системы Карру, а также на севере, где хорошо известны меловые нубийские песчаники.

В Капской провинции, Оранжевой республике и Натале (Дю Тойт, 1957; Хоутон, 1966) они начинаются триасовыми отложениями верхнебофортского яруса, представленного красными и каштановыми аргиллитами и голубыми и зелеными глинистыми сланцами, переслаивающимися с тонко- и среднезернистыми полевошпатовыми песчаниками и тонкими прослоями темно-коричневых песчаников и глинистых катешей конгломератов, в которых наблюдаются кости амфибий и рептилий. В Капской провинции мощность отложений этого яруса 600 м, а в Оранжевой республике не более 50 м. Залегающие выше триасовые отложения системы Карру относятся к свите Стормберг, наибольшее распространение которой приходится на центральные районы Бадутоленда. Базальная часть разреза этой свиты, известная под названием слоев Молтено, согласно залегает на верхнебофортских отложениях. В серии слоев Молтено располагаются грубозернистые косослоистые песчаники, перемежающиеся с серыми и голубыми глинистыми сланцами и редкими прослоями углей. Максимальная мощность слоев Молтено (600 м) приходится на южные районы, минимальная, почти до полного выклинивания, на северные. Выше слоев Молтено залегают красные слои, которые на юге связаны с ними согласными переходами, а в северо-восточной части Оранжевой республики с разрывом ложатся на верхнебофортские слои. Красные слои представлены пурпурными и красными аргиллитами и глинистыми сланцами, красными песчаниками, а также мощными толщами желтых и белых полевошпатовых песчаников. По всему разрезу красных слоев наблюдаются обильные карбонатные включения и обломки костей динозавров. В этих отложениях найдены также зубы рыб, ракообразные и остатки скелетов рептилий. Мощность красных слоев на юге в районе Эллиотта 500 м, в северном направлении, у Харрисмита, сокращается до 100 м. Пещерные песчаники, перекрывающие красные слои, представлены светлоокрашенными массивными песчаниками, преимущественно грубозернистыми и косослоистыми. В верхней части разреза этих песчаников содержатся прослои лав и вулканического пепла.

В Трансваале мезозойская часть разреза системы Карру в районе Спрингбок-Флотс представлена бушвельдскими мергелями, соответствующими в стратиграфической колонке пещерным песчаникам южных районов Африки (Хоутон, 1966). Ярус бушвельдских мергелей, за-

легающий с резким несогласием на пермских отложениях, сложен слабо уплотненными, красными и пурпурными или зеленоватыми глинистыми сланцами и аргиллитами, включающими редкие прослои песчаников. Вышележащая часть разреза этого яруса представлена розоватыми и желтыми бушвельдскими песчаниками. Среди этих песчаников залегает пласт угля (8,25 м).

В угленосном бассейне Ваттерберг триасовые отложения системы Карру начинаются верхнебофортскими слоями — красными, шоколадно- или серовато-коричневыми аргиллитами. Выше них располагаются отложения яруса Молтоно свиты Стормберг, представленные грубозернистыми песчаниками, чередующимися с маломощными прослоями аргиллитов. Мощность яруса Молтоно непостоянна: 6—55 м. Перекрывающие их красноватые и коричневатые песчаники, аргиллиты и мергели (100 м) относят к ярусу красных слоев. Аналоги пещерных песчаников в этом районе сложены белыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются лавовыми образованиями. В северных районах Трансвааля к триасовым отложениям относятся ярко-красные аргиллиты и глинистые сланцы верхнего Бофорта, сменяющиеся вверх по разрезу ярусом красных слоев, образованных аргиллитами, мергелями и алевролитами, содержащими многочисленные известковистые включения. Максимальная мощность разреза яруса красных слоев 380 м. Вышележащие пещерные песчаники, как и во многих других районах, представлены светло-окрашенными терригенными породами, выше которых лежат стормбергские лавы.

В Родезии триасовые отложения верхнего Карру, залегающие с несогласием на отложениях нижнего Карру и на породах кристаллического фундамента, начинаются грубыми терригенными красноцветными толщами, известными под названием «гравелиты уступа»; их мощность 18 м. Выше них залегают красные тонкозернистые мергелистые песчаники (70 м), содержащие известковистые конкреции, в которых обнаружена флора, характерная для слоев Молтоно. На них со слабо выраженным несогласием налегает пачка (80 м) галечных пород аркозового состава, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками Форест (60 м). Однако в окрестностях Булавайо песчаники Форест непосредственно перекрывают породы фундамента. В белых тонкозернистых песчаниках Форест встречаются кости динозавров. Вышележащие песчаники Нимандлову представлены темно-красными золотыми песчаниками, косослоистыми дюнного типа, достигающими 18 м мощности. Выше этих песчаников залегают лавовые потоки. В Замбии мезозойская часть разреза системы Карру, по данным Молинё, приведенным Хоутоном (1966), несогласно ложится на подстилающие толщи Карру и включает «гравелиты уступа» и красноцветные терригенные породы, являющиеся стратиграфическим аналогом свиты Стормберг.

В Мозамбике триасовые красноцветные отложения системы Карру известны в прогибе Замбези, где они относятся к красным песчаникам Батонга, представляющим эквивалент песчаников Форест. Песчаники Батонга (45—230 м) содержат остатки верхнестормбергских динозавров.

В Танзании мезозойская часть разреза системы Карру принадлежит песчаникам Кингори (360 м), выполняющим впадину Рухуху в горах Кингори. Это розовые массивные гравелиты и песчаники с базальными конгломератами в основании разреза. В удалении от гор Кингори в разрезе песчаников появляются прослои красных аргиллитов. Вышележащие отложения принадлежат слоям Монда, типичный разрез которых наблюдается в районе оз. Ньяса. К слоям Монда относится пачка (135 м) переслаивающихся гравелистых полевошпатовых песчаников и пестрых мергелей. Имеющаяся в этих слоях фауна рептилий и пресноводных моллюсков указывает на триасовый верхнебофортский и стормбергский возраст отложений.

На севере Африканского континента красноцветные образования наблюдаются только в верхней части разреза мезозойских отложений. Они относятся к мелу и широко известны под названием нубийских песчаников, распространенных на территории Центрального и Южного Египта и особенно Нубии, а также на Синайском полуострове (Саид, 1965; Issawi, 1971, 1972; Poweyrol, 1968; Rigassi, 1969; Shawa, 1970). Название нубийские песчаники в качестве литостратиграфического подразделения многие исследователи использовали для терригенных толщ самого различного возраста — от кембрия до голоцена включительно. К ним относили любые терригенные толщи континентального происхождения, не охарактеризованные палеонтологическими остатками. Однако рекомендуется этот термин применять только для верхнемеловых, преимущественно красноцветных песчаников, залегающих под карбонатными и карбонатно-сланцевыми толщами мел — палеогена на территории египетской и суданской Нубии, в долине р. Нила, в юго-восточных районах Западной пустыни, на побережье Красного моря и в районе Суэцкого канала. Наиболее полные разрезы нубийских песчаников верхнего мела описаны в южной части Египта, где на гранитах с базальными конгломератами в основании лежит толща (200 м), представленная песчаниками и алевролитами, содержащими прослой глини. Высказываются предположения о том, что происхождение нубийских песчаников обусловлено совместным действием аллювиальных и эоловых процессов в условиях мелководного моря. В северо-западной части Саудовской Аравии, недалеко от районов Верхнего Египта среди нубийских песчаников обнаружены эвапоритовые отложения (Shawa, 1970). В северо-западном Судане нубийские песчаники, несогласно перекрывающие осадочные породы нижнего карбона, обнаруживают следующее строение:

	Мощность, м
1. Базальные конгломераты, сменяющиеся сланцевыми песчаниками	30
2. Пачка чередующихся сланцев, аргиллитов и песчаников	30
3. Пестроцветные песчаники, включающие сенонскую фауну	100
4. В районе Ассуана в нижней части разреза нубийские песчаники представлены базальными конгломератами и перекрывающими их песчаниками, в верхней — сланцами, песчаниками и железистыми песчаниками и кварцитами	162

Австралия

На Австралийском континенте красноцветные толщи в составе мезозойских отложений известны только в триасе. Они прослеживаются в восточной части континента, где, в частности, в пределах бассейна Боуэн, протяженностью 900 км при ширине 250 км, триасовые красноцветные отложения бассейна принадлежат группам Ривен и Климатис (Jensen, 1975).

В юго-западной части бассейна разрез триаса начинается песчаниками Сегитариус, залегающими на пермских угленосных толщах группы Блэквот. Нижняя часть разреза этих песчаников представлена переслаиванием аргиллитов и песчаников, включающих фрагменты растительных остатков. Песчаники коричневого цвета, известковистые, преимущественно тонко- и среднезернистые, очень редко грубозернистые; аргиллиты окрашены в зеленые и коричневые цвета. Мощность этой части разреза 135 м. Верхняя часть разреза песчаников Сегитариус начинается пачкой (4 м) серо-белых глинистых песчаников, включающих отдельные гальки. Выше них залегают красновато-коричневые глины, содержащие обломки вулканических пород. Венчается разрез средне- и грубозернистыми светло-серыми известковистыми песчаниками, чередующимися с глинистыми и слюдястыми алевролитами и аргиллитами. Максимальная мощность верхней части разреза 135 м.

Стратиграфическая последовательность центральных районов

Подразделение	Мощность, м	Отношение по-сков к аргиллитам	Литология	Особенности состава основания разреза	Ископаемые остатки
Песчанники Экспедицион	300	1 : 0	Редкие линзы алевролитов	Уменьшение кварца	Не обн.
«Формация» Глинедэл	350	4 : 1	Серые и коричневые аргиллиты	Изменения к алевритовому составу	Растительные остатки
«Формация» Аркадия	800?	1:1?	Красные аргиллиты и зеленые алевролиты	Первое появление мощной последовательности красных аргиллитов	Остатки костей рептилий
Сегитарнус песчаники	300—400	3 : 2	Серые аргиллиты и алевролиты	Отсутствие прослоев угля	Растительные остатки

Выше песчаников Сегитарнус обособляется «формация» Аркадия (520 м). В ее строении принимают участие красно-коричневые аргиллиты и алевролитовые аргиллиты, содержащие тонкие прослои зеленых алевролитов и песчаников. Перечисленные породы чередуются с пачками (15 м) среднезернистых зеленых косослоистых известковистых песчаников.

Затем следует «формация» Глинедэл, для которой типично переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников. На долю песчаников здесь приходится около 60% пород; это преимущественно хорошо отсортированные среднезернистые породы, включающие разрозненные гальки. Цвет песчаников разнообразный — от белого до темно-коричневого. Алевролиты этой формации окрашены преимущественно в серые цвета, но наблюдаются также коричневые и красные. Аргиллиты обычно красные или красно-коричневые. Местами в аргиллитах содержатся жилки гипса. Над «формацией» Глинедэл располагаются песчаники Экспедицион. Нижняя часть разреза этого подразделения состоит из красных пород, преимущественно разномызернистых песчаников. Песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами. Верхняя часть разреза начинается гравийными и галечными конгломератами, сменяющимися грубозернистыми песчаниками. Максимальная мощность песчаников Экспедицион 240 м, минимальная — 180 м.

В центральных районах бассейна Боуэн триасовые отложения включают те же подразделения, что и в юго-западной части бассейна. Типичные черты состава и строения этих отложений наглядно выявляются в табл. 1, приведенной А. Джинсеном (Jensen, 1975).

Строение триасовых отложений северных районов бассейна Боуэн иллюстрируется табл. 2 (Jensen, 1975). Несколько иное строение триасовые отложения бассейна Боуэн имеют в юго-восточных районах. В основании разреза здесь обособляется группа Ривен. Нижняя часть разреза этой группы представлена светло- и темно-серыми и грубозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми и коричневыми аргиллитами и редкими прослоями внутрiformационных конгломератов. Весьма характерно присутствие маломощных (не более 2 м) слоев шоколадно-коричневых аргиллитов. В верхней части разреза группы Ривен увеличивается количество и мощность слоев шоколадно-коричневых аргиллитов, которые здесь достигают мощности 20 м и переслаиваются с разномызернистыми зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами. Общая мощность группы Ривен 2000 м. «Формация» Глинедэл, залегающая с угловым несогласием на породах группы Ривен,

Стратиграфическая последовательность северных районов

Подразделение	Мощность, м	Отношение песчаников к аргиллитам	Литология	Особенности состава основания разреза	Ископаемые остатки
Песчаники Экспедицион					
Верхняя часть	130	1 : 0	Редкие линзы алевролитов	Базальные конгломераты	
Нижняя часть	170	1 : 0		Уменьшение аргиллитов, увеличение зернистости пород	
«Формация» Глинедэл	150	4 : 1	Красные, зеленые и серые аргиллиты	Уменьшение в аргиллитах аргилитового состава	Редкие обуглившиеся растительные остатки
«Формация» Аркадия	230	1 : 1	Красные, крапчатые и зеленые аргиллиты; меньше коричневых и серых аргиллитов и алевролитов	Первое появление мощной последовательности красных аргиллитов	Растительные остатки
Песчаники Сегитариус					
Верхняя часть	200	1 : 1	Коричневые и зеленые аргиллиты	Уменьшение кварца	
Нижняя часть	80	1 : 1	Коричневые и зелено-коричневые аргиллиты и алевролиты	Присутствие тонких слоев красных аргиллитов; отсутствие углей и туфов	Растительные остатки

состоит из аргиллитов, переслаивающихся с песчаниками и реже с алевролитами. Вверх по разрезу количество песчаников заметно возрастает. Отдельные пакки аргиллитов имеют мощность 12—25 м, а максимальная мощность переслаивающихся с ними песчаников не превышает 5 м. Аргиллиты окрашены в ярко-коричневые и красно-серые цвета, частично имеют светло-серую окраску, алевролиты — красно-зеленые, песчаники — серые и зеленые. Мощность формации Глинедэл 230—600 м.

Венчается разрез триасовых отложений юго-восточных районов подразделением Девсон, относящимся к верхнему отделу этой системы. Это светло-коричневые и серые средне- и грубозернистые песчаники, содержащие отдельные гальки. Песчаники преимущественно косослоистые. Среди тонкозернистых песчаников присутствуют прослои серых аргиллитов. Мощность подразделения 200 м.

Согласно Джинсену, триасовые отложения бассейна Боуэн накапливались в континентальных условиях. Это преимущественно аллювиальные, реже озерные и болотные образования. В целом же бассейн Боуэн располагался в окрестности гор, образовавшихся в конце перми и являющихся источником сноса в триасе.

Заканчивая обзор мезозойских красноцветных отложений, отметим, что они принадлежат разнообразным типам формаций. Наиболее характерны для данной эпохи красноцветной седиментации меденосные эвапоритовые формации, сосредоточенные в Европе, Средней и Центральной Азии. Такие формации могут быть указаны также и в других

районах, в частности в Северной и Южной Америке, Африке и на Индокитайском полуострове.

Что касается представителей гумидных формаций, то их устойчивые ареалы занимают южное обрамление Западно-Сибирской низменности, где широко известны красноцветные образования, в парагенезе с которыми находятся бокситовые породы, бокситы и реже угли. Спорадически гумидные формации имеют место и в других районах земного шара.

В Северной и Южной Америке, Центральной Азии и восточных районах Китая, кроме того, широко распространены осадочно-вулканогенные красноцветные формации.

КАЙНОЗОЙ

В этом очерке рассмотрены только третичные красноцветные отложения. Они распространены сравнительно широко, хотя уже к началу палеогена намечается общее значительное сокращение ареалов красноцветной седиментации (рис. 11). В олигоцене и позднее их распространение практически ограничивается современными приэкваториальными зонами (рис. 12). Достаточно четко намечаются области аридного и гумидного осадочного красноцветного пороодообразования. Если в палеогеновое время, вплоть до середины олигоцена, красноцветные отложения гумидного типа встречаются еще в северных и южных широтах вплоть до 50° , то, начиная с середины олигоцена и на протяжении неогена, такие красноцветы не выходят за пределы 20° северных и южных широт. В целом же третичные красноцветные отложения представлены различными терригенными породами, преимущественно грубыми несортированными, образующими широкие и протяженные шлейфы вдоль горных подножий.

Красноцветная седиментация в палеогене и неогене охватила обширные области в Средней и Центральной Азии, на востоке Китайской Народной Республики и в Южной Америке. Третичные красноцветные отложения известны также в Западной Европе, Армении и Нахичеванской АССР, в южном обрамлении Западно-Сибирской низменности, в некоторых районах Призайсанья и Прибайкалья, в Индии, Северной Африке и Северной Америке.

Армения и Нахичеванская АССР

Третичные красноцветные отложения в Армении и Нахичеванской АССР занимают обширные площади, соответствующие контурам современной Среднеараксинской депрессии (Геология СССР, 1975).

В пределах Ереванского прогиба, в Араратской котловине и на Канакер-Егвардском вулканическом плато на ниже-среднеолигоценные отложения несогласно налегает мощная (600—700 м) свита красноцветных и пестроцветных моласс верхнего олигоцена — нижнего миоцена, перекрытых соленосными толщами (Габриелян, 1964). Свита сложена преимущественно кирпично-красными, желтовато-бурыми и серыми алевролитами и нередко гипсоносными глинами, а также полимиктовыми песчаниками серого, зеленовато- и желтовато-серого цвета и рыхлыми конгломератами, переходящими в галечники. В низах разреза свиты преобладают песчаники и конгломераты, а в верхах — глины и алевролиты. В некоторых районах, в частности южнее с. Ацаван, в разрезе появляются туфовые песчаники и туфы. Аналогичные породы присутствуют и в Нижнеахурянском прогибе Армении, где свита сложена красноцветными терригенными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами.

На территории Нахичеванской АССР, в одноименной депрессии, красноцветные толщи встречаются на двух стратиграфических уровнях

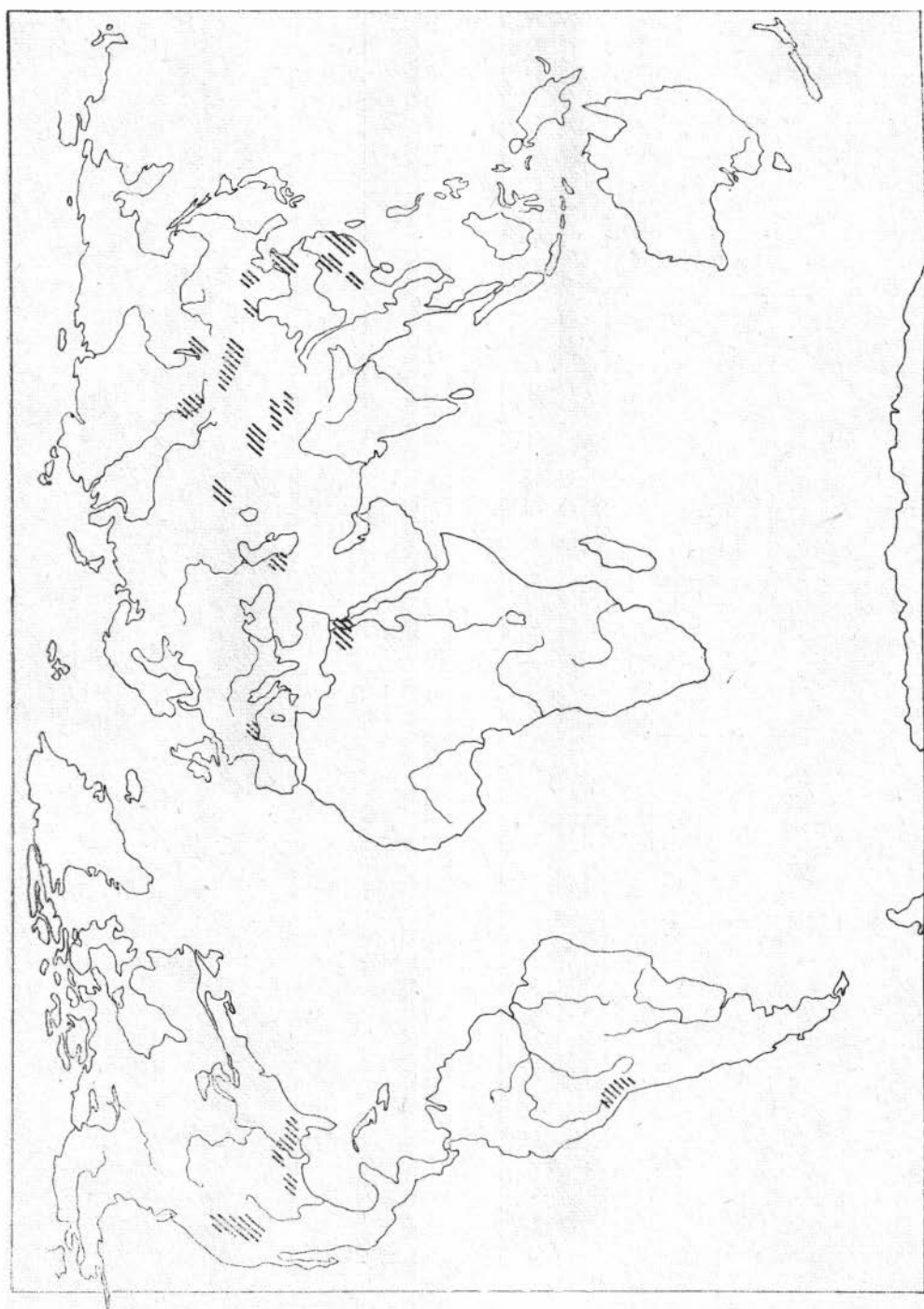


Рис. 11. Распространение красцветных отложений в палеогене (заштриховано).

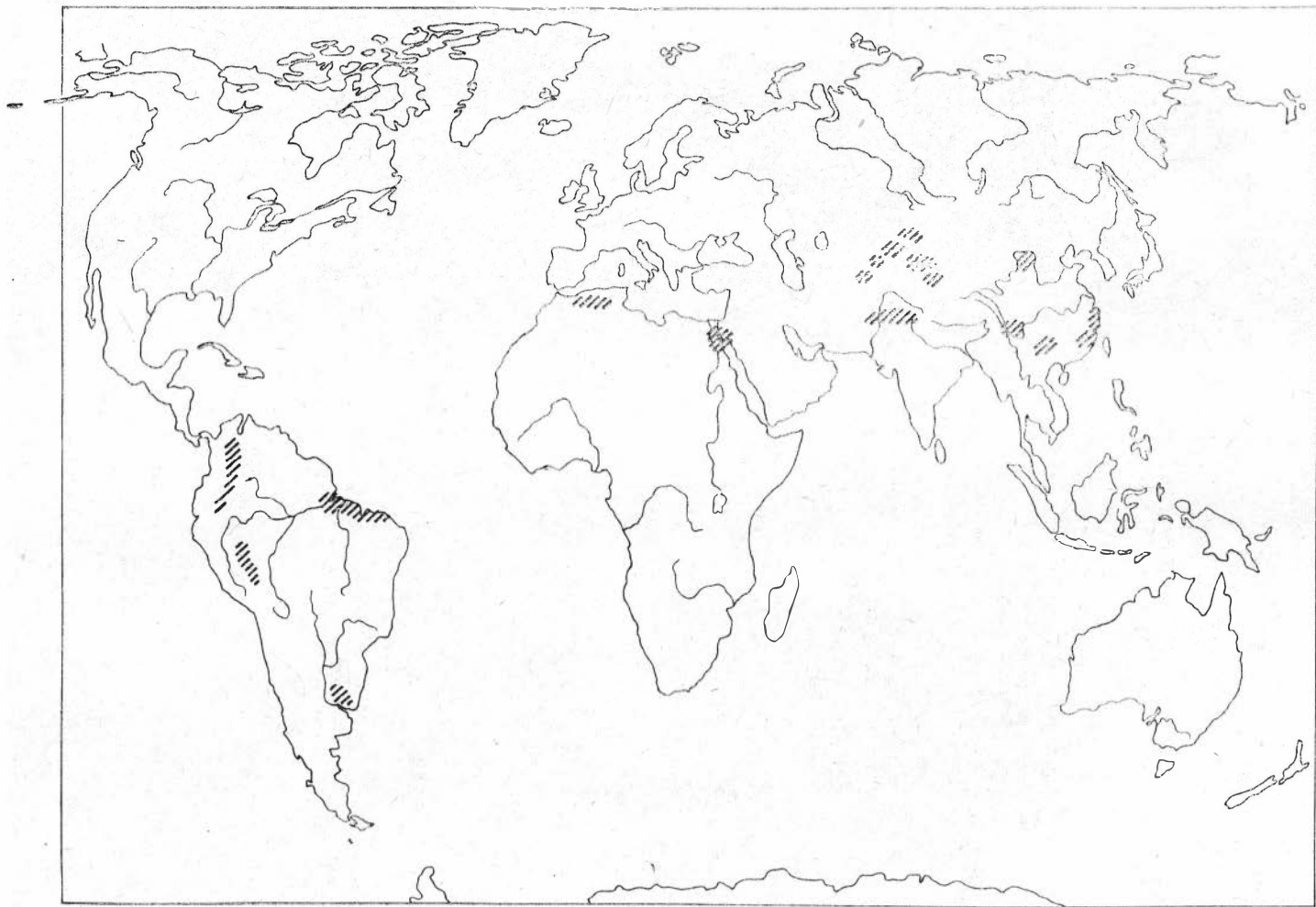


Рис. 12. Распространение красноцветных отложений в неогене (заштриховано).

третичных отложений (Азизбеков, 1961; Габриелян, 1964). Прежде всего это ниже-среднеолигоценовые отложения, представленные вулканогенно-обломочными образованиями абракунисской свиты. Нижняя часть разреза свиты, на долю которой приходится 300 м разреза, состоит из красновато-бурых туфовых брекчий, содержащих подчиненные пласты туфовых гравелитов, песчаников и конгломератов. В средней части свиты красноцветные отложения отсутствуют и в ее строении принимают участие зеленовато- и голубовато-серые туфовые гравелиты с подчиненными прослоями туфовых брекчий, песчаников, конгломератов и туфов общей мощностью до 300 м. Верхняя часть свиты включает красновато-бурые туфовые конгломераты, песчаники и алевролиты мощностью 200 м.

Залегающие над этой серией пород красноцветные отложения принадлежат верхнему олигоцену — нижнему миоцену. Нижняя часть разреза этих отложений представлена красноцветной толщей, в восточных районах депрессии перекрытой отложениями абракунисской свиты, а в северных с перерывом в основании налегающей на различные горизонты девона, карбона, перми и триаса. Красноцветная толща сложена красно-бурыми, фиолетовыми и желтовато-бурыми туфовыми песчаниками, алевролитами, алевротуфитами, песчанистыми глинами и туфовыми конгломератами. Среди этих терригенных и туфовых пород наблюдаются прослои кремнистых и песчанистых известняков и мергелей. Общая мощность красноцветной толщи 200 м.

Вышележащая пестроцветная толща (300—500 м) представлена чередованием пачек красно-бурых и зеленовато-серых глин, алевролитов, песчаников и гравелитов. Эта серия терригенных пород содержит прослои массивных известняков и мергелей. В восточной части Нахичеванской депрессии в пестроцветной толще располагается мощная (200—250 м) пачка вулканогенных пород, среди которых имеются пепловые туфы, туфовые брекчии и туфовые конгломераты. Строение пачки линзовидное.

Южное обрамление Западно-Сибирской низменности

Для юга Западно-Сибирской низменности третичные красноцветные отложения весьма специфичны. Среди них особое внимание привлекают терригенные толщи, с которыми парагенетически тесно связаны бокситы. Пример распространения таких терригенных красноцветных толщ дает, в частности, Амангельдинская группа бокситовых месторождений (Волков, 1958; Кирпаль, 1964; Кальманов, 1958). Здесь во впадинах палеозойского фундамента известны палеогеновые, а в самых низах разреза, возможно, частично меловые, пестроцветные образования аркалыкской свиты, обнаруживающие ряд характерных черт строения. Подрудная толща в основании разреза представлена пачкой углистых пиритсодержащих глин преимущественно гидрослюдистого состава, сменяющихся пятнистоокрашенными глинами. Мощность толщи меняется от 0 до нескольких десятков метров. В строении вышележащей бокситовой толщи принимают участие чередующиеся между собой бокситовые глины, бокситы и каолининовые глины. Надрудная толща складывается песчанистыми и песчано-углистыми и каолининовыми глинами, а также мелкозернистыми глинистыми и кварцевыми песками. Завершается разрез пестроцветными вишнево-красными и серыми глинами верхнего олигоцена. Общая мощность аркалыкской свиты варьирует от первых десятков до 180 м. Такой разрез аркалыкской свиты характеризует только непосредственно карстовые впадины. В прибортовых участках таких впадин разрез значительно меняется, из него полностью исчезает подрудная толща, а строение бокситовой толщи упрощается.

В Акмолинской группе месторождений красноцветные бокситоносные толщи (250 м) также принадлежат палеогену и выполняют глубокие карстовые впадины. Бокситоносные толщи в таких впадинах сложены красными глинами. В основании разреза глины имеют гидрослюдистый состав, затем они становятся каолининовыми и начинают чередоваться вначале с бокситовыми глинами, а выше по разрезу и с рыхлыми, реже каменистыми бокситами.

Палеогеновые бокситоносные толщи известны и по западным окраинам Енисейского кряжа. Здесь они принадлежат мурожинской свите, возраст которой, по данным спорово-пыльцевого анализа, считается палеоцен-эоценовым (Боголепов, 1961; Пельтек, 1971). Наиболее полные разрезы свиты вскрыты бурением в верховьях р. Татарки и в Мало-Муроминской котловине. Один из таких разрезов, характеризующих строение мурожинской свиты, представляет скв. 5, где, по К. В. Боголепову (1961), наблюдается такая последовательность (снизу вверх):

	Мощность, м
1. На глубине 85 м залегают пестроокрашенные алевроиты, как правило, сильно перемятые, содержащие щебенку кварца	9,90
2. Пестроцветные глины, включающие прослои бобовых сухаристых	
глин	1,70
3. Рыхлые бокситы	1,50
4. Пестроцветные глины	0,80
5. Пласт глинистого бурого угля	1,10
6. Глины сухаристые	3,30
7. Мощная пачка красных и желтоватых рыхлых бокситов, содержащих глыбовые скопления каменистых бокситов	6,70
8. Сухаристые, бокситовые глины	1,60
9. Тонкослоистые пестроцветные глины	0,30
10. Белые и зеленовато-серые каолининовые глины с дресвой кварца	2,80
11. Серые глинистые глины с пизолитами боксита	0,50
12. Бурые глинистые угли	0,50
13. Серые илестые глины с пизолитами боксита	0,20
14. Пестроцветные слюдястые глины, включающие дресву кварца	3
15. Пачка бокситовых сухаристых глин светло-желтого цвета. Глины содержат пизолиты боксита и редкие включения дресвы кварца	7,30
16. Сухаристые глины, содержащие дресву слюдястых сланцев	1
17. Бокситовые сухаристые глины светло-желтого цвета. В них наблюдаются пизолиты боксита и обломки каменистого боксита	10,10
18. Бордово-красные глины, содержащие прослой сухаристых и песчаных глин. В этих глинах отмечаются редкие пизолиты боксита и довольно частые включения щебня и дресвы кварца и сланцев	9,20
19. Бобовые желтоватые глины, содержащие щебень кварца и каменистого боксита	
20. Пестроцветные сильно перемятые сухаристые глины, включающие редкие бобовины боксита	3,60
21. Бокситовые, бобовые и сухаристые глины	1,10
22. Пачка глинистых красных и желтых бокситов, содержащих рыхлые пизолиты и обломки каменистого боксита	4,20
23. Переслаивание сухаристых и бокситовых глин	2
24. Желтые сухаристые глины, включающие обломки бурого железняка	1,20
25. Вишнево-красные, розовые и желтые бокситы, содержащие тонкие прослои желтых сухаристых глин	3,90
26. Красные глинистые бокситы	0,80

Следует отметить, что бокситы в составе мурожинской свиты встречаются далеко не во всех районах западной части Енисейского кряжа. В частности, в приангарской и южной частях кряжа бокситы отсутствуют. В этих районах мурожинская свита сложена только пестроцветными песчано-глинистыми породами.

По К. В. Боголепову (1961), отложения мурожинской свиты обнаруживают непосредственную связь с латеритной корой выветривания, наиболее полно развивающейся на протерозойских метаморфизованных основных вулканогенных породах. В таких районах Енисейского кряжа породы мурожинской свиты характеризуются высоким содержанием глинозема и яркой пестроцветной окраской глинистых осадков. Отложе-

ния мурожнинской свиты формировались в мелких, периодически пересыхавших бассейнах, куда сносился обломочный материал из кор выветривания.

Средняя Азия

Территория Средней Азии и в третичное время, как и в мелу, являлась обширной областью красноцветной седиментации (Попов, 1954, 1956). В восточных районах третичные красноцветные отложения сосредоточены в Иссык-Кульской впадине, где наблюдается мощный (до 4000 м) разрез континентальных образований, залегающий на породах верхнего триаса — нижней юры. По литологическим особенностям в этом разрезе выделяются два комплекса: нижний — киргизский и верхний — Тянь-шаньский (Шульц, 1948).

В киргизском комплексе в южной части впадины выделяются чокуракская и джеты-огузская свиты (Климова, 1965). В восточной части южного побережья оз. Иссык-Куль нижняя, чокуракская, свита (410 м), относящаяся большинством исследователей к палеогену, сложена красно-бурыми до бурых гравийниками, паттумами* и в меньшей степени песчаниками, среди которых, главным образом в верхней части разреза, наблюдаются маломощные прослои алевролитов и конгломератов.

В строении вышележащей джеты-огузской свиты (1650 м), большая часть разреза которой принадлежит неогену, принимают участие чередующиеся пачки гравийников, конгломератов и паттумов. В целом свита обнаруживает четкое трехчленное строение. Нижняя ее часть (420 м) представлена кирпично-красными и красновато-бурыми, сильно известковистыми плотными и очень плотными конгломератами, гравийниками и паттумами, имеющими отчетливое линзовидное строение. Средняя часть (около 700 м) также включает кирпично- и буровато-красные конгломераты, гравийники и паттумы. Эта часть разреза джеты-огузской свиты характеризуется ритмичным строением. В основании каждого ритма залегают конгломераты, затем гравийники и паттумы. Верхняя часть свиты (530 м) образована гравийниками, конгломератами, паттумами, песчаниками, реже алевролитами и глинами преимущественно кирпично-красными и только в кровле разреза приобретающими бурую окраску.

Тянь-шаньский комплекс в восточной части южного побережья оз. Иссык-Куль объединяет (снизу вверх): согутинскую и джуукинскую свиты. Согутинская свита, достигающая 1152 м мощности, в нижней части разреза сложена хорошо выдержанными пластами конгломератов, гравийников и паттумов охристо-красной и бурой окраски. Породы, как правило, известковистые. Верхняя часть разреза свиты внизу представлена конгломератами и гравийниками, а вверху паттумами и песчаниками. Породы этой части разреза окрашены в красновато- и зеленовато-охристые, серые и синевато-зеленые тона.

Джуукинская свита (852 м) четко обособляется в разрезе от подстилающих отложений широким развитием конгломератов и гравийников охристо-, буровато-красных и зеленовато-охристых тонов. Среди всех этих пород наблюдаются небольшие линзы серовато-зеленых алевролитов и песчаников.

В других районах южной части Иссык-Кульской впадины в общем сохраняется сходное строение третичных отложений. В частности, на водоразделе Джиль-Булак и Аксая чокуракская свита, залегающая в основании красноцветного киргизского комплекса, содержит известковистые конкреции, но обнаруживает такую же последовательность за-

* Смешанные (несортированные) песчано-алеврито-глинистые породы, в которых содержание частиц каждого из трех компонентов не достигает 50%.

легания пород, что и в описанном выше разрезе. Мощность ее здесь сокращается до 100 м. Вышележащая джеты-огузская свита в этом районе также уменьшается в мощности до 510 м. Она сложена гравийниками, содержащими известковистые конкреции. Согутинская свита тянь-шаньского комплекса на джеты-огузской залегает с размывом и в этом районе уже не имеет ритмичного строения. Здесь нижняя часть разреза свиты сложена зеленовато-охристыми гравийниками, переслаивающимися с линзовидными прослоями брекчий, а верхняя — преимущественно красно-охристыми гравийниками, которым подчинены самостоятельные пачки и линзы паттумов и песчаников. Мощность согутинской свиты 840 м. Джуужинская свита (350 м) в этом районе по всему разрезу содержит прослои известняков; ее нижняя часть представлена гравийниками и алевролитами, содержащими редкие линзы и прослои песчаников и конгломератов, а верхняя — обогащена гравийно-конгломератовым материалом. В этом районе, в отличие от восточной части южного побережья оз. Иссык-Куль, тянь-шаньский комплекс характеризуется более полным разрезом, в частности, в нем выделяется еще и шаркылдагская свита. Хотя эта свита мало отличается от джуужинской, тем не менее она обособляется в разрезе достаточно отчетливо. В основании свиты залегает мощная гравийная пачка, кверху сменяющаяся серией чередующихся гравийников, алевролитов и песчаников, содержащих прослои серо-зеленых известковистых глин. Породы окрашены преимущественно в красные тона.

Третичные отложения северной части Иссык-Кульской впадины отличаются резко сокращенными мощностями. Разрез палеоген-неогеновых отложений здесь имеет четырехчленное строение. Первая снизу пачка, достигающая 120 м мощности, сложена переслаивающимися серыми, зеленовато-желтыми, охристо-, кирпично-красными и красно-бурыми гравийниками, песчаниками, алевролитами и плохо отсортированными глинами, содержащими включения и прослои гипса. Вторая пачка, мощность которой меняется от 29 до 240 м, представлена преимущественно красно-бурыми паттумами. Среди них наблюдаются маломощные прослои известняков и линзы и прослои гравийников и конгломератов. Третья пачка (155 м) в отличие от подстилающих отложений обогащена гравийным материалом. Низы ее представлены буровато-красными паттумами и охристо-красными гравийниками, верхняя — гравийниками, переходящими в гравийные известняки. Четвертая пачка (240 м) объединяет паттумы, гравийники и конгломераты, которым подчинены песчаники и алевролиты. Породы пачки окрашены главным образом в красно-охристые и бурые тона.

В Илийской впадине, расположенной к северу от Иссык-Кульской, третичные красноцветные отложения наблюдаются в восточной части (Синицын, 1959). В течение большей части палеогенового времени (палеоцен — эоцен) на территории Илийской впадины происходило преимущественно образование латеритных кор выветривания. Только с олигоцена в результате альпийских глыбовых движений, расчленивших впадину на отдельные опускания и разделяющие их пологие поднятия, началось массовое накопление третичных отложений. Продукты разрушения пород, слагающих поднятия, и латеритной коры выветривания подверглись размыву, и в периферических частях впадины образовались толщи максимальной мощности (до 250 м), сложенные грубыми красноцветными терригенными породами, сильно обогащенными гидроокислами железа, марганца и алюминия. По направлению к центральным участкам впадины красноцветные олигоценые отложения постепенно переходят в желтовато- и зеленовато-серые терригенные и карбонатные породы с гипсами и ангидритами. В неогене области седиментации в пределах Илимской впадины заметно расширились. В частности, в восточной ее части прослеживаются красно- и пестроцветные породы

миоценового возраста. В нижней части разреза они сложены красноцветными грубообломочными породами, в верхней — более тонкозернистыми и сравнительно хорошо отсортированными разновидностями этих пород, а также глинами, алевролитами и мергелями коричневых и зеленовато-серых тонов. Общая мощность миоценовых отложений 780 м. Вышележащие неогеновые отложения, относящиеся к плиоцену, представлены сероцветными песчано-глинистыми толщами.

В Ферганской впадине третичные красноцветные отложения известны главным образом в неогене (Гриднев, 1971; Климова, 1965). Только в южной части этой впадины в кровле палеогена прослеживаются мало мощные (до 12,7 м) сумсарские слои, представленные плотными известковистыми глинами ярких малиновых тонов; вверх по разрезу они постепенно сменяются кирпично-красными глинисто-алевролитовыми массажетскими слоями неогенового возраста; их мощность 270 м. Вышележащие бактрийские слои (716 м) в нижней части разреза сложены бурыми и буровато-серыми гравийниками, песчаниками и алевролитами, в подошве которых залегают конгломераты и гравийники, а в верхней — буровато-серыми конгломератами и гравийниками, содержащими прослойки алевролитов. В северной части Ферганской впадины распространены неогеновые красноцветные отложения. Здесь массажетские слои подразделяются на две свиты. Нижняя, кирпично-красная, состоит из ритмично построенных пачек, в сложении которых участвуют конгломераты, гравийники, песчаники, алевролиты и паттумы. Мощность свиты 260 м. Верхняя, бледно-розовая, не обнаруживает ритмичного строения. Она представлена гравийниками и паттумами общей мощностью 455 м. Среди бактрийских слоев, нижняя часть разреза которых имеет алевроитопесчанико-гравийный состав, а верхняя — конгломератово-гравийный, преобладают породы бурых, буровато-серых и серых тонов. Общая мощность бактрийских слоев 770 м.

На территории Таджикской впадины так же, как и в пределах Ферганской, в палеогеновое время накапливались морские и прибрежно-морские сероцветные толщи. Только с неогена в третичных толщах здесь появляются и широко распространяются красноцветные отложения. В частности, миоцену подчинен мощный (до 1500 м) комплекс красноцветных терригенных пород, принадлежавших древним предгорным конусам выноса.

В целом третичные красноцветные отложения Средней Азии относятся к аридным образованиям. Это преимущественно терригенные породы, постоянно обогащенные карбонатными примесями и содержащие отдельные прослои известняков и мергелей. Другой характерной особенностью этих отложений является то, что они нередко сопровождаются гипсами, ангидритами и реже каменной солью. Только в пределах Илийской впадины среди красноцветных образований олигоцена имеются отложения гумидного типа.

Континентальные красноцветы Средней Азии включают главным образом пролювиальные и аллювиальные накопления, среди которых преобладают фации подножий.

Призайсанье

По южной периферии Алтая в Зайсанской впадине, а также в Кендерлыкской мульде и Семипалатинском Прииртышье красноцветные отложения наблюдаются в разрезах палеогена и неогена (Ерофеев, 1969; Цеховский, 1973).

В палеогене это красно- и пестроцветные образования северозайсанской свиты, возраст которой определяется в пределах от самых верхов мела до среднего эоцена. В строении свиты принимают участие

глины, аргиллиты, алевроиты, гораздо реже песчаники. В наиболее полных разрезах наблюдается трехчленное строение северозайсанской свиты. Нижняя ее часть представлена наиболее яркоокрашенными породами, окремненными и ожелезненными, средняя — породами более бледных тонов и верхняя — чередованием пестрых красно-бурых и зеленовато-серых пород.

По особенностям состава и строения отложения северозайсанской свиты относятся к двум зонам седиментации. Северная зона, охватывающая районы северного Призайсання, сложена пестроцветными глинами каолинитового состава, чередующимися с кварцевыми песками. В этой зоне отложения северозайсанской свиты включают, как правило, стяжения гетита, опала и халцедона, эти минералы участвуют и в цементации пород. Средняя мощность свиты в северной зоне 70—100 м, наибольшая — 200 м. В юго-восточной зоне, расположенной в районах южного Призайсання, северозайсанская свита сложена красно-бурыми, пестрыми и зеленовато-серыми глинами монтмориллонитового, монтмориллонит-каолинитового и каолинитового состава, содержащими линзы и прослои алевролитов, кварцевых песков и галечников, нередко эти породы загипсованы. Мощность свиты в юго-восточной зоне 60—106 м. Красно- и пестроцветные отложения северозайсанской свиты относятся к образованиям, возникшим в пределах обширной озерно-речной равнины в условиях жаркого переменного влажного климата.

Неогеновые красноцветы в указанных районах в верхнем миоцене — нижнем плиocene образуют павлодарскую свиту, представленную красно- и коричневатобурыми плохо сортированными породами. Это преимущественно глины с прослоями и линзами полимиктовых разнозернистых песчаников. Породы характеризуются карбонатным цементом и содержат кристаллы гипса. Мощность свиты 250—300 м, в некоторых районах 585 м. Вторушкинская свита (182 м), завершающая разрез неогена, состоит из коричневатобурых известковых и песчаных глин, чередующихся с прослоями и линзами сероватобурых разнозернистых полимиктовых песков, галечников и щебенчатых пород. Отложения павлодарской и вторушкинской свиты сформировались в результате накопления осадков на аллювиальной равнине, речная сеть которой унаследована современными водотоками.

Районы Западного Прибайкалья

В отдельных районах Западного Прибайкалья в небольших эрозионно-тектонических и карстовых впадинах накапливались третичные красноцветные отложения гумидного типа (Павлов и др., 1976). Они представлены каменной свитой, выполняющей Тулонскую, Шона-Бирлейскую и Кырминскую впадины. Эти образования непосредственно связаны с латеритными корами выветривания, в результате переотложения которых они образовались. Характерные черты строения каменной свиты выявляют разрезы Тулонской впадины. С. Ф. Павлов с соавторами (1976) приводят следующий разрез (снизу вверх) этой свиты по скв. 35:

	Мощность, м
1. На коре выветривания кембрийских известняков залегают красновато-коричневые глинистые алевролиты, содержащие редкие обломки кварцевых галек	8,80
2. Красные с розоватым оттенком бокситовые глины бобовой структуры. Глины содержат обломки кремнистых пород	12,10
3. Пестроцветные песчаные глины, содержащие прослои тонкозернистых песков и черных углистых глин	30,40
4. Серые глины, чередующиеся с прослоями бурых углей	41,90
5. Тонкозернистые серые пески	2
6. Пачка коричневых и серых глин	12,1
7. Пласт бурых углей	2,20
8. Толща коричневых глин с прослоями (до 6,5 м) бурых углей	58,80

9. Пески тонкозернистые темно-серые	0,9
10. Бурые угли с прослойками углистой глины	2,20
11. Серые и голубовато-серые алевроитовые глины	4,4
12. Желтовато-серые тонкозернистые пески	5,6
13. Коричневые и серые глины, переслаивающиеся с тонкозернистыми песками серого цвета	23
14. Серые и розовато-серые тонкозернистые пески	10,5
15. Серые и желтовато-серые алевроитистые глины с прослоями тонко- зернистых песков	37
16. Красноцветные разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов, включающих редкую гальку	14,22
17. Красноцветные разнозернистые песчаники с прослоями комковатых глин красного цвета	22,30

В целом свита имеет двучленное строение: нижняя часть представ-
лена главным образом глинисто-углистыми, а верхняя — песчано-гра-
вийными породами. По данным спорово-пыльцевых комплексов, нижняя
часть свиты относится к эоцену, верхняя — к позднему эоцену — ран-
нему олигоцену.

В других скважинах Тулонской впадины в низах разреза каменной
свиты помимо бокситовых глин вскрыты бокситы, являющиеся продук-
тами переотложения латеритной коры выветривания.

Центральная Азия и восточная часть Китая

Красноцветные отложения играют существенную роль и в строении
третичных разрезов Центральной Азии и восточной части Китая. Аре-
алы их распространения в общем совпадают с районами развития мезо-
зойских красноцветов (см. рис. 9). Они занимают обширные площади
на территории МНР и КНР.

В Монгольской Народной Республике, в Долине Озер, наиболее
древние третичные красноцветные отложения, переслаивающиеся
с вулканогенными породами, относятся к верхам палеогена (среднему
и верхнему олигоцену). Эти образования принадлежат свите шанд-гол,
имеющей в районе сухого русла Тата-Гол следующее строение (снизу
вверх) (Девяткин и др., 1973):

	Мощность, м
1. Красные неслоистые песчанистые глины, в низах сменяющиеся гра- вельистыми песками	5
2. Розоватые плотные песчаники	1,5
3. Красные пластичные глины	4
4. Покров базальта	2,5
5. На размытой поверхности базальта беловато-розовые мергели конкреционного сложения	0,1—0,5
6. Выходы красных неслоистых песчанистых глин	10—12

Базальты среди красноцветных отложений в одних районах Доли-
ны Озер полностью выклиниваются, в других образуют несколько по-
кровов, общая мощность которых достигает 35 м. Покровы базальтов,
как правило, разделены пачками красноцветных глин (до 2 м).

В Долине Озер красноцветные отложения спорадически встречают-
ся и в неогеновых разрезах, но там они переслаиваются уже с серо- и
зеленоцветными терригенными породами.

В западной части Китайской Народной Республики третичные
красноцветные отложения широко распространены в пределах Джун-
гарской, Турфанской, Туранской, Цайдамской, Алашаньской, Ордосской
и других межгорных впадин (Региональная стратиграфия..., 1960, 1963).
Эти отложения представлены мощным комплексом терригенных пород,
образовавшихся вдоль фронта тектонически активных горных цепей,
поставлявших обломочный материал на обширные предгорные равнины,
расположенные преимущественно в аридной климатической зоне.

В северо-западной и центральной частях Джунгарской впадины
красноцветные отложения наблюдаются в низах миоцена и в плиоцене.

В миоцене это свита бурых пород, представленная бурыми, коричневыми и фиолетово-красными глинами с тонкими прослоями и линзами песчаников и аргиллитов. Мощность свиты 600 м. В плиоцене красноцветные отложения в нижней части разреза принадлежат свите так называемых светло-коричневых пород, а в верхней — конгломератовой свите. Свита светло-коричневых пород сложена известковистыми глинами, включающими линзовидные прослои серых и светло-зеленых конгломератов. Конгломератовая свита (30—2000 м) в нижней части разреза представлена светло-коричневыми глинами и толстослоистыми песчаниками, а в верхней — серыми и светло-коричневыми конгломератами.

Типичный разрез третичных красноцветных отложений южной части Джунгарской впадины наблюдается в окрестностях г. Урумчи. Здесь нерасчлененные отложения палеогена — неогена объединены в серию Душаньцзы, имеющую четкое трехчленное строение. Нижняя часть разреза серии (мощность 15—20 м) образована косонаслоенными серыми конгломератами, средняя — темно-коричневыми, серо-зелеными и фиолетовыми сланцами (60 м), верхняя — коричневыми полосчатыми сланцами и известковистыми песчаниками (около 160 м).

В центральных и западных районах Турфанской впадины нерасчлененные отложения палеогена — неогена выделяют в серию Куча, сложенную красными сланцами, песчаниками и глинами озерного и речного генезиса. В нижней части разреза этих отложений располагаются прослои гипса и каменной соли. Общая мощность серии Куча от 250 до 1650 м. Разрез серии в окрестностях Шэнцзинькоу в Турфане выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. В базальной части залегают зеленые конгломераты, сверху сменяющиеся оранжево-красными толстослоистыми песчаниками, включающими прослои тонкослоистых глин и серо-зеленых конгломератов. Завершается эта часть разреза коричневыми, красными, оранжево-, фиолетово-красными и светло-желто-зелеными глинами и песчаниками	280
2. Коричнево-красные и кофейного цвета глинистые песчаники, содержащие преимущественно в верхней и нижней частях разреза 2-метровые прослои гипса	410
3. Рыхлые глинистые песчаники и песчаные коричнево-красные глины	150
4. Землисто-желтые неслоистые глины с прослоями бурых песчаников и конгломератов	460
5. Желто-зеленые конгломераты, содержащие прослои землисто-желтых глин и серо-зеленых и серо-бурых песчаников	100
6. Серо-зеленые конгломераты, содержащие линзовидные прослои песчаников	240

К востоку от Турфанской впадины, в западной части Байшаня, известны палеогеновые и неогеновые красноцветные толщи. Палеогеновые отложения в низах разреза представлены конгломератами, сменяющимися красно-фиолетовыми глинами, чередующимися с прослоями кварцевых галечников. В верхах разреза наблюдается серия переслаивающихся тонкозернистых песчаников и глин, среди которых отмечаются прожилки гипса и конкреции каменной соли. Неогеновые отложения, принадлежащие плиоцену, образованы уплотненными красными и зелеными глинами, содержащими включения гипса.

В юго-западной части Таримской впадины в районах северных предгорий Куэнь-Луня присутствуют палеогеновые красноцветные отложения. Нижняя часть разреза этих отложений представлена известняками, чередующимися с красными мергелями и гипсами, средняя — красно-фиолетовыми мергелями и песчаниками, верхняя — пестроцветными песчаниками и мергелями, включающими прослои и прожилки гипса.

В небольшой Цзюцюанской впадине, расположенной к востоку от Таримской, нерасчлененные палеоген-неогеновые красноцветные отложения известны под названием серии Ганьсу. Нижняя часть разреза

этой серии, свита Хошаогу, представлена базальными конгломератами; сверху они сменяются красными глинами, содержащими прослойки песчаников и галечников. Общая мощность свиты 150—200 м. Средняя часть разреза, свита Байянь, сложена фиолетово-красными конгломератами с прослоями красных песчаников, в которых отмечены признаки нефти. В строении верхней части серии, свиты Шулехэ, принимают участие темно-красные конгломераты, переслаивающиеся с темно-красными глинами и линзами песчанистых алевролитов и грубозернистых песчаников. Мощность свиты колеблется в широких пределах: от 80 до 1260 м.

В северо-западных районах Цайдамской впадины палеоген-неогеновые красноцветные отложения также выделяются в серию Ганьсу, в строении которой участвуют разнообразные пестро- и красноцветные породы. Среди них особенно много граувакковых и полевошпатовых песчаников, а также глин. Мощность серии Ганьсу в этой впадине 2000—3200 м.

Восточнее Цайдамской впадины, в небольшой впадине Миньхэ, палеоген-неогеновые красноцветные отложения серии Ганьсу (2700 м) представлены преимущественно красноцветными конгломератами, песчаниками и глинами, в верхней части разреза которых наблюдаются пласты гипса.

В Алашаньской впадине серия Ганьсу включает четыре пачки. Базальная пачка (10—180 м) сложена пластами известковистых конкреций, иногда переходящих в гипсовые пласты. Пласты известковистых конкреций, как правило, разделены темно-коричневыми глинистыми песчаниками. Следующая пачка (18—63 м) представлена чередованием фиолетово-серых конгломератов и коричнево-желтых глин. Выше следует пачка коричнево-красных песчанистых конгломератов и глинистых песчаников. Завершается разрез серии Ганьсу в этом районе пачкой коричнево-серых брекчий мощностью от 50 до 150 м.

В северо-западных районах Ордосской впадины нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения в нижней части разреза составляют подразделение красных конгломератов, а в верхней — серию красноцветных пород Лаошидань. Красные конгломераты сложены коричнево-красными галечными конгломератами, сцементированными песчанистым и известковистым материалом. Конгломераты пронизаны прожилками гипса; их мощность 1500 м. Серия Лаошидань (500 м) представлена красными грубыми рыхлыми песчаниками, песчанистыми сланцами и глинами, содержащими пласты галечников, среди которых встречаются прослойки гипсов.

В северо-восточных районах Ордосской впадины имеются только неогеновые отложения. Нижняя часть разреза образована черными базальтами, над которыми залегают пестроцветные галечники. Вверх по разрезу их сменяют красные и коричнево-красные слоистые глины, называемые китайскими геологами латеритами. Общая мощность неогенового разреза несколько превышает 60 м. Примерно такой же разрез характерен и для центральных районов Ордосской впадины.

В восточной части Китайской Народной Республики третичные красноцветные отложения распространены весьма широко. Они имеются во впадинах Сунляо, Хэбэйской, Кайфынской, Цзянсуйской, Сычуаньской, а также на юго-востоке Китая.

В крайних северо-западных районах восточной части Китая палеогеновые и неогеновые красноцветные отложения известны в Ланьшане. Нижняя часть разреза палеогена здесь представляет подразделение так называемых красных песчанистых конгломератов. В его низах присутствуют мергели, глины и красные песчаники общей мощностью 35 м; в верхах — красные и коричневые грубые песчаники с прослоями конгломератов мощностью 50—80 м. Венчается разрез палеогена олигоценowymi базальтами. Неогеновые (плиоцен) отложения сложены

красными и желтыми песчаниками с неясной и косой слоистостью мощностью до 300 м.

В южных районах впадины Сунляо третичные отложения включают неогеновые красноцветы гумидного типа. В нижней части разреза миоцена здесь выделяются красноцветные галечные конгломераты Вэйчан, местами переслаивающиеся с черными туфогенными песчанистыми сланцами и низкосортными бурыми углями. Верхи миоценового разреза представлены базальтами. Плиоценовые отложения в районе угольного месторождения Бэйняо китайские геологи относят к латеритам. Это однородного состава красные глины, содержащие незначительное количество прослоев галечников.

Еще большую роль третичные красноцветные отложения играют в строении следующей Хэбэйской впадины. Здесь они прежде всего наблюдаются в северо-западных районах провинции Хэбэй, где представлены плиоценовыми красными глинами, содержащими конкреции, а в верхней части разреза отдельные гальки и галечниковые прослои. Эти красные глины считают латеритами. В районах Пекинского Сишаня и хр. Сяоутайшаня среди третичных отложений залегают красноцветные глины, образующие отдельные прослои в толще эоценовых конгломератов Чансиндяня, а также в так называемых латеритах и пещерных отложениях плиоцена. В районе Ханьданя — Хуэйминя неогеновые отложения содержат красноцветные конгломераты и фиолетово-красные тонкозернистые песчаники, включающие алевролиты, которым подчинены прослои бурых углей. Выше этих угленосных отложений расположены «иловатые галечники», представленные либо красноцветными плотными иловатыми глинами, либо чередованием конгломератов и землисто-желтых алевролитов, содержащих прослои красно-желтых песчанистых глин. В районах, расположенных близ подножий гор, в этом подразделении преобладают латериты.

По юго-восточным окраинам Хэбэйской впадины в районах Цзинаня — Линьши провинции Шаньдун красноцветные отложения подчинены эоцен-олигоценовой серии Гуаньчжуан и суглинкам, содержащим марганец. Серия Гуаньчжуан представлена преимущественно галечниками, содержащими прослои песчаников, мергелей и тонкослоистых сланцев, максимальная мощность серии 1700 м. Наиболее полные ее разрезы известны в районе Сышуй, где она сложена рыхлыми красноцветными песчаниками, содержащими гипс и тонкослоистый уголь. На северо-востоке Ниньян разрез серии слагают глины и песчаники, включающие прослои конгломератов и угля. Суглинки, содержащие марганец и залегающие на известняках ордовика, относятся к верхам палеогена, они окрашены в коричнево-желтые тона; местами в них присутствуют прослои тонкослоистой марганцево-железной руды.

В Кайфынской впадине, расположенной к югу от Хэбэйской, типичные черты аридных терригенных красноцветов выявляются на примере палеогеновых песчаников Дунху, известных в районе Цзиншаня — Дахуншаня. В основании разреза песчаников здесь залегают базальные конгломераты, мощность которых меняется от 50 до 150 м. Выше конгломератов располагается мощная толща рыхлых слоистых песчаников, обычно окрашенных в красные или коричнево-красные тона. В некоторых районах эти песчаники в верхней части разреза содержат прослои желто-белых песчаников и светло-зеленых мергелей, включающих маломощные пропластки гипса. В районе Инчэн-Цзиньшань над пластом гипса, достигающего 0,8 м мощности, залегает пласт каменной соли. Общая мощность песчаников Дунху 200—1000 м. К востоку от этих районов палеогеновые красноцветные образования объединяются в свиту Пукоу, в строении которой участвуют фиолетово-красные песчаники, чередующиеся с маломощными прослоями красных сланцев. В основании свиты Пукоу содержатся базальные конгломераты.

В юго-западных районах Кайфынской впадины, в ущелье Янцзы, известны красноцветные песчаники Дунху. Это красные и белые среднезернистые песчаники, в верхней части разреза которых залегают конгломераты и озерные известняки. Максимальная мощность песчаников Дунху 1500 м.

В районах, расположенных к югу от Кайфынской впадины, в северной части провинции Хунань, в третичных разрезах залегают Красные Песчаники. Большая часть разреза этого подразделения представлена красными конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу красными песчаниками. Общая их мощность 600 м.

В Цзянсуйской впадине в западной ее части, приходящейся на среднее и нижнее течение р. Хуайхэ, третичные красноцветные отложения выделяются в серию Уюншань, в строении которой участвуют ярко-красные, темно-фиолетовые, фиолетовые, желто-красные и серовато-белые грубые рыхлые песчаники и песчанистые сланцы, содержащие прослои пестроцветных мергелей. В основании серии развиты базальные конгломераты. Южнее, в районе Янчжоу-Цяньшаня, третичные красноцветные отложения относятся к эоцену, нижнюю часть разреза которого представляют песчаники Пукоу, а верхнюю — песчаники Чишань. В основании песчаников Пукоу располагаются базальные конгломераты, вверх по разрезу сменяющиеся темно-красными и фиолетовыми крупнозернистыми песчаниками, включающими прослои тонкослоистых песчанистых сланцев. Общая мощность песчаников Пукоу 100 м. Вышележащие песчаники Чишань состоят из ярко-красных массивных рыхлых равномернозернистых песчаников мощностью до 100 м.

В восточных районах Цзянсуйской впадины свита Пукоу (400 м) сложена темно-красными песчаниками, чередующимися с прослоями такой же окраски песчанистых сланцев, частично также глин. В основании разреза свиты залегают базальные конгломераты. Свита Чишань (10 м), завершающая разрез палеогена, сложена ярко-красными рыхлыми песчаниками, в основании которых прослеживаются базальные конгломераты.

Юго-западнее, в южной части провинции Аньхой, помимо палеогеновых красноцветных отложений свит Пукоу и Чишань известна неогеновая серия Сюаньнань (100—200 м), в строении которой принимают участие красные пески, галечники и конгломераты, чередующиеся с прослоями красных песчаников и сланцев.

Еще южнее, в западной части провинции Чжэцзян, нерасчлененные палеоген-неогеновые красноцветные отложения объединяются под названием песчаники Цюйцзян, в основании разреза представленные базальными конгломератами, выше которых залегают фиолетовые мелкозернистые песчаники или песчанистые сланцы. Верхняя часть разреза песчаников Цюйцзян сложена красно-фиолетовыми равномернозернистыми песчаниками. Общая мощность указанных пород 250 м. Завершается разрез третичных отложений базальтами Шэнсянь. В восточной части провинции Чжэцзян песчаники Цюйцзян, представленные красно-фиолетовыми рыхлыми слюдистыми песчаниками, включают многочисленные прослои зеленоват-желтых песчаников и туфовых песчаников. Их мощность превышает 400 м. На эрозионную поверхность песчаников ложатся базальты Шэнсянь.

В Сычуанской впадине третичные красноцветные отложения встречаются сравнительно редко. Они наблюдаются только в крайних северо-западных районах этой впадины, где нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения в нижней части разреза сложены андезитами Экэ, достигающими 300 м мощности, а в верхней — конгломератами Аигэнкан, содержащими прослои темно-фиолетовых глин и песков.

Главная масса третичных красноцветных отложений сосредоточена в юго-восточной части Китая.

В крайних западных районах юго-востока Китая палеогеновые красноцветы образуют Юные Красные слои, известные в провинции Гуйчжоу. Это преимущественно кирпично-красные сланцы и песчаники, в нижней части разреза которых развиты базальные конгломераты. Общая мощность этого подразделения 160 м. В районе Пинъюэ Юные Красные слои сложены тонкозернистыми красноземами, залегающими на древней эрозионной поверхности подстилающих пород. В красноземах отмечается большое содержание окислов железа, иногда образующих промышленные концентрации в виде бурого железняка.

Восточнее, в центральной части провинции Хунань, палеогеновые песчаники Хэнъян (500—800 м) в нижней части разреза представлены красными толстослоистыми песчаниками, включающими прослой красных и зеленых сланцев, и в верхней — красными сланцами и песчаниками, местами содержащими прослой гипса и синие сланцы с кристаллами соли.

В восточных районах провинции Хунань палеогеновые песчаники Хэнъян (500—600 м) имеют четкое трехчленное строение. В уезде Люян нижняя часть разреза этих песчаников сложена главным образом конгломератами; средняя — красными толстослоистыми песчаниками, включающими прослой красных и серовато-зеленых сланцев; верхняя — красными сланцами с прослоями красных песчаников, сланцев, конгломератов и гипсов. В южной части провинции Хунань палеогеновые отложения объединяются в «Серию Красноцветных пород», в строении которых принимают участие красные песчаники и сланцы, содержащие известковые конкреции. К югу от провинции Хунань, в северной части провинции Гуандун палеогеновые красноцветы принадлежат серии Фанься, отложения которой выполняют отдельные впадины. В центральных частях таких впадин залегают красные песчаники и сланцы, по периферии — конгломераты.

Еще далее к востоку, в южной части провинции Цзянси, к палеогену относятся Юные Красные слои. Это преимущественно кирпично-красные толстослоистые или массивные грубозернистые песчаники и конгломераты. В верхней части их разреза наблюдается тонкое переслаивание песчаников и песчаных сланцев. Общая мощность разреза 500—600 м. В западной части провинции Фуцзянь нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения образуют серию Цюйцзянь, перекрытую базальтами Шэнсянь. Эта серия четко распадается на три части. В строении базальной части принимают участие красно-фиолетовые или лиловые конгломераты мощностью от 1 до 100 м. Средняя часть разреза серии состоит из чередования красно-фиолетовых, темно-красных или лиловых и очень редко зеленых, серо-зеленых и желто-коричневых глинистых и песчаных сланцев, содержащих тонкие прослой песчаников. Мощность этой части разреза также весьма изменчива: 10—200 м. Верхняя часть разреза серии представлена красноватыми или фиолетово-красными толстослоистыми грубозернистыми песчаниками общей мощностью 80—300 м. В восточной части провинции Фуцзянь известны неогеновые красноцветные отложения, нижняя часть разреза которых сложена серовато-красными или серовато-зелеными грубозернистыми толстослоистыми песчаниками, достигающими 200 м мощности. Выше песчаников залегают базальты Шэнсянь. В некоторых районах, в частности на о. Цзиньмыньдао, базальты подверглись латеритному выветриванию.

В окраинных районах юго-восточной части Китая красноцветные отложения третичного возраста тоже широко распространены. Здесь они известны в разрезах палеогена, где образуют серию Юнфу (50—150 м). В строении этой серии участвуют ярко-красные конгломераты и сланцы, местами чередующиеся с прослоями тонкослоистых песчаников. В Циньсяне и Жунсяне красноцветные отложения слагают разрезы палеогена и неогена. Палеогеновые красноцветы образуют свиту, из-

вестную у китайских геологов под названием свиты «Красноцветных пород» и залегающую на ней свиту Байшишань. Свита «Красноцветных пород» (500 м) сложена главным образом темно-бурыми конгломератами, с прослоями темно-красных глинистых сланцев. Свита Байшишань представлена красноцветными толстослоистыми рыхлыми известковистыми песчаниками, содержащими редкие прослои глинистых сланцев. Неогеновые красноцветы, залегающие на неровной поверхности отложений свиты Байшишань, относятся к плиоцену. Они составляют серию Юннин, в строении которой принимают участие красноцветные песчаники и конгломераты, чередующиеся с прослоями черных глинистых сланцев и бурых углей. Нижняя часть серии представлена алыми песчаниками, конгломератами и брекчиями, верхняя — красноцветными, желтыми и серыми песчаниками с прослоями белых глинистых сланцев и аргиллитов с подчиненными прослоями черных тонкослоистых глинистых сланцев и пластами бурого угля. Восточнее Циньсяна и Жунсяна, в районе Гуаннина, также имеются палеогеновые и неогеновые красноцветы. К палеогену относится свита Данья (100—300 м), сложенная кирпично- и темно-красными конгломератами и песчаниками, содержащими прослои глинистых сланцев. Разрез палеогена венчается базальтовыми потоками. Что касается неогеновых отложений, то нижняя часть их разреза принадлежащая свите Байшилин, представлена преимущественно красными и желтыми галечниками. Среди них залегают песчанистые галечники, сцементированные железистым материалом. Мощность свиты 150—200 м. В вышележащих неогеновых отложениях красноцветы встречаются в виде отдельных прослоев и пачек и не образуют сколько-нибудь значительных толщ, имеющих самостоятельное значение.

Западная Европа

На территории Западной Европы третичные красноцветные отложения известны во Французских Меридиональных Альпах, в районах Высокого Прованса, где они относятся главным образом к позднему олигоцену. Их выходы прослеживаются от Девалюи на севере и Диня и Кастеллано на юге. В пределах этой области обычно их выделяют под названием красных моласс, «внутренних» и «внешних» (Beaudouin e. a., 1975). Тип «внутренних» моласс представлен преимущественно конгломератами, достигающими мощности многих сотен метров и переслаивающимися с зелеными сланцами и красными мергелями, согласно залегающими на нуммулитовых известняках. В конгломератах содержатся гальки пород из внутренних областей Альп — зеленокаменные породы, радиоляриты и др. Выше конгломератов прослеживается серия чередующихся зеленых и красных аргиллитов, содержащих известковистые стяжения.

«Внешние» красные молассы несогласно налегают в автохтонной области на породы юры и мела. Для них типично присутствие в основании разреза осадочных брекчий. В окрестностях Клеменсона, расположенного в бассейне р. Дюранс севернее г. Систерона, нам удалось ознакомиться с типичными разрезами этих «внешних» красных моласс. Здесь в серии прекрасных обнажений видно налегание красноцветов на неровную поверхность карбонатных отложений мела. Нижняя часть разреза, на долю которой приходится около 50 м, сложена преимущественно брекчиями, включающими прослои и пачки красновато-бурых аргиллитов и тонкозернистых известковистых песчаников. Верхняя часть разреза (200 м) представлена красными мергелями и серыми озерными известняками. Оligоценовые отложения Высокого Прованса французские геологи относят к образованиям обширной аллювиальной равнины.

На этом континенте известны преимущественно палеогеновые красноцветные отложения аридного и гумидного типов.

Аридные красноцветные отложения нижнего эоцена имеются в Скалистых горах (Vine and Tourtelot, 1973), где они выполняют небольшие межгорные впадины, расположенные на территории штатов Вайоминга, Юты, Колорадо и Новой Мексики. Они представлены красными, оранжевыми, желтыми, а также зелеными разнозернистыми, преимущественно плохо сортированными песчаниками, получившими различные местные названия. Чаще всего они известны как песчаники Вилвуд, Калисто и Восэтч. Широко распространены полевошпатовые разновидности песчаников, сосредоточенные в центральной части Вайоминга, во многих районах Колорадо и северной части Новой Мексики, а в целом господствующие в восточных районах Скалистых гор. Такие песчаники часто являются ураноносными. Известны также известковистые песчаники, образующие узкий пояс в пределах штата Юты, а также кварцевые, встречающиеся только во впадине Бигхорн на территории Вайоминга.

Типичные черты состава этих песчаников выявляются при рассмотрении строения отдельных межгорных впадин. Так, во впадине Рейтон, расположенной на границе штатов Колорадо и Новая Мексика, нижнеэоценовые отложения представлены главным образом красноцветными, слабо сортированными песчаниками, грубозернистыми до гравийных. Обломочный материал этих песчаников состоит из кварца и полевых шпатов; в глинистом цементе пород постоянно присутствуют кремнистые и слюдяные примеси. Мощность отложений достигает 600 м.

Аналогичный пример дает впадина Фоссэл на крайнем юго-западе штата Вайоминг и северо-востоке Юты, в которой залегают красноцветные плохо сортированные песчаники с известковистым цементом, грубые до тонкозернистых; их мощность около 1500 м. На северо-востоке Вайоминга нижнеэоценовым отложениям впадины Ривер принадлежат красные и желтые песчаники с глинистым и смешанным монтмориллонит-хлорит-глинистым цементом, в котором наблюдаются включения каолинита. В некоторых разновидностях этих пород обломочный материал плохо сортирован. Песчаники тонко- и среднезернистые имеют общую мощность 470 м.

В целом нижнеэоценовые красноцветные отложения являются континентальными образованиями, накопление которых происходило на предгорных, аллювиальных и прибрежных равнинах. Выявлены пролювиальные, аллювиальные, дюнные, озерные и болотные генетические типы нижнеэоценовых красноцветных отложений, в которых обнаружены растительные остатки и кости млекопитающих.

На территории штата Арканзас, в районе Пулэски и Селайн, эоценовые отложения содержат бокситы (Валетон, 1974; Gordon e. a., 1958; Patterson, 1967). Здесь на нефелиновых сиенитах, прорывающих палеозойские породы, и на палеоэоценовых морских толщах группы Мидуэй залегают преимущественно терригенные пестроцветные отложения эоценовой группы Уилкоккс, нижняя часть разреза которой выделяется как «формация» Бергер, а верхняя — «формация» Селайн (рис. 13). «Формация» Бергер представлена серыми и зеленовато-серыми алевроитовыми глинами и глинистыми песками, содержащими прослойки лигнита и сидерита. В тех участках, где породы этой «формации» залегают непосредственно на нефелиновых сиенитах, они включают большое количество прослоев бокситов, ассоциирующих с каолинитовыми глинами. Максимальная мощность «формации» в таких районах 27 м. Элювиальные бокситы, залегающие непосредственно на нефелиновых сиенитах, образуют плащеобразные тела линзовидного строения мощностью от нескольких сантиметров до 20 м и протяжением от нескольких метров до

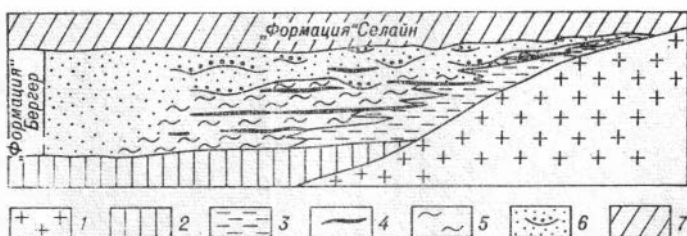


Рис. 13. Схематический разрез, показывающий условия залегания бокситовых залежей в районе купола Селайн, по М. Гордону и др. (Gordon e. a., 1958).

1 — нефелиновые сиениты; 2 — палеоценовые глины; 3 — боксито-каолиновые фации; 4 — бокситы; 5 — серые алевроитовые глины и лигнитовые фации; 6 — серовато-зеленые песчаные фации; 7 — красноцветные образования «формации» Селайн.

нескольких километров (рис. 14). По представлению М. Гордона с соавторами (Gordon e. a., 1958), элювиальные или остаточные бокситы располагались на склонах нефелинового купола, а переотложенные переносились мелкими потоками и образовывали примыкающий к куполу шлейф.

Вышележащая «формация» Селайн состоит из шоколадно-коричневых слоистых глин и алевроитов, а также чередующихся с ними белых, оранжевых, рыжевато-коричневых и красных песков общей мощностью 85—150 м. Представление о строении этой «формации» можно получить по обобщенному разрезу (снизу вверх) района Бентона, описание которого дано Гордоном и др. (Gordon e. a., 1958):

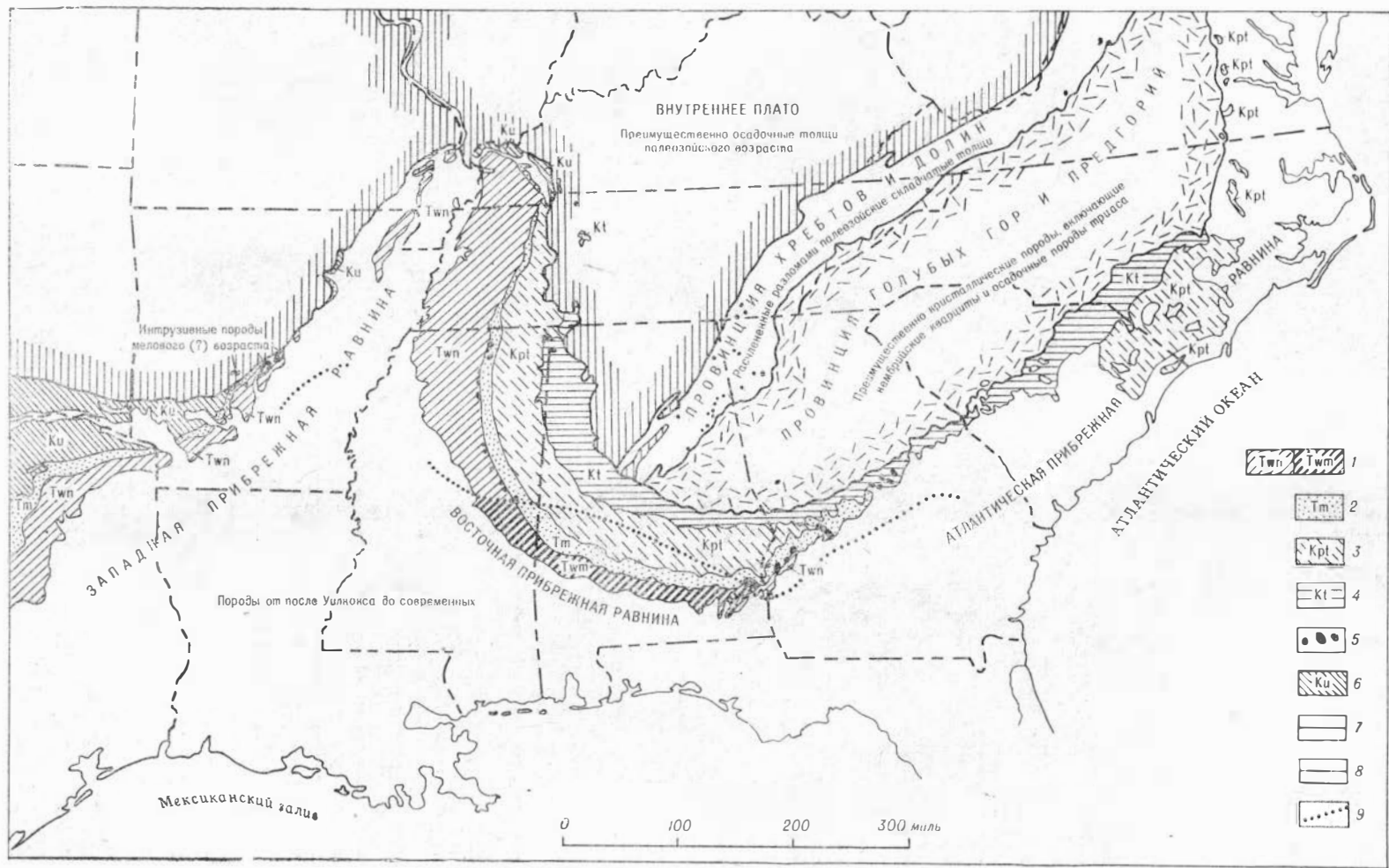
Мощность, м

1. Серовато-коричневые, на выветрелой поверхности оранжевые известковисто-слюдистые тонкозернистые пески, включающие прослои среднезернистых слюдисто-кварцевых песков	4,5
2. Серовато-белые до серых, местами оранжевые среднезернистые слюдисто-кварцевые пески, чередующиеся с серовато- и светло-коричневыми слюдистыми алевроитовыми глинами	1,65
3. Глина темно-шоколадная или коричневая, известковистая, алевроитовая переслаивающаяся с коричневато-серыми среднезернистыми кварцевыми песками. В подошве глин прослеживается маломощный (около 15 см) прослой железистого красновато-коричневого среднезернистого песка	1,75
4. Пески среднезернистые коричневато-серые, кварцевые и слюдистые, включающие маломощные прослои коричневато-серых глин	3
5. Глины тонкослоистые, светло-шоколадные, коричневые, известковистые, слюдистые, алевроитовые с прослоями кварцевых песков	1,5
6. Пески рыжевато-коричнево-серые с прослоями железистых песков и коричневых глин	1,85
7. Глины коричневые, известковистые, содержащие в средней части разреза прослой коричневато-серых песков	3
8. Глины коричневые известковистые, алевроитовые, в основании разреза включающие пачку (0,4 м) коричневато-серых песков	2,5
9. Пески серые до белых, массивные, тонкозернистые	2
10. Глины серовато- и шоколадно-коричневые, известковистые, слюдистые с маломощными прослоями среднезернистых песков	3,5

Венчается разрез «формации» Селайн в этом районе песками светло-серыми до белых, участками красными, оранжевыми и пурпурными, среднезернистыми, слюдистыми. Мощность 22,5 м. Общая мощность приведенного разреза составляет около 45 м.

Южная Америка

На Южно-Американском континенте третичные красноцветные отложения распространены особенно широко. Они встречаются на различных стратиграфических уровнях этого хронологического интервала и слагают разнообразные комплексы терригенных пород гумидного



и аридного литогенетического типов (Колотухина и др., 1968; Очерки по геологии..., 1959; Tugneaur, 1955; Wellman, 1970).

В северных районах Южной Америки они известны на территории Колумбии, Эквадора и Бразилии.

В Колумбии имеются олигоценовые красноцветные отложения, представленные кирпично-красными и пестрыми глинами, переслаивающимися с мелкозернистыми песчаниками и тонкими угольными слоями (Олссон, 1959). Однако главная масса третичных красноцветов Колумбии принадлежит миоцену. Наиболее полные разрезы миоценовых красноцветных отложений расположены в долине Верхней Магдалены, где они сосредоточены вдоль подножий горных цепей Анд (Wellman, 1970). Это аллювиальные образования группы Гонда, достигающие 3000 м мощности. Нижняя часть разреза группы Гонда накапливалась в период возрастания тектонической и вулканической активности, а верхняя формировалась в условиях вялого тектонического режима и эпизодического вулканизма. Среди отложений этой группы соответственно наблюдаются грубые разновидности терригенных пород, представленные конгломератами и разнозернистыми аркозовыми песчаниками, и тонкоотмученные породы, преимущественно аргиллиты монтмориллонит-иллитового состава. В разрезах группы Гонда имеются излившиеся туфогенные породы.

В северных районах Эквадора, в верховьях р. Амазонки, к олигоценовым красноцветам «формации» Чальпана относятся красные сланцы, содержащие прослои мелкозернистых песчаников, пронизанные прожилками гипса. Залегающая выше миоценовая «формация» Арахуно в нижней части разреза представлена крупнозернистыми красно-бурыми песчаниками, в средней — красными глинами, а в верхней — бурыми песчаниками с прослоями лигнитовых глин и угля. В южных районах Эквадора нерасчлененные олигоцен-миоценовые красноцветы объединяются в «формацию» Пастаса, в строении которой в низах разреза принимают участие крупнозернистые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу мощной толщей красноватых сланцев, обычно лигнитовых или даже содержащих небольшие прослои угля (Чопп и др., 1959).

На территории Бразилии красноцветные отложения в третичных разрезах относятся к неогену. В низовьях р. Амазонки это миоценовые отложения «формации» Риу-Бранку, представленные аргиллитами шоколадного и красного цвета, которым подчинены линзовидные прослои слюдястых известковистых песчаников. Плиоценовые красноцветы, прослеживающиеся вдоль побережья от устья р. Амазонки до устья р. Парнаиба, образуют серию Баррейрас, в строении которой принимают участие оранжево-красные пестроцветные глины и рыхлые песчаники. На отдельных участках выходов этой серии отмечаются белые с красными пятнами плотные каолиновые песчаники (Ди Оливейра, 1959).

На остальной территории Южной Америки в строении третичных красноцветных отложений участвуют исключительно аридные образования.

В Боливии третичные красноцветы составляют группу Корокоро (Альфельд, 1959; Tugneaur, 1955). В основании этой группы залегают песчаники Конири, представленные переслаиванием песчаников

Рис. 14. Бокситоносные области юго-восточной части США, показывающие их отношение к геологическим образованиям и главным физико-географическим регионам, по М. Гордону (Gordon, e. a., 1958).

1 — эоценовые отложения Уилкоккс группы; Twp — континентальные, Twm — морские; 2 — палеоценовые отложения группы Мидуэй; 3 — верхнемеловые отложения, перекрывающие группу Тасколуза; 4 — верхнемеловые отложения группы Тасколуза; 5 — районы, содержащие бокситы; 6 — нерасчлененные отложения от позднего до раннего мела; 7 — границы важнейших физико-географических подразделений; 8 — границы геологических образований; 9 — приблизительное положение прежней береговой линии Уилкоккс.

и глин шоколадного цвета; мощность этих пород 2000 м. В генетическом отношении эти отложения обычно считают приустьевым аллювием. Выше по разрезу выделяются глины Чакаралья (3700 м), состоящие из красных пластичных глин, содержащих прослойки песчаников. В одних районах среди этих глин встречаются прослойки гипса и соленосных мергелей, в других — серые туфовые брекчии, содержащие вкрапления халькозина (меденосные слои Ветас). Группу Корокоро (около 1500 м) завершают конгломераты Тарако, расположенные в западных предгорьях Коррильды — Реаль. В западном направлении конгломераты постепенно замещаются красными глинами группы Баррас.

В Аргентине, Перу и Парагвае наблюдаются нижнетретичные красноцветные отложения, ассоциирующиеся с вулканогенными породами. В Уругвае они принадлежат миоценовой формации Арай-Бентос, сложенной маломощной (40 м) толщей красных и желтых песчаных алевритов.

Африка

В третичных разрезах Северной Африки красноцветные отложения имеются в районах Марокко, Алжира, Туниса, Египта и Саудовской Аравии (Саид, 1965; Тектоника Африки, 1973).

К ним относятся, прежде всего, верхнеэоценовые отложения районов Суэцкого канала и Красного моря. В их строении принимают участие красновато-бурые песчаники и мергели с устричными банками. Во впадине Файюм красновато-бурые мергели переслаиваются с глинистыми сланцами.

Красноцветные отложения олигоцена, выделяемые под названием песчаников Гебель-Ахмара, а также их стратиграфические эквиваленты, представленные в Египте и Саудовской Аравии рыхлыми песками и более или менее плотными гравелитами, сцементированы железистым материалом.

Нижнемиоценовые красноцветы сосредоточены в северных районах Алжира, Туниса и Египта. Особенно широко они распространены на территории Египта, где красноцветные отложения содержат кремнистые стволы деревьев и гальку кремней. В районе Суэцкого канала известны континентальные красноцветные толщи верхнего миоцена. Миоценоплиоценовые красноцветные разрезы северо-западных районов Африки сложены красноцветными песчаниками с железистым цементом и пестрыми глинами.

Индия

Третичные красноцветные отложения Индии непрерывной полосой протягиваются вдоль подножий Гималаев от Потварского плоскогорья и равнины Банну на западе до долины р. Брахмапутры на востоке (Кришнан, 1954). Это так называемая сиваликская система, занимающая зону предгорных холмов, представляющую с середины миоцена и в течение всего плиоцена депрессию, в которой шло накопление континентальных осадков. Грандиозная, свыше 5000 м, мощность этих отложений свидетельствует об интенсивном погружении предгималайской зоны, происходившем одновременно с седиментацией. В строении сиваликской системы принимают участие разнообразные, в большинстве случаев красноцветные, терригенные породы, образовавшиеся из осадков, накопившихся на обширной аллювиальной равнине, на которой располагались мелководные пресноводные бассейны. К этому ряду пород относятся переслаивающиеся между собой конгломераты и гравелиты, а также грубо- и тонкозернистые песчаники. В тонкозернистых терригенных породах в довольно значительном количестве содержатся

гидроокислы железа. Местами сиваликские отложения содержат остатки растений, моллюсков, рыб, рептилий и млекопитающих. По палеонтологическим остаткам сиваликские отложения подразделяются на три серии. Нижняя серия мощностью 1500 м включает камлялский и чинджийский горизонты. Камлялский горизонт представлен плотными красными песчаниками, содержащими глинистые стяжения, и лиловыми глинистыми сланцами. Чинджийский горизонт состоит из ярко-красных глинистых сланцев, переслаивающихся с рыхлыми светло-серыми песчаниками. Средняя сиваликская серия (1800—2400 м), в нижней части разреза относящаяся к нагрийскому горизонту, сложена плотными серыми песчаниками, содержащими небольшое количество прослоев глинистых сланцев и глин. Верхняя часть принадлежит док-патанскому горизонту бурых песчаников, серо-коричневых глинистых сланцев, оранжевых глин и резко подчиненных прослоев гравия. Наконец, верхняя сиваликская серия (1800—2400 м), в низах разреза представленная татротским горизонтом, сложена конгломератами, рыхлыми песчаниками и серо-коричневыми и бурыми глинами. В строении средней части серии, известной под названием пинджарского горизонта, принимают участие грубые терригенные породы — конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники. Венчается разрез верхней сиваликской серии валунными конгломератами. Третичные красноцветные отложения отмечают также в районе Синда в манчарской серии, являющейся стратиграфическим аналогом сиваликской системы.

Помимо рассмотренных отложений к третичным красноцветам, очевидно, следует относить латеритные коры выветривания первичные и переотложенные, широко распространенные в пределах южных материков (рис. 15). Обсуждение проблемы латеритных кор выветривания находится, конечно, за рамками этой работы, поэтому здесь можно только попытаться в самой общей форме очертить главные ареалы их распространения.

Отметим, что эти коры выветривания и связанные с ними месторождения бокситов многие исследователи склонны относить к современным образованиям (Бгатов, 1969; Бронево́й, Михайлов, 1971; Лисицына, 1967; и др.). Наряду с этим неоднократно высказывались соображения, основанные на достаточно убедительных материалах о том, что латериты образовались в течение верхнего мезозоя — плиоцена (Акаемов и др., 1975; Добровольский, 1974). Более того, развиваются представления о том, что наиболее интенсивное бокситообразование происходило в эоцене вследствие того, что климатические условия этого интервала времени были особенно благоприятными для создания глобального латеритного пояса, охватившего обширные территории Южной Америки, Африки, Индии и Австралии (Акаемов и др., 1975). С. Т. Акаемов, М. В. Пастухова, В. А. Теняков и Н. А. Ясаманов на основании палеореко́нструкций ландшафтных и климатических условий в экваториальной Африке показали, что месторождения латерит-бокситов принадлежат позднему мелу — эоцену и образовались на синхронных поверхностях выравнивания. Составленная этими исследователями палеогеографическая карта Африки для эоценовой эпохи выявляет широкое развитие латеритных кор выветривания этого интервала геологического времени (рис. 16). Сходное геологическое строение для эоценовой эпохи отмечено ими и для Южной Америки, Индии и Австралии. Особенно детальные исследования по изучению третичных кор выветривания в последнее время проведены В. В. Добровольским (1974) на примере районов Восточной Африки. По его данным, латеритные коры выветривания начали размываться уже в конце палеогена — начале неогена. Соответственно предполагается, что с этого времени мощные латеритные коры с хорошо проработанным профилем выветривания на территории Восточной Африки начинают постепенно исчезать. Им на

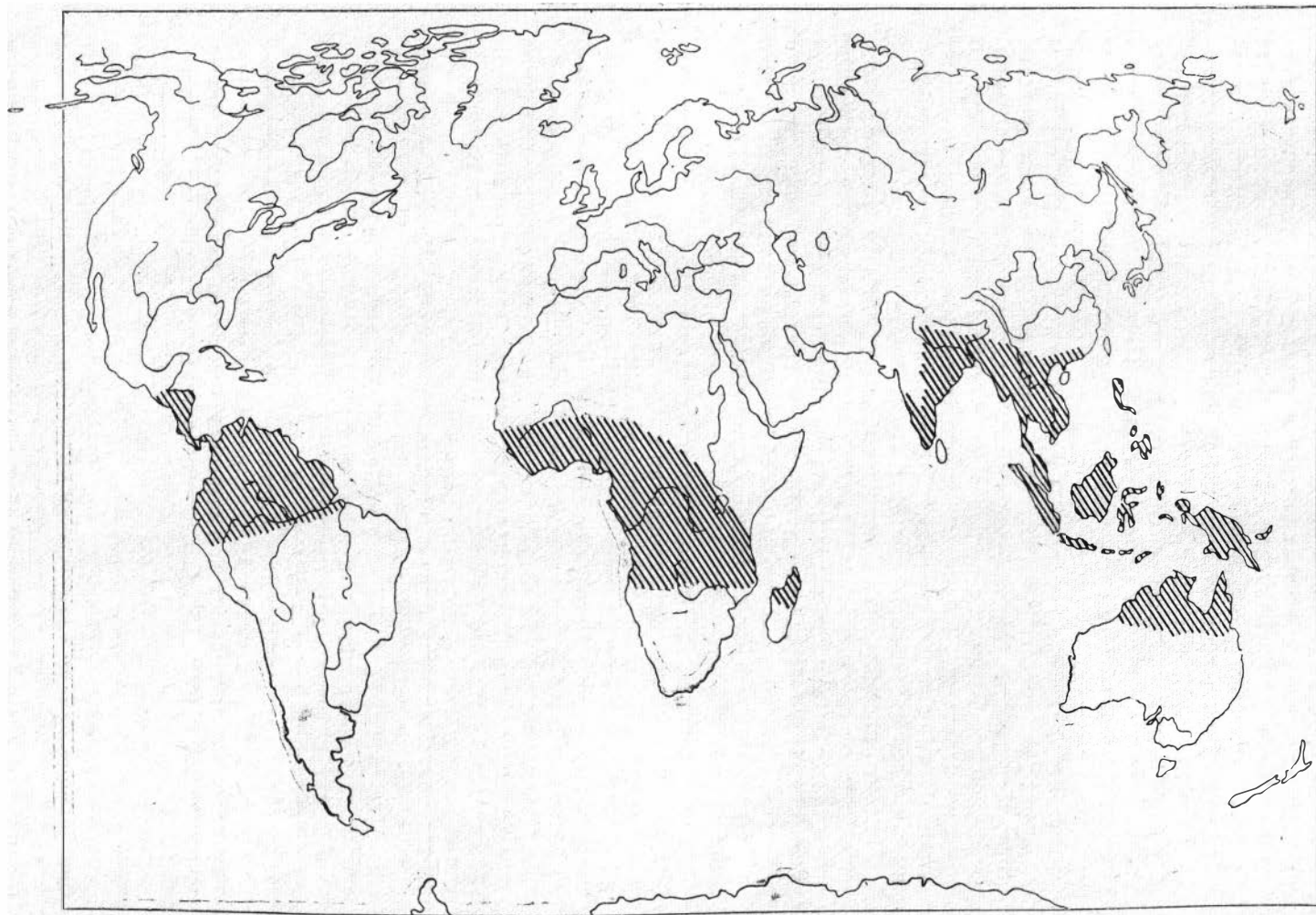


Рис. 15. Распространение послемезозойских кор выветривания (заштриховано) (по материалам С. Т. Акамова и др., 1975; Синицына, 1976; и др.)

смену приходят переотложенные продукты этих кор выветривания, которые образуют красноцветные толщи, плащеобразно перекрывающие огромные пространства. Возраст красноцветных толщ считается неоген-плейстоценовым.

Заканчивая общий очерк третичных отложений, отметим, что в целом среди них имеются разнообразные красноцветные формации, возникшие в условиях аридного или гумидного климата. Представители аридных формаций, к числу которых относятся меденосные и эвапоритовые, особенно широко распространены в Средней и Центральной Азии, а также в некоторых районах Южной Америки. Гумидные формации сосредоточены по южным окраинам Западно-Сибирской низменности, в восточной части Китая, а также в некоторых районах Северной Америки. Это континентальные красноцветные отложения, в ассоциации с которыми встречаются главным образом бокситы и гораздо реже угли. К гумидным формациям должны быть отнесены и латеритные образования бокситового пояса, расположенные в пределах современной тропической зоны южных материков. Кроме того, в палеогене и неогене встречаются красноцветные осадочно-вулканогенные формации, но их роль в этот период геологической истории весьма невелика.

И в заключение общего очерка имеющихся данных о составе и распространении красноцветных отложений главнейших эпох седиментации отметим, что для обобщения всех этих материалов в последующих главах необходимо остановиться на характеристике свойственных им генетических типов. Хотя большинство исследователей и развивает представления о континентальном происхождении красноцветных отложений, имеются тенденции относить их также и к морским образованиям. Для решения этого вопроса в настоящее время накоплены разнообразные данные, на которых необходимо остановиться особо.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Рассмотренные нами разновозрастные красноцветные образования в большинстве случаев являются индикаторами континентальных условий седиментации. Хорошо известно, что минералы-красители обычно приносятся в седиментационные бассейны из областей распространения красноземных кор выветривания, но могут накапливаться также непосредственно в этих бассейнах за счет разложения железистых минералов, содержащихся в осадках. Независимо от способа образования минералов-красителей для их сохранения в осадках в неизменном виде необходимы окислительные условия, которые создаются в хорошо аэрируемых континентальных бассейнах седиментации. Сохранение и образование этих минералов и соответственно красноцветности пород в морских бассейнах затруднено, поскольку кислород, имеющийся в морской воде, проникает только в верхние слои осадка до глубины нескольких или десятков сантиметров. Ниже этого уровня осадки теряют кислород и начинается восстановительная зона (Страхов, 1954). Сле-

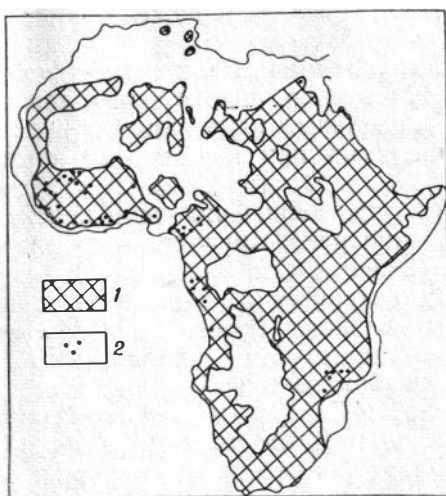


Рис. 16. Распространение эоценовых латеритных кор выветривания Африки, по С. Т. Акаемову и др. (1975).

1 — латеритные коры выветривания; 2 — бокситовые месторождения.

довательно, если даже в морских условиях и образуются красноцветные отложения, то впоследствии при погружении их ниже уровня окислительной зоны они неизбежно утрачивают свой первоначальный цвет. Естественно поэтому, что для красноцветных отложений характерны фациальные изменения, приводящие к замещению их сероцветными толщами при переходе от континентальных условий седиментации к морским. Примеры таких замещений многочисленны и отвечают одной из характернейших черт красноцветных отложений, позволяющих надежно реконструировать древние континентальные участки земной поверхности. Особенно выразительные латеральные переходы красноцветных терригенных толщ в морские сероцветные образования в рифейских отложениях Русской и Сибирской платформ, в областях девонской красноцветной седиментации Русской платформы, в каледонидах Великобритании и Канады, в пермских красноцветных отложениях Русской и Северо-Американской платформ, в мезозойских толщах Средней Азии, южных окраин Западно-Сибирской низменности, Центральной Европы, Африки и Австралии, а также в областях распространения кайнозойских отложений ряда районов мира.

Красноцветными отложениями как типичным континентальным образованием свойственны и определенные органические остатки. Такие остатки, начиная с девона, частично верхнего силура, представлены преимущественно растительным детритусом, а в ряде случаев древними захоронениями вертикально стоящих стволов с корневой системой, подобных тем, которые типичны для месторождений автохтонных углей. Встречающиеся в красноцветных толщах остатки фауны, широко известные в верхнем палеозое и более молодых отложениях, принадлежат почти исключительно наземным животным — обитателям обширных массивов суши. Наряду с ними в красноцветных толщах присутствуют остатки пресноводных рыб, моллюсков и листоногих ракообразных.

Исследование состава терригенных красноцветных отложений приводит к выводу о существовании двух групп этих пород, в одних случаях свойственных аридным климатическим зонам, в других — гумидным. Сейчас установлено, что красноцветные континентальные отложения аридных зон выделяются в общем комплексе красноцветных образований присутствием карбонатных примесей, содержание которых может быть весьма значительным, но во всяком случае, как правило, превышает 15 вес. % от общей массы породы. Для аридных красноцветных пород, среди которых преобладают терригенные образования, характерны, кроме того, прослой мергелей, линзы известняков и доломитов. Типичны также ассоциации с сульфатными породами и с медистыми песчаниками (Анатольева, 1976б; Сеницын, 1967; Страхов, 1963).

В гумидных зонах красноцветные терригенные породы практически лишены примеси карбонатного материала или содержат его в количестве, не превышающем 10%, в среднем составляющем 3—5% от общей массы породы. Различные представители комплекса гумидных красноцветных терригенных бескарбонатных пород нередко сопровождаются сингенетичными прослоями гематитовых железных руд, бокситов и углей.

В современных представлениях о происхождении красноцветных континентальных отложений господствуют две основные концепции. Одна из них в той или иной степени развивает идеи Вальтера (1911) об ископаемых пустынях геологического прошлого. Представления Вальтера находили и находят многочисленных сторонников. В частности, Жинью (1952) склонен относить красноцветные отложения к пустынным образованиям. Так, например, рассматривая девонские красноцветы Шотландии и триасовые толщи Центральной и Западной Европы, он приводит многочисленные сведения о накоплении их в пустынных условиях. Сходной точки зрения придерживается и Глинни (Glennie, 1970).

Другая концепция опирается на построения, предполагающие широкое участие древнего аллювия в формировании красноцветных отложений (Мазарович, 1927; Личков, 1932; Попов и др., 1963; Рухин, 1962; и др.). Анализ литературных данных показывает, что приводимые различными исследователями сведения о генетических типах континентальных красноцветных отложений в огромной степени зависят от общих представлений о происхождении этих отложений. Соответственно до сего времени в литературе можно встретить описания, в которых одни и те же красноцветные отложения тех или иных территорий относят то к эоловым, то к аллювиальным образованиям.

Между тем исследования, проведенные автором (Анатольева, 1972) во многих районах Советского Союза, и результаты изучения красноцветных отложений различных зарубежных стран, изложенные главным образом в обобщающих работах Ван-Хутена (Van Houten, 1961, 1965, 1973), показывают, что эоловые образования в областях красноцветной седиментации имеют сравнительно ограниченное распространение. Главные генетические типы красноцветных континентальных отложений принадлежат ряду элювиальных, делювиальных, пролювиальных, аллювиальных, озерных, болотных, дельтовых, лагунных и лишь отчасти эоловых образований. Господство именно такого рода образований может быть достаточно строго обосновано фактическими наблюдениями над особенностями текстуры, структуры, состава отложений и над условиями их залегания и взаимоотношениями с вмещающими толщами.

Выявленные в настоящее время генетические типы континентальных красноцветных отложений достаточно характерны и для аридных и для гумидных зон красноцветной седиментации. Вместе с тем некоторые из этих типов, в частности элювиальные и болотные, являются исключительно принадлежностью красноцветных отложений гумидного типа.

Элювиальные красноцветные отложения надежно устанавливаются только для определенного типа гумидных красноцветов. Это главным образом бокситоносные отложения. Наряду с некоторыми породами, содержащими скопления гидроокислов железа, а иногда и глинозема, к ним относятся остаточные бокситы. Элювиальные отложения в основании карбоновых бокситоносных разрезов наглядно описаны В. Г. Колокольцевым (1975) для Кедва-Ваковских месторождений бокситов Тимана. Это тонкие глины гидрослюдистого, каолинит-гидрослюдистого и каолинитового состава, частично сохранившие текстуру подстилающих девонских (фаменских) пород. Серые и зеленовато-серые окраски этих глин вверх по разрезу меняются на коричневые и фиолетовые. В. Г. Колокольцев описывает постепенные переходы от коренных глинисто-карбонатных пород девона к существенно каолинитовым глинам карбона. Этот переход сопровождается уменьшением количеств карбонатов, щелочей и кремнезема и одновременным накоплением глинозема и титана. Иллит первичной породы постепенно переходит в каолинит. В верхних же частях разреза элювиальных глин вначале появляются мелкие бесформенные сгустки гетита, постепенно превращающиеся в пизолиты каолинит-гетитового состава. Мощность глин составляет 5—7 м. Самые древние представители элювиальных бокситов известны на р. Северной Онеге и на Тимане. Их весьма трудно отличить от остаточных продуктов кор выветривания. В. П. Абрамов и др. (1975) для бокситов этого типа указывают следующие характерные черты. Они, как правило, состоят из беспорядочно расположенных неокатанных обломков неправильной формы. Цементируются обломки тонкозернистым и однородным вишнево-красным пелитоморфным материалом. Бокситы такого генетического типа особенно широко распространены среди третичных и четвертичных отложений.

Что касается элювиальных отложений в мощных разрезах терригенных и терригенно-карбонатных красноцветных толщ, то сохранение

их в этих условиях практически невозможно или, во всяком случае, затруднено из-за спецификации красноцветной седиментации, являющейся в целом динамичным процессом.

Делювиальные красноцветные отложения встречаются уже не только в бассейнах красноцветной седиментации гумидных, но и аридных зон, хотя в целом красноцветные отложения и этого генетического типа крайне редки. Наиболее полно они сохраняются в разрезах бокситоносных толщ, практически формирующихся на месте развития кор выветривания. К ним относятся породы, залегающие на гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых зонах коры выветривания, которые размещаются на склонах палеоподнятий (Колокольцев, 1975). Это каолинит-гематитовые обломочные и пизолито-обломочные аргиллиты и каолинитовые аргиллиты дресвяной структуры, окрашенные преимущественно в коричнево-красные цвета.

Делювиальные бокситы склонов обычно обнаруживают тесную связь с латеритными корами выветривания. Пример нижнекарбонových делювиальных бокситов южного Тимана показывает, что среди них наиболее часто встречаются глинистые бокситы (Закруткин, 1975). По внешнему виду такие бокситы сходны с бокситовыми глинами, но отличаются от них сухостью и хрупкостью. Для глинистых бокситов установлены редкобобовые, обломочные и смешанные структуры. Чаще всего встречаются бокситы с редкобобово-обломочными структурами, содержащие обломки, бобовины и цементирующий их материал. Обломки состоят, как правило, из тонкодисперсных бокситовых и каолинитовых пород, бокситов и терригенных глиноземисто-железистых бобовин и зерен гематита. Делювиальные отложения могут встречаться и среди красноцветных образований аридных зон, но выделять их в общем разрезе терригенных пород обычно очень трудно.

Пролювиальные красноцветные отложения наблюдаются и в самых древних, и в молодых толщах. Однако нельзя не согласиться с У. Буллем (1974), что пролювиальные отложения свойственны преимущественно аридным зонам, но в то же время следует подчеркнуть, что на ранних этапах геологической истории такие образования в бассейнах красноцветной седиментации получают широкое распространение и в условиях гумидного климата (Анатольева, 1972; Williams, 1966, 1969). Пролювиальным красноцветным отложениям свойствен разнотекстурированный, нередко грубый и, как правило, полимиктовый состав с плохо или совсем несортированным обломочным материалом. В большинстве случаев это комплекс отложений предгорных выносов, возникающих в результате деятельности временных потоков с их весьма специфическими фациями, образующими шлейфы вдоль древних горных сооружений. Такие фации представлены разнообразными красноцветными терригенными породами, включающими различной мощности прослои и линзы совершенно несортированного обломочного материала, в котором лежат попеременно с мелким щебнем, песком и илом гальки и валуны.

Терригенные породы пролювиальных конусов выноса обычно не слоисты, хотя в них и наблюдается груболинзовидное переслаивание различной зернистости пачек. Полимиктовый состав пролювиальных красноцветных отложений свидетельствует о незначительной транспортировке обломочного материала из областей сноса, а содержание в этом материале большого количества свежих, почти не претерпевших разложения зерен полевых шпатов и других минералов — о быстром захоронении осадков. Характерна значительная мощность красноцветных пролювиальных отложений, достигающая нередко многих тысяч метров. Этим отложениям в аридных зонах сопутствуют медистые песчаники (девон Минусинского прогиба, пермь Приуралья и другие районы), а в гумидных — гематитовые прослои (верхний протерозой Сибирской платформы). Подобные типы пролювиальных красноцветных отложений широ-

ко распространены в предгорных и межгорных впадинах и прогибах, а также в отдельных грабенах складчатых сооружений. Такие образования сосредоточены вдоль фронта сравнительно высоких и активно живущих горных сооружений. Они известны в верхнепротерозойских разрезах Торридона Шотландии, серии Кивино Канадского щита, тасеевской и мукунской серий и верхнекембрийской верхоленской свиты на Сибирской платформе, девона Саяно-Алтайской складчатой области, Центрального Казахстана, Норвегии, Северной Америки и других районов мира. Большую роль пролювиальные красноцветные отложения играют в строении пермских разрезов, в частности Предуральского краевого прогиба и многих районов Центральной Европы и Северной Америки. Такие же образования имеются среди мезозойских и кайнозойских красноцветных толщ Средней и Центральной Азии, Северной Америки, Австралии. Почти все перечисленные типы пролювиальных отложений, за исключением верхнепротерозойских образований, принадлежат к аридным климатическим зонам. Пролувиальные же красноцветные отложения Торридона, тасеевской и мукунской серий — представители гумидных образований.

Среди гумидных красноцветов есть и такие пролювиальные отложения, образование которых не связано с разрушением высоких и сравнительно высоких горных цепей. Это пролювиальные бокситоносные толщи, являющиеся переотложенными продуктами латеритных кор выветривания. Переотложенные бокситы находятся либо рядом с залежами элювиальных бокситов, либо лежат непосредственно на них. Нередко в бокситах находят растительные и обугленные древесные остатки. Такие бокситы из-за неравномерного распределения в них гидроокислов железа характеризуются пятнистой окраской (Абрамов и др., 1975; Трубина, 1961).

Аллювиальные красноцветные отложения особенно часто встречаются на различных возрастных срезах разных территорий мира. Пожалуй, это один из самых представительных генетических типов континентальных красноцветных отложений. Аллювиальные отложения наблюдаются в плащеобразном залегании на обширных выровненных пространствах. Данные о подобного типа отложениях привели Б. Л. Личкова (1932) к представлению о существовавших в геологическом прошлом великих аллювиальных равнин. Расположением аллювиальных равнин вдоль края горных цепей Б. Л. Личков объясняет громадные мощности, свойственные аллювиальным образованиям: «Мощность этих пород, с одной стороны, и их расположение на периферии горных цепей довольно определенно решает вопрос об их генезисе.

Едва ли можно, идя вслед за И. Вальтером, считать эти породы, создавшимися в пустынях, ибо пустыни никак не смогут объяснить ни мощности этих пород, ни их расположения у подножия горных цепей» (Личков, 1932, с. 1002).. В своей работе Б. Л. Личков высказал предположение о том, что эпохи образования на земном шаре обширных аллювиальных равнин совпадали с этапами заложения геосинклиналей. Предполагая такую связь, он отмечал широкое развитие аллювиальных равнин на границе докембрия и кембрия, девона и карбона, а также в перми, триасе и в другие геологические периоды. Высказывания Б. Л. Личкова о широком распространении аллювиальных образований в указанные интервалы времени в известной мере подтверждаются имеющимися фактическими материалами. В частности, еще со времен В. А. Обручева (1892) кембрийские красноцветы верхоленской свиты на юго-западе Сибирской платформы рассматривались в качестве образований, накопление которых происходило на обширной предгорной аллювиальной равнине.

Аналогичные ландшафтные обстановки реконструируются и для красноцветных отложений более ранних периодов геологической исто-

рии. Они могут быть указаны, по-видимому, и для момента появления красноцветов в разрезах осадочной оболочки Земли в среднем и верхнем протерозое Сибирской, Русской и Северо-Американской платформ. Очевидно, вплоть до девонского времени из-за отсутствия на земной поверхности растительности, древние аллювиальные равнины были весьма специфичны и представляли собой обширные предгорные равнины, пересеченные временными водотоками с блуждающими руслами. Такой тип аллювиальных равнин, в сущности, был характерен также и для девона и отчасти карбона, так как растительность в эти геологические периоды еще не освоила значительные ареалы суши. Очевидно, только с перми, когда растительность распространилась на огромные пространства приморских низменностей и предгорных равнин, создались условия для выработки более или менее устойчивой речной сети. Именно с перми аллювиальные равнины стали приобретать тот облик, который, в сущности, они имеют и в настоящее время. Во всяком случае, уже в перми появляются хорошо разработанные речные системы.

Типичные черты аллювиальных красноцветных отложений определяются текстурными признаками, запечатленными в различных видах косой и иного типа слоистости, специфическими структурными образованиями на поверхностях напластования (волноприбойные знаки, трещины усыхания, промоины, знаки течения и т. д.), наборами пород, характерными органическими остатками, а также и некоторыми другими особенностями. Области распространения аллювиальных красноцветных отложений в прошлом граничили с зонами лагун, переходящих в мелкоморье. Для древних, допермских, аллювиальных равнин характерно формирование красноцветных осадков в результате деятельности главным образом мигрирующих русел. Именно поэтому среди таких аллювиальных красноцветов наблюдается разнообразный комплекс терригенных пород: от конгломератов до тонкозернистых песчаников и алевролитов. С пермского времени, с появлением устойчивых речных систем, аллювиальные отложения становятся более дифференцированными.

Красноцветные отложения рассматриваемого генетического типа господствуют в строении кембрия Сибирской платформы, в девонских разрезах Сибири, Казахстана, европейской части СССР, Скандинавских стран, Британских островов и некоторых районов Северной Америки. В массовом распространении они наблюдаются среди пермских красноцветных отложений восточных районов европейской части СССР, Центральной Европы, Северной и Южной Америки и Африки, а также среди мезозойских красноцветов Средней и Центральной Азии и Северной Америки. Расположение аллювиальных равнин вдоль фронта активно живущих горных сооружений в областях, испытывающих устойчивое прогибание, приводит к формированию осадочных толщ сравнительно большой мощности. Особенно громадных мощностей достигают палеогеновые и неогеновые красноцветы Средней Азии, формировавшиеся у подножий высоких горных сооружений.

В общем аллювиальные красноцветы содержат большое количество органических, не только растительных, но и животных остатков, в том числе пресноводных рыб, моллюсков, разнообразных амфибий, рептилий и млекопитающих. Особенности захоронения растительных остатков и костей наземных животных дают прямые указания на перенос их текучими водами. Вследствие того, что аллювиальные красноцветы часто сопровождаются медистыми песчаниками и обнаруживают признаки засоления пород, можно говорить об их преимущественном накоплении в аридных климатических зонах.

Что касается аллювиальных красноцветных отложений гумидного типа, то они достаточно своеобразны. В частности, к ним относятся некоторые разновидности бокситоносных пород, образование которых происходило в результате деятельности малых рек, характеризующихся

ограниченной площадью водосбора. Наиболее обстоятельные описания такого типа бокситоносных аллювиальных отложений приведены В. Г. Колокольцевым (1975) для нижнекарбоновых Кедва-Ваковских месторождений Тимана. Среди аллювиальных образований он выделяет здесь русловые и пойменные фации и отмечает русловые фации крупных и небольших рек. Для нас интересны только фации небольших рек, на описании которых мы и остановимся, используя сведения, приведенные В. Г. Колокольцевым. Такого типа фации наблюдаются в бокситоносной пачке этих месторождений и представлены каолиновыми, каолинит-гетитовыми, каолинит-гиббситовыми и каолинит-бемитовыми отложениями, образующими определенные наборы. Одни из них представлены светло-, зеленовато-серыми и красновато-коричневыми каолиновыми аргиллитами и бокситовыми породами, характеризующимися мелкогалечной, гравийной и псаммитовой структурой. Обломочный материал бокситовых пород состоит из гетитов, каолинитов, гидрослюд, каолинит-гиббситов и редко кварца. Другие наборы включают серые и светло-серые каолиновые и бокситовые породы алевропсаммитовой структуры. В этих породах состав обломков и цемента только каолинитовый и каолинит-гиббситовый. Имеются также наборы, состоящие из буровато-серых и коричневых каолинитовых аргиллитов, бокситовых пород и бокситов. Есть и такие, в строении которых участвуют зеленовато-коричневые глиноземистые пизолито-обломочные железняки.

Что касается пойменной фации небольших рек, то они вмещают основные залежи бокситов. Здесь также могут быть отмечены различные наборы пород. Одни из них представлены красными, коричневыми, розовыми, фиолетовыми и редко светло-серыми каолинитовыми аргиллитами, бокситовыми породами и пелитовыми бокситами. Другие состоят из бурых пизолито-обломочных железняков глиноземистого и каолинит-гетитового состава, а третьи — из каолинитовых аргиллитов и бокситовых пород.

Озерные красноцветные отложения имеются в аридных и гумидных климатических зонах. Особенно широко распространены отложения аридного типа: они известны среди девонских отложений Сибири, Казахстана, европейской части СССР, Британских островов и Северной Америки, среди пермских отложений европейской части СССР, Западной Европы, Северной Америки и Африки и среди меловых толщ Средней и Центральной Азии, Северной Америки, а также среди третичных отложений Средней и Центральной Азии. Что касается озерных красноцветных отложений гумидного типа, то они весьма редки.

Области озерной седиментации, как правило, находятся в окружении аллювиальных и дельтовых образований, в то время как морские отложения характерны только для граничащих с ними районов (Пиккард, Хай, 1974). В аридных зонах они накапливались в водоемах, не имеющих стока, что обусловило многие их специфические черты, в частности, — наличие среди красноцветных отложений прослоев гипса и ангидрита, а также каменных солей. Озерные красноцветные отложения аридных зон представлены преимущественно тонкозернистыми терригенными породами, среди которых немало продуктов химической седиментации. Такого рода седиментация в озерах аридного типа накладывает отпечаток на состав красноцветных отложений рассматриваемого генетического типа. Накопление красноцветных отложений происходило либо в обширных озерных водоемах и, как показал В. И. Игнатьев (1963), достигало огромных размеров (татарские красноцветы), либо в системе небольших мелководных озер, разобщенных небольшими перемычками. В таких озерах формировались фациально однообразные толщи.

Мощные красноцветные отложения озерного типа на юге Сибирской платформы (верхнекембрийская верхоленская свита) представле-

ны неслоистыми аргиллитами комковатого сложения, включающими прослой мергелей и тонкозернистых песчаников (Анатольева, 1972).

В Северной Америке на территории штатов Нью Джерси и Пенсильвания Ф. Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1965) реконструировал триасовое озеро, в котором образовались отложения «формации» Лакатонг. Отложения этой «формации» в виде гигантской линзы залегают среди аллювиальных красноцветных образований группы Нью-Арк.

Типичный пример озерных образований — красноцветные отложения обширной котловины блуждающего оз. Лоб-Нор, расположенного в одной из самых пустынных областей Центральной Азии. В строении этих отложений, относящихся к позднему неогену, принимают участие буро-красные мелкозернистые песчаники, включающие многочисленные маломощные (1—3 см) прослой гипса (Селиванов, 1970). Нередко озерные отложения содержат крупные захоронения ископаемых органических остатков. Так, например, в пермских красноцветных отложениях Новой Мексики обнаружены массовые остатки амфибий, которые, как полагает А. Ромер (Ромер, 1961), погибли на месте обитания из-за катастрофической засухи, вызвавшей высыхание водоемов.

Озерные красноцветные отложения гумидных зон, представленные угле- и бокситоносными толщами, могут быть указаны в ряде районов. В частности, это комплекс красно- и пестроцветных угленосных отложений серии Данкрад в Северной Америке. Г. Беррихилл (Berryhill, 1967) выделяет среди них озерные образования, к которым относит наборы пород, состоящие из загрязненных известняков, чередующихся с известковистыми аргиллитами и редкими, но хорошо выдержанными прослоями углей и песчаников.

Среди бокситоносных красноцветных отложений озерные образования обычны. В карбоновых разрезах Тимана В. Г. Колокольников (1975) выделяет отложения малых проточных озер, представленных красными и коричневыми каолиновыми аргиллитами, и отложения заболоченных озер, среди которых преобладают черные и темно-серые углистые глины и глинистые и алевроитовые угли. В Североонежском районе Ф. А. Киреев (1975) указал озерные бокситы депрессий. К ним относятся каолинит-бемитовые маложелезистые бокситы тонкообломочного строения. Именно эти бокситы составляют основную массу промышленных руд.

Болотные отложения в красноцветных толщах наблюдаются только в гумидных климатических зонах. Они встречаются в разрезах угленосных и бокситоносных толщ. Осадки болот в красноцветных угленосных отложениях серии Данкард и Нижнего Красного Лежня накапливались в зонах седиментации, представляющих собой сочетание болотных и аллювиальных обстановок или болот и приморских равнин. Пышная растительность, произрастающая в бассейнах красноцветной седиментации, способствовала накоплению углей, которые захоронялись по соседству с площадями, занятыми красноцветными отложениями. В том случае, когда процессы углеобразования и красноцветной седиментации накладывались друг на друга, в болотистых участках совместно накапливались угли и красноцветные терригенные породы.

Бокситоносные отложения болотного типа сосредоточивались в неглубоких эрозионных и карстово-эрозионных депрессиях (Закруткин, 1975). В этих депрессиях накапливались каолиновые и бокситовые глины и бокситы. Каолиновые глины обычно залегают в основании бокситоносных отложений. Это зеленовато-серые и пестроцветные однородные глины, в которых кроме каолинита отмечаются гидрослюда, гетит, гематит, гиббсит и бемит. Бокситовые глины всегда занимают определенное положение в разрезе, они или подстилают или перекрывают залежи боксита. Обычно это пластичные или аргиллитовые глины каолинистового и глиноземистого состава. Окраска глин серая, светло-серая либо

пестрая. Бокситы глинистые или аргиллитовидные, по внешнему виду мало отличаются от окружающих бокситовых глин.

Дельтовые красноцветные отложения, по представлению многих исследователей (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1937; Van Houten, 1961), часто встречаются среди красноцветов. Они известны в верхнем силуре Северной Америки («формация» Салина), девона некоторых районов, Сибири, Британских островов и Северной Америки и обычны среди пермских красноцветных толщ Русской и Северо-Американской платформ. Спорадически такие красноцветные отложения наблюдаются в разрезах мезозоя и кайнозоя, например в мелу Центральной и Средней Азии, в Северной Америке, а также в палеогене Бирмы. Одна из характерных особенностей дельтовых красноцветов — их фациальная смена лагунными и морскими толщами и переход в угленосные фации. Среди дельтовых красноцветов часто встречаются медистые песчаники и прослойки сульфатных пород (гипсы и ангидриты). Типичен специфический облик косой слоистости красноцветных дельтовых отложений с закономерным чередованием горизонтов слоистых пачек в основании и кровле дельтового комплекса и монотонно наклоненных в одну сторону крупных косослоистых пачек внутри комплекса. Дельтовые красноцветные отложения являются принадлежностью преимущественно аридных климатических зон. Об этом свидетельствует не только то обстоятельство, что с этими отложениями ассоциируются в одних случаях медистые песчаники, а в других сульфатные породы, но и некоторые сведения общего характера, а именно в дельтах гумидных климатических зон процессы окисления практически невозможны. Однако в области перехода дельтовых красноцветных отложений в угленосные толщи возможны случаи взаимного переслаивания тех и других пород. Такие дельтовые красноцветные отложения, включающие редкие прослои углей, описаны Ван-Хутеном (Van Houten, 1961) в карбоновых разрезах Северной Америки и Британских островов, пермских разрезов Центральной Европы, Китая, Индии, Южной и Северной Америки и в триасовых разрезах Южной Африки. Дельтовые красноцветы, как правило, представлены тонкозернистыми хорошо отсортированными терригенными породами.

Лагунные красноцветные отложения особенно широко распространены среди эвапоритовых красноцветных толщ кембрия, девона, перми и мела различных территорий мира. Массовое их распространение характерно для пермского периода, когда происходило накопление мощных красноцветных сульфатно-терригенных толщ. Эти толщи представлены чередованием терригенных пород, сильно обогащенных карбонатными примесями, с гипсами, ангидритами и каменными солями.

Что касается данных о вероятной роли **эоловых образований** среди красноцветных отложений аридных зон, то они опираются преимущественно на общие построения и реальными наблюдениями могут быть подтверждены лишь для немногих районов. В частности, к эоловым образованиям, возможно, относятся алевропелитовые породы девонских отложений Минусинского прогиба; в них встречаются текстуры, напоминающие те, которые свойственны лёссам (столбчатая отдельность, известковые журавчики и т. п.). Эоловые красные пески отмечены в триасовых разрезах Британских островов, но их относят к уникальным образованиям. Роль эоловых осадков в строении красноцветных отложений некоторых разрезов перми и триаса Северной Америки и триаса Южной Америки отмечают также Дж. Бигарелла (1974) и Ф. Б. Ван-Хутен (Van-Houten, 1961). Имеются они и среди третичных отложений Средней и Центральной Азии. О распространении такого генетического типа красноцветных отложений пишет и Глинни (Glennie, 1970) в работе, специально посвященной пустынным отложениям. Хотя Глинни подчеркивает, что отложения современных пустынь в большинстве случаев

не обладают красной окраской, но, как он считает, они приобретают такую окраску в те периоды, когда происходит смена засушливых периодов общим увлажнением климата. Существование эоловых красноцветных отложений несомненно, но следует подчеркнуть сравнительно ограниченное их распространение в геологическом прошлом. Так, например, в недавно вышедшей работе В. М. Куршса (1975), посвященной терригенным толщам Главного девонского поля Русской платформы, приводятся разнообразные материалы, подтверждающие незначительную роль эоловых образований в строении красноцветных отложений.

Общие закономерности распространения различных генетических типов континентальных красноцветных отложений приводят к выводу о том, что накопление этих отложений происходило в большинстве случаев на обширных равнинах, с одной стороны примыкавших к обрамляющим их горным сооружениям, с другой — переходивших в приморские равнинные побережья, временами перекрываемые морскими водами. У горных сооружений накапливались мощные толщи пролювиальных отложений, а предгорные равнины плащеобразно перекрывались аллювиальными, озерными и дельтовыми отложениями, по латерали переходящими в сероцветные морские толщи. В непосредственной близости от невысоких гор и выровненных плато, на которых развивались коры выветривания, накапливались элювиальные, делювиальные и озерно-болотные красноцветные образования.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО КРАСНОЦВЕТНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Важно отметить, что если периодические изменения осадочного процесса в истории Земли определялись прежде всего и больше всего чисто тектоническим фактором — колебательными движениями земной коры — то в ходе необратимой эволюции осадконакопления тектонический фактор выступает лишь как один из многих, но отнюдь не первостепенный фактор. Эволюция органического мира, эволюция химических свойств атмосферы и гидросферы под влиянием самого процесса седиментации приобретает здесь выдающееся и, может быть, самое первостепенное значение.

Н. М. Страхов, 1949, с. 110

В настоящее время очевидно, что процессы красноцветной седиментации на протяжении геологической истории не оставались постоянными и что их изменения следовали за общим развитием осадочной оболочки Земли и ее атмосферы, гидросферы и биосферы. Однако остается неясным — какими же факторами определялись наиболее существенные изменения осадочного красноцветного породообразования? Какие из этих факторов и как влияли на процессы красноцветной седиментации в те или иные отрезки геологического времени?

Большинство исследователей появление красноцветных отложений в составе осадочной оболочки Земли связывает с образованием в атмосфере свободного кислорода. И это совершенно справедливо. Развитие процессов окисления необходимо для красноцветной седиментации, представить которую без участия кислорода невозможно. Следовательно, наличие свободного кислорода в атмосфере Земли — важнейший фактор, определяющий возможность появления красноцветных отложений на земной поверхности. Возникает естественный вопрос: к какому отрезку геологического времени следует относить появление в атмосфере свободного кислорода? Как известно, предполагается, что самая древняя примитивная атмосфера состояла из метана, аммиака, углекислого газа и азота (Виноградов, 1959; Казанский, 1976; Ронов, 1959; Руби, 1957; Руттен, 1973; Ruttén, 1966; Urey, 1952) и что такая атмосфера была характерна для первой половины архея. В подобных построениях считают, что свободный кислород в атмосфере впервые появился, по всей вероятности, в результате фотодиссоциации воды под действием жесткого ультрафиолетового излучения. Однако общее количество кислорода, образующегося таким путем, как указал Х. Юри (Urey, 1952), строго ограничено. По его данным, ультрафиолетовое излучение тех длин волн, которые способны разлагать воду, поглощается кислородом, вследствие чего фотодиссоциация приостанавливается. Расчеты показывают, что путем неорганической фотодиссоциации воды количество кислорода в атмосфере не могло подняться выше 0,001 (0,1%) современного его содержания (Руттен, 1973). Такое содержание свободного кислорода, как считает Руттен вслед за многими исследователями, уже было в архее около 4,5 млрд. лет назад, и этот уровень был нарушен только в конце архея, примерно около 3 млрд. лет тому назад.

Могли ли при таком ограниченном количестве кислорода в эти отрезки геологического времени появиться красноцветные отложения? По всей вероятности, на этот вопрос надо ответить утвердительно,

если исходить из данных Руби (1957), согласно которым для осуществления процессов окисления многих элементов, в том числе железа, достаточно, чтобы в атмосфере имелись доли процента свободного кислорода. Но, видимо, не только кислород определяет возможность появления красноцветных отложений, вследствие чего пока еще не удалось обнаружить их в архее. Наиболее древние красноцветы известны только в нижнем протерозое, но более достоверно их распространение подтверждается в среднем протерозое, а массовое развитие датируется 2 млрд. лет (Cloud, Gibor, 1970; Cloud, 1973).

Оставим пока в стороне вопрос о том, почему же в архее, несмотря на то, что уровень кислорода, обеспечивающий окислительные реакции, необходимые для образования красноцветных отложений, был достигнут, процессы красноцветной седиментации, по всей вероятности, не осуществлялись. Сейчас для нас важнее проследить, как вообще на протяжении геологического времени менялось содержание свободного кислорода в атмосфере и влияли ли сами по себе его количественные изменения на ход процессов красноцветной седиментации.

Предполагают, что содержание кислорода выше 0,001 (0,1%) его современного уровня могло подняться только за счет фотосинтеза. По А. Фишеру (Fischer, 1965), процессы фотосинтеза начали осуществляться синезелеными водорослями еще 2,7 млрд. лет назад. Вместе с тем, по данным Л. Беркнера и Л. Маршалла (Berkner; Marshall, 1965), критический уровень кислорода, обязанный деятельности фотосинтезирующих организмов, составляющий 0,01 (1%) его содержания в современной атмосфере, приходится на рубеж докембрия и кембрия. Такой уровень соответствует появлению организмов с факультативным дыханием и известен в качестве «точки Пастера», ниже которой процессы дыхания сменяются брожением. Как считает большинство исследователей, этому уровню отвечает появление в кембрийский период многочисленных высокоорганизованных форм жизни.

Следующий критический уровень кислорода, по Беркнеру и Маршаллу, приходится на конец нижнего и начало среднего палеозоя и составляет 0,1 (10%) от содержания его в современной атмосфере. При этом содержании кислород способен поглощать все жесткое ультрафиолетовое излучение и, следовательно, защищать поверхность Земли от смертоносного воздействия его лучей. С таким количеством кислорода в атмосфере совпадает появление жизни на суше. Вначале это были растения, а в конце девона — и первые земноводные. При содержании кислорода ниже указанного уровня организмы могли существовать лишь в водных бассейнах на глубине не менее 10 м, куда не проникали губительные ультрафиолетовые лучи. В последующие 300 млн. лет количество кислорода в атмосфере, по представлению этих исследователей, могло колебаться, но оно уже никогда не снижалось ниже 0,1 (10%) современного содержания. Ю. П. Казанский (1976) предполагает, что современный уровень содержания кислорода в атмосфере был достигнут уже в среднем палеозое.

Подводя итог тем сведениям, которые имеются в литературе по составу атмосферы и содержанию в ней свободного кислорода, мы должны констатировать, что количество его, как считают многие исследователи, не оставалось постоянным в течение геологического времени. Тем не менее, хотя на протяжении длительной докембрийской истории содержание кислорода в атмосфере оставалось сравнительно низким (меньше 1% нынешнего), на огромных пространствах северного и южного полушарий накапливались красноцветные отложения. Более того, именно докембрий является одной из грандиознейших и самых длительных по времени (более миллиарда лет) эпох красноцветной седиментации в истории Земли. Следовательно, даже при относительно

низком уровне кислорода в атмосфере процессы осадочного красноцветного породообразования активно шли на поверхности Земли.

Спрашивается, как же изменились эти процессы, когда на рубеже докембрия и кембрия свободного кислорода в атмосфере стало значительно больше? Естественно было бы предполагать, что вслед за увеличением количества кислорода в атмосфере увеличилось, бы по сравнению с докембрием и количество красноцветных отложений. В действительности же в нижнем палеозое процессы красноцветной седиментации шли на относительно ограниченных участках земной поверхности. Мы знаем только единичные примеры накопления красноцветных отложений в кембрии, ордовике и силуре. Следовательно, масштабность процессов красноцветной седиментации, как правило, не зависит от тех или иных количеств свободного кислорода в атмосфере. Такое предположение может быть подкреплено и при рассмотрении следующего критического уровня содержания кислорода в атмосфере, падающего на границу нижнего и среднего палеозоя.

В среднем палеозое содержание кислорода в атмосфере повысилось на порядок и достигло уже 0,1 (10%) нынешнего, но наблюдающиеся на этом рубеже изменения в процессах красноцветной седиментации определялись не дальнейшим увеличением количества атмосферного кислорода, а иными факторами. Не удастся установить влияние содержания свободного кислорода в атмосфере на красноцветное осадконакопление и в последующие периоды геологической истории Земли.

В итоге оказывается, что разрешить задачу оценки влияния изменений содержания свободного кислорода в атмосфере на процессы красноцветной седиментации вообще трудно, так как широкое распространение красноцветных отложений известно со среднего протерозоя, а появление первых красноцветов приходится даже на ранний протерозой. Такая огромная продолжительность существования процессов красноцветной седиментации указывает на сохранение на земном шаре в течение длительного периода, начиная с нижнего протерозоя и до настоящего времени, условий, благоприятствующих окислительным реакциям.

Таким образом возникают тенденции, направленные к тому, чтобы, опираясь на данные о распространении красноцветных отложений в ранние периоды геологической истории и некоторые другие сведения, предполагать содержание кислорода в атмосфере Земли за всю эту историю вообще не изменившимся сколько-нибудь существенно (Dingroth, Kimberley, 1976). Такие крайние представления вряд ли могут быть приняты, поскольку нельзя не согласиться с исследователями, считающими, что содержание свободного кислорода в атмосфере явилось одним из важных факторов, которые влияют на ход эволюции органического мира (Бернал, 1969; Опарин, 1941; Соколов, 1960, 1974; Сочава и Гликман, 1973; Руттен, 1973; Berkner, Marshall, 1965; и др.).

Известно, что организмы, обитающие в тех или иных бассейнах седиментации, не только создают в них свою собственную среду, но и постепенно ее видоизменяют (Фейрбридж, 1968, 1970; Игнатьев, 1966). Подобное влияние организмов можно показать на примере бассейнов красноцветной седиментации. В частности, докембрийские бассейны, по всей вероятности, оказались весьма благоприятными для накопления красноцветных отложений главным образом потому, что красноцветная седиментация того времени происходила в обстановке, когда земная поверхность представляла собой безжизненные участки, лишённые каких бы то ни было признаков наземной жизни. Продукты красноземного выветривания, которые поступали в докембрийские континентальные бассейны, лишённые разлагающего влияния органических остатков, не только содействовали сохранению красного цвета осадков, но и приводили к образованию сингенетичных накоплений ге-

матитовых руд. Таким образом в данном случае мы имеем пример обратной зависимости — отсутствие в докембрии органики на суше сыграло своеобразную положительную роль в массовом накоплении определенного типа красноцветных отложений.

Появление в докембрии многочисленных сравнительно совершенных организмов практически не оказало заметного влияния на процессы красноцветной седиментации. По-видимому, в этом ничего необычного нет, поскольку эти организмы заселяли морские бассейны, а накопление красноцветных отложений происходило главным образом в континентальных условиях. Однако расселение на земной поверхности растений в конце нижнего — начале среднего палеозоя существенно изменило процессы красноцветной седиментации. Биологически активная растительная масса способствовала в конце девона реализации природного процесса отделения свободного глинозема от кремнезема и последующего образования латеритных бокситов, которые в парагенезисе с красноцветными отложениями могли возникнуть только на определенной стадии геологической истории Земли. С растениями связано также появление среди красноцветных отложений углей и угленосных пород. Таким образом, под влиянием биомассы в областях континентальной красноцветной седиментации, начиная с позднего девона, а особенно с карбона, облик красноцветных образований существенно изменился. Эти изменения были закреплены в последующие этапы геологической истории Земли, в частности в перми, триасе и мелу, когда сравнительно широко распространились красноцветные терригенные отложения в ассоциации с латеритными бокситами и каменными углями. В целом же образование красноцветных отложений в эти интервалы геологического времени прошли на фоне дальнейшей эволюции растительного и животного мира, роль которых в процессах седиментации трудно переоценить.

Заканчивая рассмотрение вопроса о влиянии свободного кислорода, а также растительного и животного мира, на процессы красноцветной седиментации, можно говорить в целом о совместном их взаимодействии, вследствие чего можно считать, что изменение содержания кислорода в атмосфере воздействовало на осадочное красноцветное породообразование через биологические факторы.

Однако не только содержанием кислорода в атмосфере и количеством биомассы обуславливаются процессы красноцветной седиментации. Сейчас известно, что уже во второй половине архея в атмосфере было достаточное количество кислорода для того, чтобы могли осуществляться процессы окисления. Тем не менее в этот период геологического времени красноцветные отложения не возникали. Очевидно, это можно объяснить тем, что в те далекие времена тектоническая эволюция Земли еще не достигла состояния, при котором произошло обособление ее первых континентальных участков. Между тем известно, что окислительная обстановка, необходимая для образования красноцветных отложений, создается главным образом именно в континентальных условиях. Естественно выяснить в связи с этим вопрос: на каком же этапе геологической истории Земли такие условия стали возможными?

Как показал Е. В. Павловский, земная кора в архее еще не была расчленена на платформы и геосинклинали (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963). Этому времени отвечает выделенная им особая нуклеарная стадия развития, характеризующаяся отсутствием резких дифференцированных движений и зон крупных разрывных нарушений. Только после завершения нуклеарной стадии, как он считает, на рубеже архея и протерозоя (2,7—2,5 млрд. лет) возникли первые стабилизированные континентальные массивы, на которых стали накапливаться формации платформенного типа. Эти зоны ранней стабилизации

получили у Е. В. Павловского (1962) название протоплатформ. Наряду с протоплатформами на том же рубеже появились и первые протогеосинклинали.

С идеями Е. В. Павловского хорошо согласуются и данные других исследователей. В частности, А. Б. Ронов (1964) считает, что архейская эра завершилась интенсивными поднятиями и появлением первых платформ и геосинклиналей. Г. Штилле (1964) примерно с тем же этапом связывает образование праоконтинентов. Л. И. Салоп (1973) вслед за Е. В. Павловским также пишет об особом протоплатформенном развитии земной коры в раннем протерозое. В основании древнего осадочного протоплатформенного чехла, лежащего на нуклеарном фундаменте, они отмечают появление первых кор выветривания и среди протоплатформенных образований указывают широкое распространение аллювиальных и других типов субаэральных отложений (Павловский, Марков, 1963). Одним словом, на рубеже архея и протерозоя, примерно около 2,7—2,5 млрд. лет назад, возникла возможность накопления первых в истории Земли континентальных образований. Вероятно, этот рубеж оказался благоприятным и для образования красноцветных отложений, поскольку к указанному времени в атмосфере Земли появилось достаточное количество свободного кислорода для осуществления окислительных реакций и возникли тектонические условия, обусловившие процессы континентальной седиментации.

Вместе с тем к тому же периоду времени относится образование и первых кор выветривания, за счет переотложения которых в бассейны седиментации в том или ином виде поступал красящий материал. Соответственно первые древнейшие красноцветные отложения, в частности серии грениль, удоканская и другие, относятся к раннему протерозою. В среднем протерозое процессы красноцветной седиментации протекали значительно активнее, но все еще осуществлялись на ограниченных площадях в протоплатформенных условиях, главным образом в грабеноподобных впадинах. Только на границе среднего и верхнего протерозоя с появлением обширных древних платформ площади красноцветной седиментации заметно расширились и стали соизмеримыми с самими этими платформами.

Таким образом, тектоническая эволюция Земли, приведшая в верхнем протерозое к образованию крупных древних платформ, способствовала появлению обширных континентальных участков, на которых происходили процессы красноцветной седиментации. Дальнейший рост платформ в палеозое и мезозое был одним из существенных факторов, оказавших влияние на широкое распространение красноцветных отложений. Однако областями красноцветной седиментации в это более позднее время оказались не только платформы, но и разнообразные впадины, расчленяющие каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские складчатые сооружения. Это были и межгорные впадины, сосредоточенные в обрамлении горных массивов, и предгорные впадины, расположенные вдоль подножий гор, а также различных размеров грабенообразные впадины и другие более мелкие структуры, ограниченные разломами. Образование красноцветных отложений, приуроченных к складчатым сооружениям, происходило за счет разрушения горных массивов. Не случайно поэтому, что в большинстве случаев красноцветные отложения относятся к формациям орогенного типа (Мазарович, 1976). Известно в частности, что этапы красноцветной седиментации обычно следуют за главнейшими эпохами складчатости.

Таким образом, наглядно выявляется, что рассмотренные факторы обязательны для осуществления процессов красноцветной седиментации. И тем не менее наличие только их еще недостаточно для того, чтобы красноцветные отложения появились в разрезах осадочной оболочки Земли. Необходимое условие образования красноцветов — по-

ступление в бассейны седиментации из источников сноса в том или ином виде красящего материала. Этот материал мог поставляться из источников сноса или в готовом виде из красноземных и латеритных кор выветривания, или в виде разнообразных железосодержащих минералов, подвергавшихся разложению на путях их переноса и непосредственно в бассейне седиментации. Без поступления в бассейн седиментации красящего материала невозможно представить накопление таких гумидных красноцветов, как гематитовые и угленосные. В аридных зонах красящий материал, помимо приносившегося в готовом виде, образовывался непосредственно в области накопления осадков путем диагенетических и эпигенетических преобразований таких железистых минералов, как пироксены, амфиболы, ильменит, магнетит и др.

Первые коры выветривания указываются, как мы видели, уже в основании протоплатформенного чехла (Павловский, Марков, 1963). Представляется очевидным, что для рассмотрения поставленной проблемы, хотя бы даже в самых общих чертах, нам придется остановиться на распределении кор выветривания в разрезе осадочной оболочки Земли. Для решения этой задачи мы воспользуемся прежде всего уже сделанным обзором Ю. П. Казанского (1969, 1976), а также и другими данными. Попытаемся остановить внимание главным образом на тех корах выветривания, которые размещаются в основании комплексов красноцветных пород.

Докембрийские коры выветривания, продукты которых в большинстве случаев претерпели метаморфические изменения, распространены весьма ограниченно, архейские — вообще встречаются крайне редко. Первичный состав архейских кор выветривания считается гидрослюдисто-каолининовым. Строение их может быть продемонстрировано на примере метаморфизованных элювиальных образований, обособляющихся в основании криворожской и курской серий в европейской части Советского Союза и гуронской серии на Канадском щите. Разрез таких образований (снизу вверх) приведен А. В. Сидоренко и В. М. Чайкой (1970): 1) биотит-плагиоклаз-амфиболовые сланцы с клиноцоизитом; 2) плагиоклаз-амфибол-биотитовые сланцы с хлоритом и кварцем; 3) кварц-биотит-серицитовые сланцы с хлоритом и плагиоклазом; 4) серицит-кварцевые сланцы.

Нижнепротерозойские коры выветривания, по А. Д. Додатко и другим (1972), в известной мере приближаются к профилю более молодых элювиальных образований. Однако, как справедливо заметил Ю. П. Казанский (1976), в профиле выветривания нижнепротерозойских кор выветривания наблюдается та же геохимическая зональность, что и в архейских.

Средне- и верхнепротерозойские коры выветривания устанавливаются уже во многих районах земного шара и по их строению имеются сравнительно полные данные. Так, например, в Карелии В. А. Соколовым и К. И. Хейсканеном (1966) выделено два среднепротерозойских горизонта кор выветривания. Нижний горизонт, залегающий в основании красноцветного ятулийского комплекса, развит по гранитам. В выветрелых гранитах плагиоклаз серицитизирован, а биотит хлоритизирован. В кварц-серицитовых породах полевые шпаты полностью изменены. Продукты выветривания второго горизонта, отмеченные в основании верхнеятулийских отложений, представлены осветленными породами, развивающимися по мандельштейновым диабазам. В целом же от свежих диабазов к выветрелым устанавливается увеличение содержания кремнезема, глинозема и калия и некоторое сокращение количества окисей титана, магния и железа. В нижних частях разреза этого горизонта состав выветрелых продуктов близок к гидрослуде, а в верхних — к каолиниту, галлуазиту и магнезиальным силикатам. На Анабарском массиве коры выветривания, залегающие в основании ри-

фейских красноцветных отложений мукунской серии, развиты на биотито-гранитовых гнейсах (Иванов, 1964). Для этих кор выветривания снизу вверх выделяются следующие зоны: 1) слабо измененная (15 м); 2) хлорито-цеолитовая (4—7 м); 3) гидрослюдистая (0,6 м); 4) каолининовая (6 м) и 5) ожелезненная (0,4 м). Переотложенные продукты каолининовой и ожелезненной зон этой коры выветривания устанавливаются в красноцветных отложениях мукунской серии.

Несомненный интерес представляет кора выветривания, выявленная в основании рифейских отложений Торридона Шотландии (Williams, 1968). Г. Вильямс указывает, что на глубине 20—30 см выветрелые породы, представленные биотитовыми гнейсами серии Льюис, обычно сменяются свежими неизмененными породами. Однако местами изменения захватывают и более глубокие горизонты, расположенные на 3, реже 6 м ниже подошвы торридонских песчаников. Верхние 30 см этих измененных пород окрашены в темно-красные тона, вниз по разрезу блекнущие и постепенно переходящие в бледно-зеленые или серовато-желто-зеленые. Химическое сходство красноокрашенных и отбеленных пород наблюдается на глубине от 30 см до 1 м. Результаты химических анализов выветрелых биотитовых гнейсов показали, что содержание SiO_2 , FeO , CaO и Na_2O в них ниже, а Fe_2O_3 и K_2O выше, чем в образцах светлого гнейса. Кроме того, красноокрашенные породы в верхней части профиля содержат максимальные количества Al_2O_3 , Fe_2O_3 и K_2O и обедняются SiO_2 .

В неизмененных гнейсах серии Льюис отмечены следующие минералы: кварц, микроклин, олигоклаз, андезин, биотит, гематит, апатит, циркон. В измененных гнейсах все зерна кварца и микроклина в какой-то степени расчленены трещинами, изломаны и частично округлены. Весь андезин и почти весь олигоклаз изменены до вторичных слюд (иллит в глинистой фракции), а остальные полевые шпаты обычно покрываются пятнами вторичных слюд и окрашиваются окислами железа. Биотиты отбелены и частично или полностью замещены гематитом и вторичными слюдами. По магнетиту, кроме того, образуется гематит. Среди вторичных минералов в выветрелых породах отмечаются также диоктаэдрическая гидрослюда, иллит, хлорит, гематит, железистый доломит, анкерит, кальцит и эпидот.

Торридонский профиль выветривания Вильямс сопоставляет по химическим характеристикам с нижними частями разрезов подзольного и латеритного профилей. Однако эти сравнения недостаточно обоснованы, так как относительно малая глубина торридонского выветривания и отсутствие алюможелезистых почв на амфиболитах далеко не строго отвечают латеритному профилю выветривания. Кроме того, по приведенным Вильямсом анализам наглядно видно увеличение содержания калия вверх по разрезу, в то время как в подзолах и в латеритном профиле поведение калия обратное: количество его в этом направлении не возрастает, а снижается.

Данные по довендским корам выветривания хорошо известны благодаря обстоятельным работам А. С. Махнача и Н. Н. Левых (1973). Кора выветривания, развитая на амфиболитах кристаллического фундамента Русской платформы, достигает 12 м мощности и включает три зоны. В первой зоне слабо выветрелых пород пироксен замещен монтмориллонитом, а по амфиболам идет образование монтмориллонита, хлорита и каолинита. Во второй зоне интенсивно выветрелых амфиболитов развиты каолинит-монтмориллонитовые породы. В них по амфиболитам развиваются монтмориллонит и реже хлорит и каолинит, а по плагиоклазам — гидрослюды и монтмориллонит. В третьей, верхней, зоне все породообразующие минералы амфиболитов замещены каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом и смешаннослойными минералами. В целом же приведенные данные наглядно свидетельст-

вуют о том, что докембрийские коры выветривания в основном характеризуются гидрослюдисто-каолинитовым составом.

Материалы по нижнепалеозойским корам выветривания очень скудны. Известные элювиальные образования этого возраста в основном имеют гидрослюдистый и каолинито-гидрослюдистый состав. В частности, Л. Д. Денисова (1967) показала, что продукты выветривания кембрийских осадочных толщ Малого Хингана представлены гидрослюдистыми, каолилитовыми и галлуазитовыми образованиями. Начиная с девонского времени, коры выветривания становятся более разнообразными по составу. Наряду с широко распространенными корами выветривания гидрослюдисто-каолинитового состава появляются и первые латеритные коры. Однако вследствие отсутствия растительного почвенного покрова процессы латеритного выветривания в девоне были также незначительными. Химическое выветривание все еще редко достигало своего завершения, так как не обеспечивалось постоянное промывание кор выветривания поверхностными и грунтовыми водами (Михайлов, 1964, 1975; Синицын, 1976). Имеется подробное описание докарбоновой латеритной коры выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района (Вишняков, 1940, 1963; Киреев, 1973). Продукты выветривания этих глин представлены каолинитом и окислами железа, а в самой верхней части разреза коры — бокситами. Латеритные докарбонные коры выветривания указывает также Ф. А. Киреев (1975) и для Северо-Онежского месторождения бокситов. Латеритные продукты выветривания верхнепалеозойского возраста отмечаются на основных и ультраосновных породах Чешского массива.

Неизмеримо шире распространены мезозойские и кайнозойские коры выветривания. Состав и строению этих кор посвящена многочисленная литература. Для нас, естественно, интерес представляют прежде всего те коры выветривания, материал которых перемещался в бассейны красноцветной седиментации. Наиболее полные сведения имеются по предмеловым и нижнемеловым корам выветривания различных районов восточного склона Урала (Архангельский и др., 1968; Безруков, Яншин, 1934, 1937; Фёдоров, 1937; Яншин, 1937; и др.). Самые древние мезозойские (среднетриасовые) коры выветривания Н. И. Архангельский с соавторами (1968) указывают в районах Южного Урала и Южного Зауралья, где эти коры в отдельных случаях достигают 100—150 и иногда даже 300 м мощности. Нижняя зона такой коры выветривания складывается сравнительно слабо измененными материнскими породами. Средняя зона представлена пестро- и зеленоцветной глинистой массой, участками сохранившей структуру материнских пород. Верхняя зона состоит из глинистых бесструктурных красноокрашенных пород, иногда отбеленных вторичными процессами. Глинистая масса содержит стяжения окислов железа, имеющих форму рыхлых или каменистых пизолитов. Самая верхняя часть этой глинистой массы образована минералами каолинитовой группы с примесью гиббсита. Латеритный элювий подобных кор выветривания явился источником бокситов Богословского и Волчанского месторождений.

Профили латеритного выветривания устанавливаются и в более поздние эпохи мезозоя и кайнозоя. Помимо них в этот промежуток времени образовывались и другие типы кор выветривания, в частности гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые.

В целом в формировании элювиальных образований кор выветривания в истории Земли Ю. П. Казанский (1976) выделяет четыре основных этапа: 1) архейский — раннепротерозойский; 2) среднепротерозойский — вендский; 3) вендский — силурийский; 4) девонский — современнейший. Следовательно, уже в архее образовывались коры выветривания, продукты которых могли поставляться в бассейны седиментации и способствовать накоплению красноцветных отложений.

Особо следует рассмотреть значение климатических условий для образования красноцветных отложений. Современные красноцветные осадки приурочены к областям экваториального, тропического и отчасти субтропического климата. Они занимают обширные пространства в этих областях и сосредоточиваются преимущественно в саваннах и лишь отчасти в пустынях. В частности, красноцветные отложения распространены в современных пустынях Нефуд на Аравийском полуострове и Сонора в Мексике. В первой они представляют собой перетолженные меловые, так называемые нубийские песчаники, во второй — плейстоценовые осадки, окрашенные в зоне седиментации за счет продуктов разложения таких железосодержащих минералов, как ильменит, магнетит и др.

Исходя из представления о том, что настоящее есть ключ к познанию прошлого, очевидно можно предположить, что и в далеком геологическом прошлом красноцветные отложения накапливались в принципиально сходных климатических условиях. Во всяком случае, такие условия были необходимы не только для образования в источниках сноса красящего материала в корях выветривания, но и для его сохранения в зонах седиментации (Страхов, 1963; Van Houten, 1973; и др.). Жаркий или теплый климат способствовал образованию красного пигмента также и в зонах седиментации. Вследствие этого некоторые исследователи считают, что поскольку красноцветные отложения занимают в настоящее время лишь строго определенные климатические зоны, значит и в прошлом в их размещении не было существенных отличий, и что, следовательно, по ареалам распространения этих отложений можно реконструировать расположение древних экваториальных поясов (Страхов, 1960; Орлова, 1963; Дю Тойт, 1963; Л. Кинг, 1963; Опдайк, 1966). Такие построения в дальнейшем применяются к анализу проблемы перемещения полюсов Земли и в конечном итоге привлекаются к обоснованию дрейфа континентов.

В настоящее время имеются разнообразные сведения, по которым можно восстановить климаты прошлого Земли. В отечественной литературе эти данные суммированы в обширных и очень обстоятельных публикациях В. М. Синицына (1965, 1966, 1970, 1976), Н. М. Страхова (1963) и некоторых других исследователей. В зарубежной литературе они сконцентрированы в сборнике «Проблемы палеоклиматологии» (1968), а также в работах Брукса (1952), Шварцбаха (1955) и др. Как же согласуются климаты прошлого с приведенными выше сведениями о распространении разновозрастных красноцветных отложений?

Климат архея нас, очевидно, не должен интересовать, поскольку красноцветные отложения этого времени неизвестны. В раннем протерозое всей планете, независимо от географических широт, как предполагают, был свойствен жаркий влажный климат, при котором температура околоземной поверхности составляла 60—70° (Салоп, 1973). Однако утверждать, что нижнепротерозойские красноцветы принадлежат исключительно гумидным образованиям, мы не имеем оснований. В частности, если согласиться с нижнепротерозойским возрастом удоканской серии (Богданов и др., 1966), содержащей горизонты медистых песчаников, то придется предположить, что области красноцветной седиментации располагались в это время не только в гумидных, но и в аридных климатических зонах. Другое дело, что мы не располагаем достаточно надежными данными, чтобы показать размещение этих зон, так как вообще красноцветные отложения нижнего протерозоя встречаются сравнительно редко.

В среднем протерозое красноцветные отложения получили широкое распространение; на этом основании можно судить о том, что климат того времени в общем мало отличался от нижнепротерозойского.

Среднепротерозойские красноцветные отложения сопровождаются, как правило, вулканогенными образованиями и, очевидно, нельзя не указать на возможное влияние вулканизма на климат этого периода. Однако рассмотреть возникающую проблему удобнее при оценке вулканизма как возможного фактора, оказывающего влияние на осадочное красноцветное породообразование.

В верхнем протерозое климатические обстановки областей красноцветной седиментации восстанавливаются более надежно, поскольку на обширных территориях древних платформ широкое распространение приобретают бескарбонатные терригенные красноцветные отложения, образование которых могло происходить только в условиях гумидного климата. Если добавить к этому, что бескарбонатные красноцветы нередко образуют устойчивые парагенезисы с сингенетичными прослоями гематита, достигающими иногда промышленных скоплений, то заключение о господстве в верхнем протерозое в областях красноцветной седиментации жаркого гумидного климата будет, в общем, более или менее надежным. Это заключение и в данном случае не означает, конечно, что аридные условия образования красноцветных отложений вообще были исключены для верхнего протерозоя. Соответственно, например, на юго-западе Сибирской платформы среди верхнепротерозойских отложений карагас-оселочного комплекса распространены медистые песчаники. Медное оруденение здесь сосредоточено в зеленых, серых и темно-серых песчаниках, алевролитах и аргиллитах, образующих прослои среди красноцветных терригенных пород (Стаников, 1969).

В целом же докембрийские области красноцветной седиментации располагались в зонах жаркого и преимущественно влажного климата. Лишь в отдельные этапы докембрия на незначительных участках земной поверхности накопление красноцветных отложений происходило в аридных условиях.

Что касается кембрийских, ордовикских и силурийских красноцветов, спорадически встречающихся в разрезах осадочной оболочки Земли, то они обнаруживают признаки образования в сухих жарких климатических условиях, так как в большинстве случаев представлены эвапоритовыми толщами.

Начиная с девонского времени можно располагать более надежными данными, позволяющими реконструировать климат не только по литологическому составу тех или иных, в частности и красноцветных, пород, но также по ископаемым растительным и животным остаткам (Синицын, 1970; Кольберт, 1958; Баргхорн, 1958). Судя по широкому распространению среди девонских красноцветных отложений сульфатных пород (гипсы, ангидриты, каменная соль), выявленных практически на всех континентах, не исключая и современных приполярных участков, области красноцветной седиментации этого времени размещались главным образом в аридных климатических зонах. Подтверждением этому предположению служит состав терригенных красноцветных пород, обогащенных, как правило, примесями карбонатного материала. Во всяком случае, аридные красноцветы оставались господствующими образованиями вплоть до позднего девона. Только в позднем девоне появляются весьма своеобразные гумидные образования, специфика которых обуславливалась возросшей биологической активностью растительных остатков, способствовавших химическому разложению минеральных масс и образованию латеритных кор выветривания (Синицын, 1976). Именно в этот момент геологической истории появляются первые латеритные бокситы. Продуктивность растительной массы способствовала, кроме того, образованию первых скоплений угля. В том случае, когда позднедевонские области красноцветной седиментации находились в гумидных климатических зонах, в опреде-

ленных обстановках создавались условия для накопления красноцветных терригенных пород в парагенезе с бокситами или углями.

Таким образом, сведения о составе и распространении девонских красноцветных пород хорошо согласуются с высказываниями тех исследователей, которые считают, что для девонского времени был характерен жаркий или теплый климат, зональность которого состояла только в том, что одни участки Земли были более влажными, другие более сухими (Бархгорн, 1958; Кольберт, 1958; Синицын, 1970).

Результаты изучения холоднокровных позвоночных, которые впервые появились в самом конце девона и получили особенно широкое распространение в верхнем палеозое и мезозое по всему земному шару, в том числе и в современных приполярных областях, подкрепленные палеоботаническими данными, дали палеоклиматологам надежные доказательства того, что на протяжении этого длительного этапа геологической истории на Земле господствовал в основном тропический и субтропический климат (Кольберт, 1968а, б); Синицын, 1965, 1966, 1976; Romer, 1961; и др.). С такими высказываниями не находятся в противоречии и приведенные нами данные о том, что пермские, триасовые и меловые красноцветные отложения занимали обширные пространства земной поверхности в пределах всех современных географических широт. Другое дело, что одни области красноцветной седиментации размещались в аридных, другие в гумидных зонах, но все они находились в условиях жаркого или теплого климата. В частности, пермские красноцветные отложения формировались главным образом в аридном и лишь отчасти в гумидном климате, в то время как триасовые принадлежат почти исключительно аридным образованиям. Что касается меловых красноцветов, то они почти в равной мере являются образованиями как аридного, так и гумидного климата.

В кайнозое, с появлением теплокровных животных и вымиранием холоднокровных, а также с широким развитием листопадных лесов, данные по фауне и флоре уже не могут использоваться для однозначного реконструирования климата. Тем не менее считают, что до середины олигоцена включительно по всей земной поверхности еще наблюдался относительно теплый, хотя уже не повсеместно тропический климат. В конце палеогена стали выделяться климатические зоны, но разница температур в них не была еще столь резкой, как в современную эпоху (Синицын, 1965, 1976). Что касается резкого обособления климатических зон, то оно наступило только в плиоцене (Кольберт, 1968а, б). Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по распространению палеогеновых, неогеновых и четвертичных красноцветных отложений в целом подтверждают эти построения. Действительно, области красноцветной седиментации уже в палеогене начали заметно сокращаться, а в конце его стали занимать только определенные пространства земной поверхности. Что касается неогеновых красноцветов, то они не могут быть указаны в значительном удалении от современных экваториальных зон. Начиная же с плиоцена, красноцветные отложения строго приурочиваются к климатическим зонам, и их распространение ограничивается только экваториальными и приэкваториальными участками земной поверхности, которые они занимают и в настоящее время.

Таким образом, красноцветные отложения геологического прошлого, во всяком случае до середины палеогена включительно, являются индикаторами климатических обстановок только в том смысле, что образование их происходило в условиях жаркого тропического и субтропического климата. Четко выраженные эпохи красноцветной седиментации, свойственные среднему и верхнему протерозою, девону, перми, триасу, мелу и палеогену, свидетельствуют о бывших периодах общего потепления на всей поверхности земного шара. Даже с учетом

данных о миграции полюсов и предполагаемых перемещений материков для докембрийских, палеозойских, мезозойских и начальных стадий кайнозойских эпох красноцветной седиментации устанавливается распространение соответствующих отложений на различных широтах, вплоть до 60—70° с. ш. и ю. ш., чем подтверждается связь этих эпох с периодами общего потепления климата Земли. Следовательно, в главнейшие эпохи красноцветной седиментации строгое выделение экваториальных зон по распространению красноцветных отложений представляется нам, по крайней мере, весьма проблематичным. Из всего этого можно сделать вывод о том, что привлечение данных о распространении красноцветных отложений к обоснованию представлений о перемещении полюсов и о дрейфе континентов нуждаются в критическом пересмотре.

Перейдем теперь к оценке роли вулканизма в процессах красноцветной седиментации. Связь вулканизма с красноцветной седиментацией и формирование вулканогенно-осадочных пород, как мы видели, могут быть показаны на примере разновозрастных отложений. Однако наиболее ярко такие связи устанавливаются для среднего протерозоя, девона, перми, триаса и мела (Анатольева, 1974а, 1976а). Впрочем, красноцветные вулканогенно-осадочные образования встречаются и на других стратиграфических уровнях, но там они, как правило, имеют ограниченное распространение. В целом не остается сомнений в том, что парагенез вулканогенных пород с красноцветами обусловлен сложными соотношениями между процессами, вызывающими появление определенных климатических условий в некоторые характерные периоды жизни нашей планеты, и развитием вулканической деятельности, роль которой оказывается особенно выразительной в областях, охваченных наиболее интенсивным тектогенезом. Так или иначе, парагенез вулканогенных пород с красноцветами ясно указывает, что его появление обусловлено активизацией тектонических процессов в определенных областях в периоды, когда на значительные территории на поверхности земного шара распространяется общее потепление, благоприятное для накопления красноцветных отложений.

Здесь возникает необходимость ответить на вопрос, возможны ли более глубокие связи между красноцветной седиментацией и вулканической деятельностью. Известно, что имеются взаимоисключающие друг друга представления об отношении вулканизма к климатическим условиям на земном шаре. Так, например, предполагается, что выброс огромных масс пеплового материала при вулканических извержениях снижает интенсивность солнечной радиации и способствует похолоданию воздуха. По данным Эббота и Фоула, как отмечает М. Шварцбах (1955), после извержения Катмаи в 1912 г. интенсивность излучения, по наблюдениям на горе Вильсон в Калифорнии и в Бассуаре (Алжир), снизились на 20%. По К. Бруксу (1952), все холодные годы, начиная с 1700, следовали за крупными извержениями вулканов. Эти примеры могли бы быть увеличены, но следует заметить, что подобные представления и сами расчеты, на которые они опираются, далеко не надежны. Поэтому, естественно, они подвергаются серьезной критике (Centilli, 1948; и др.).

Сравнительно недавно Р. Рузен с соавторами (Roosen e. a., 1976) предприняли статистические исследования зависимости между приливными напряжениями, возникающими в северных широтах, вулканической деятельностью и климатическими изменениями. Была установлена повторяемость соответствующих событий с периодами, измеряемыми часами, годами (8,85), десятками (18,61) и сотнями (179,3 и 770) лет, а также еще более значительными интервалами времени. Предполагается, что вулканическая деятельность реализует тепловую энергию Земли и что вспышки активности отвечают моментам усилия приливных

напряжений. Выбрасываемая в стратосферу вулканическая пыль образует вуаль, препятствующую проникновению солнечных лучей к поверхности Земли. Этот эффект, как считают Р. Рузен и другие, может усиливаться в присутствии SO_2 , постоянного спутника вулканических извержений.

Однако следует иметь в виду, что SO_2 в газовой фазе лавового оз. Килауэа, по данным Джагара (Jaggag, 1947), содержится в количестве, вдвое меньшем CO_2 . Для газовой фазы аналогичного лавового оз. Ньира-Гонга (Шеньо и др., 1965; Лучицкий, 1971) SO_2 на порядок меньше, чем CO_2 . Это важно учитывать потому, что широко известно огромное влияние CO_2 на тепловой режим Земли, в связи с чем имеется также иная система построений, связанная с оценкой роли вулканической деятельности в изменениях климата Земли. Эта система восходит к Аррениусу (Arrhenius, 1909) и Ф. Фреху (Fréch, 1910, 1912), предполагавшим, что вулканическая деятельность способствует выделению CO_2 , вследствие чего возникает так называемый «тепличный эффект». По такого рода расчетам обычно делается вывод о вероятном совпадении эпох потепления с активизацией вулканической деятельности.

В целом процессы активизации вулканизма в течение среднего протерозоя, девона, перми и в некоторые отрезки времени в мезозое и кайнозое способствовали, вероятно, тем явлениям, которые могли благоприятствовать общему потеплению климата. Если подобная система сопоставлений будет подтверждена дальнейшими исследованиями, то ответ на вопрос о возможно более глубокой, чем чисто внешней связи между красноцветной седиментацией и вулканизмом, окажется положительным. В таком случае можно будет говорить не просто о наложении двух разнородных процессов друг на друга (тектонического и климатического), а о некоторых общих причинах, способствующих образованию вулканогенно-красноцветных парагенезов вследствие глобального проявления процессов деформации земного шара, обуславливающих активизацию структурных преобразований и вулканизма и вызывающих соответствующие климатические изменения на поверхности Земли.

Заканчивая общий обзор, мы вправе утверждать, что особенности осадочного красноцветного породообразования в истории Земли определяются самыми разнородными факторами. Но ни один из них, взятый в отдельности, сам по себе не может привести к процессам красноцветной седиментации. Только взаимное действие всех рассмотренных здесь факторов является необходимым условием образования красноцветных отложений.

ПРОБЛЕМА МИГРАЦИИ АРЕАЛОВ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Геологическая летопись и сохранившиеся памятники древней истории Земли явно недостаточны для строгого выявления главных закономерностей пространственного размещения осадочных и осадочно-вулканогенных образований, принадлежащих главным эпохам красноцветной седиментации. Тем не менее по материалам, которыми мы располагаем в настоящее время, можно наметить в самом общем виде основные контуры размещения соответствующих седиментационных ареалов и попытаться объяснить причины их миграции. По всей вероятности, если мы сможем восстановить для каждой эпохи красноцветной седиментации ареалы былого распространения красноцветных отложений, то тем самым проследим их перемещение во времени и пространстве.

Рассмотрим хотя бы в самом общем виде картину глобального размещения красноцветных отложений для главнейших эпох осадочного красноцветного породообразования.

Естественно, что о ранних этапах развития процессов красноцветной седиментации сейчас известно немного, и наши сведения о среднепротерозойских красноцветных отложениях крайне ограничены. Мы знаем их распространение в трех главных регионах: в северо-западной части и на востоке Евразии, а также на севере Северной Америки (см. рис. 1). Впрочем, можно считать среднепротерозойским также и возраст красноцветных отложений Рораимы, расположенных на севере Южной Америки. Все эти регионы рассредоточены на земной поверхности, по-видимому, вследствие постседиментационного размыва, хотя вполне вероятно, что и первичных центров красноцветной седиментации в эти относительно ранние этапы геологической истории было немного. В целом центрами красноцветной седиментации в среднем протерозое были ограниченные площади, расположенные вдоль окраинных зон древних платформ, в частности Сибирской, Русской и Северо-Американской.

В пределах этих ранних ареалов сохраняется сравнительноеобразие строения свойственных им разрезов красноцветных отложений, выраженное, в частности, тем, что эти отложения постоянно сопровождаются вулканогенными породами, значительно варьирующими по составу. Среднепротерозойские красноцветные отложения обладают сравнительно грубообломочным составом и обычно тяготеют к системе впадин или прогибов, расчленяющих более или менее четко выраженные платформенные зоны. Однако в Прибайкалье наблюдается четкая связь красноцветных толщ с протяженной (свыше 1000 км) вулканической зоной, и таким образом устанавливается размещение этих толщ вдоль вулканической гряды, развивавшейся синхронно с процессами красноцветной седиментации.

В верхнем протерозое общая картина размещения главных ареалов красноцветной седиментации резко изменилась (см. рис. 2). Огром-

ные территории Евразии и Африки до сих пор сохраняют в строении осадочного чехла древних платформ более или менее мощные красноцветные толщи. В прошлом несомненно охваченные красноцветной седиментацией области были еще более обширными, так как в настоящее время они имеют эрозионные ограничения. Красноцветная седиментация охватила не только разнообразные участки континентов Евразии и Африки, но затронула также Северную и Южную Америку и Австралию. Верхнепротерозойские красноцветные отложения наблюдаются в чехле таких древних платформ, как Сибирская, Русская, Эриа, Северо-Американская, Африканская, Индийская, Австралийская и Китайско-Корейская. Причем на этих платформах особенно широко распространены красноцветные образования гумидного типа.

Таким образом, в верхнем протерозое ареалы красноцветной седиментации распространились, в сущности, почти на всей поверхности Земли. Естественно, возникает вопрос о причинах общего изменения в размещении ареалов красноцветной седиментации. Такие изменения невозможно связывать с какими-либо вариациями содержания кислорода в атмосфере. Как мы уже отмечали, для развития окислительных реакций, способствующих образованию красноцветных отложений, кислорода было достаточно даже на ранних стадиях протерозоя. Именно поэтому к среднепротерозойским отложениям относятся рассмотренные нами красноцветные толщи, сопровождаемые вулканогенными породами. Следовательно, переход от сравнительно немногочисленных областей красноцветной седиментации к обширным ареалам и массовому распространению отложений в верхнем протерозое связан с какими-то иными причинами.

Можно полагать, что одним из главных факторов, определивших существенное различие в размещении средне- и верхнепротерозойских ареалов красноцветной седиментации явилось расширение в верхнем протерозое участков суши вследствие образования обширных равнинных областей седиментации, возникших на поверхности древних платформ, которые, вероятно, именно в это время окончательно оформились. Этим можно было бы объяснить также и общую смену относительно грубообломочных красноцветных отложений и вулканогенных пород среднего протерозоя, главным образом, более тонкозернистыми осадками верхнего протерозоя, нередко распространявшимися на выровненных пространствах без вулканического сопровождения.

Кроме ярко выраженных гумидных красноцветов на значительных участках древних платформ накапливались красноцветные образования с неясными литогенетическими чертами. Такие образования не могут считаться типичными гумидными, но и к классическим аридным их тоже нельзя отнести. Это красноцветные толщи спарагмита, торридона, альгонка, виндия, матсана. Повсеместное распространение верхнепротерозойских красноцветных отложений может явиться указанием на сравнительно теплый климат, существовавший в верхнем протерозое на всей территории земного шара. Эта типичная черта верхнепротерозойского этапа развития также представляется вполне вероятной.

Рассматривая общее размещение красноцветных отложений верхнего протерозоя на земной поверхности, очень трудно было бы наметить четкую зависимость их распределения от расположения предполагаемых экваториальных зон и полюсов. Впрочем с аналогичными трудностями в оценке ареалов распространения красноцветных отложений приходится сталкиваться и для более поздних этапов развития красноцветной седиментации. Поэтому вопрос о красноцветных отложениях как об индикаторах экваториальных и тропических зон геологического прошлого заслуживает критического рассмотрения.

Верхнепротерозойские красноцветы занимают обширные, в том числе и современные, приполярные области. Охват занимаемых ими площадей достигает 75° с. ш. и 50° ю. ш.

В девоне намечается несколько иная картина центров красноцветной седиментации, чем в докембрии, хотя по-прежнему северное полушарие остается областью максимального распространения красноцветных пород. Прежде всего, девонские отложения наблюдаются в осадочном чехле древних платформ и занимают, если и не строго те же площади, что и верхнепротерозойские красноцветы, то всегда близкие к ним. В отличие же от верхнепротерозойских девонские красноцветы широко распространены в пределах каледонских складчатых областей.

Общий характер размещения красноцветных отложений в девонское время обычно считается наиболее показательным в плане, иллюстрирующем их распространение в областях, тяготеющих к экваториальным зонам. Однако эта картина не столь проста и очевидна. Главное в размещении девонских ареалов — сочетание двух основных типов красноцветной седиментации. Один из них характеризуется сочетанием красноцветных отложений с вулканогенными образованиями и преимущественно грубообломочным составом пород, другой — практическим отсутствием вулканогенного сопровождения и распространением преимущественно тех фациальных типов и ассоциаций пород, которые характерны для равнинных областей.

Хотя в таком разделении есть известная схематичность, тем не менее очевидно, что, например, в Европе и Казахстане, Саяно-Алтайской области, отчасти в Аппалачах и других регионах в связи с каледонской складчатостью и образованием к началу девонского периода горных сооружений сформировались молассовые толщи, приобретающие в соответствующих климатических условиях красноцветный облик. Возникшие в связи с процессами горообразования системы предгорных и межгорных впадин и прогибов представляли в это время более или менее значительные области красноцветной седиментации в том случае, когда климатические условия благоприятствовали формированию именно такого типа отложений. Вдали от горных сооружений, в обстановке, которая была свойственна, в частности, западной окраине Русской платформы, в равнинных условиях происходило накопление терригенных осадков, отчасти в сочетании с карбонатными отложениями, которые также приобретали красноцветный облик в соответствующих климатических условиях с характерными теплыми и аридными чертами. По-видимому, близкий тип образований представляют и красноцветные толщи бассейна Кеннин в Австралии.

Рассматривая (см. рис. 5) картину размещения девонских красноцветных отложений, можно видеть, что главная их масса сосредоточена в северном полушарии, причем преимущественно в Евразии, а также на островах, расположенных в Ледовитом океане и Гренландии. Естественно, возникает стремление увязать всю эту систему областей распространения красноцветных отложений северного полушария в единую зону, определяющую размещение экваториальной и тропической зон, характеризующих девонский период. Именно такому принципу построений следует большинство исследователей, привлекая данные о распространении красноцветных отложений к определению положения экваториальных зон и полюсов в девонское время (Briden e. a., 1974). Соответственно положение северного полюса в девонское время определяют в районе, находящемся восточнее Сахалина: примерно 30° с. ш. и 140° в. д. (Горбунов, Пospelова, 1966); 45° с. ш. и 160° в. д. (Briden e. a., 1974); $30-40^{\circ}$ с. ш. и $140-150^{\circ}$ в. д. (Оп-дайк, 1966). Однако даже при таком предполагаемом расположении северного полюса в девонское время ближайшие поля распространения красноцветных отложений на территории Китая окажутся на рас-

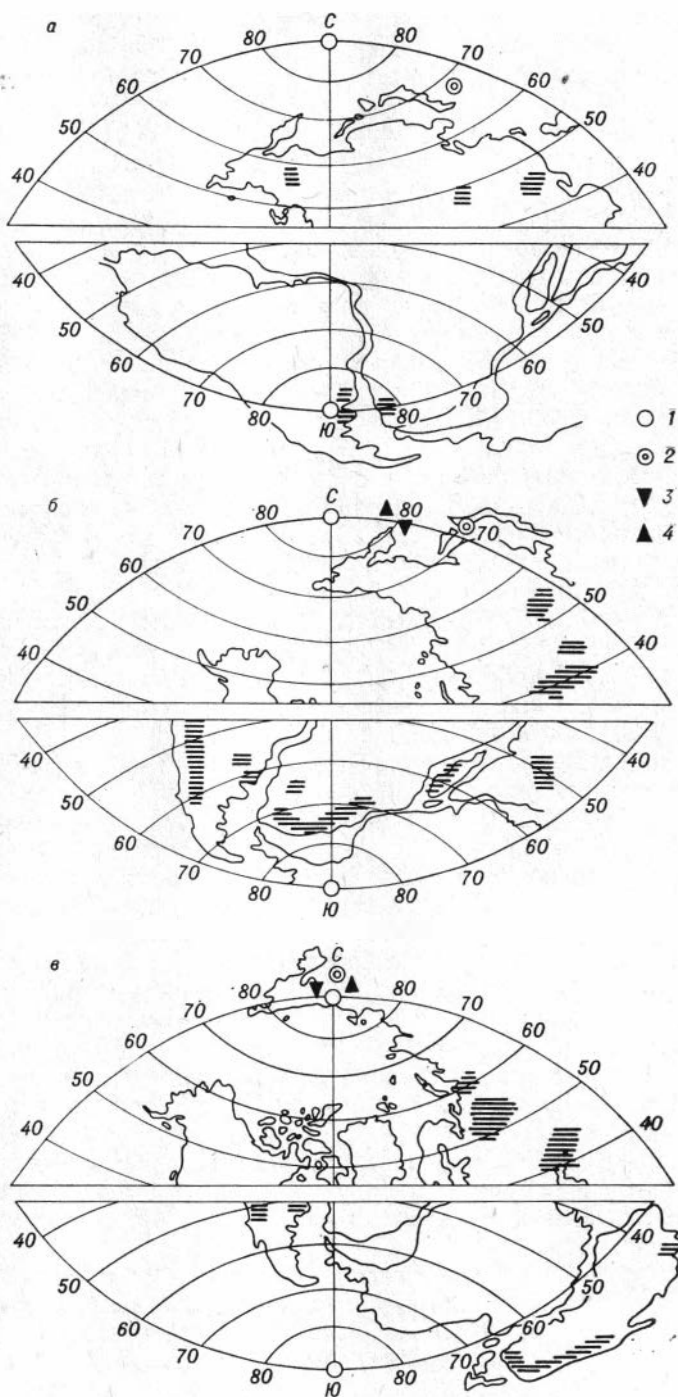
стоянии около 30—35° по широте, измеренной относительно предполагаемого в девоне положения северного полюса. Еще более выразительной окажется картина размещения красноцветных толщ относительно южного полюса. В частности, если следовать построениям Брайдена и других (Briden *et al.*, 1974), учитывающих дрейф континентов, то области распространения девонских красноцветных отложений, расположенные в районах гор Буэнос-Айреса, разместятся почти непосредственно на полюсе, а Южно-Африканские аналогичные области — в удалении всего 10—20° по широте от южного полюса (рис. 17, а).

Таким образом, распространение красноцветных отложений в девонское время наглядно показывает, что невозможно опираться на данные об их размещении в целях выявления тропических и экваториальных зон геологического прошлого. Охват красноцветной седиментацией огромных территорий, включающих районы, расположенные вблизи полюсов, может быть объяснен, по-видимому, лишь в том случае, если будет признано, что в девонское время отсутствовала четкая климатическая зональность и что этот период времени характеризовался относительно теплым климатом, распространившимся по всей земной поверхности.

Пермские красноцветные отложения наблюдаются и в осадочном чехле древних платформ и во впадинах, расчленяющих области каледонской и герцинской складчатости. Однако их максимальное распространение связано с областями герцинской складчатости, к которым они примыкают. В целом ареалы распространения пермских красноцветных отложений охватили огромные пространства земной поверхности между 80° с. ш. и 50° ю. ш. (см. рис. 6).

Общие представления о роли красноцветных отложений как индикаторов теплового климата и об их отношении к былому размещению полюсов подтверждаются сведениями, которые имеются в настоящее время для пермского периода. В целом в пермское время произошли существенные изменения в размещении ареалов красноцветной седиментации, определившие четко выраженную миграцию этих ареалов в пределы южных материков. Хотя в различных регионах Евразийского континента продолжали накапливаться и в это время красноцветные осадки, в частности вдоль завершивших формирование складчатых герцинских структур Урала и Центральной Европы, тем не менее в северных районах этого материка они практически исчезли. Наоборот, в Северной Америке ареалы красноцветной седиментации расширились, также несколько сместившись в южном направлении, причем возник обширный внутриплатформенный бассейн седиментации в области плато Колорадо, охвативший значительную часть Северо-Американской платформы, где возникли своеобразные ассоциации красноцветных отложений с гипсами и сульфатами, полностью лишенные вулканогенного сопровождения.

Характерной чертой пермского периода следует считать широкое распространение красноцветных отложений на Южно-Американском и Африканском материках. В Южной Америке их появление связано с образованием герцинских складчатых структур в Андийской горной системе. Впрочем, красноцветные толщи сформировались и в удалении от этой горной системы, вдоль западной окраины прогиба Параны, а также в Парнаиб-Франсисканском прогибе на древней платформе. В Африке красноцветные отложения удалены от синхронных им складчатых горных сооружений на огромные расстояния и тяготеют к системе узких линейных впадин, расчленяющих древнюю платформу, к ограничивающим эти впадины флексурам, в которых они обычно сопровождаются более или менее многочисленными пластами различных по составу вулканогенных пород. Такие связи с вулканогенными породами наблюдаются повсеместно в областях распространения крас-



ноцветных толщ на южных материках. На северных же континентах такие ареалы, которые характеризуются совместным распространением вулканогенных и красноцветных пород, типичны главным образом для Центральной Европы.

Рассматривая общие черты размещения ареалов красноцветной седиментации в пермское время, можно видеть, какие затруднения возникают при попытке интерпретировать их как индикаторы тропических и экваториальных зон. Приняв, в частности, схему Брайдена

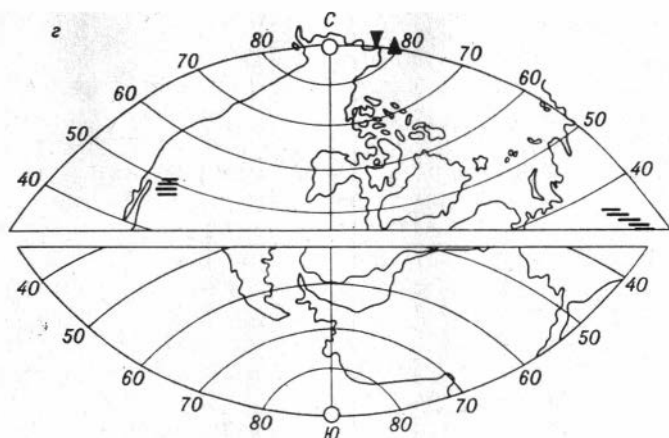


Рис. 17. Размещение ареалов красноцветной седиментации (заштриховано) на территориях, примыкающих к палеополюсам.

(а — в девоне; б — в перми; в — в триасе; г — в мелу). Положение материков и палеоширот дано по Дж. Брайдену и др. (Briden e. a., 1974).

1 — положение северного и южного полюсов по Дж. Брайдену и др. (Briden e. a., 1974); 2 — положение северного полюса по мировым палеомагнитным данным (Горбунов, Поспелова, 1966); 3, 4 — положение северного полюса для ранних (3) и поздних (4) девона (а), перми (б), триаса (в) и мела (г) по Р. Ван-дер Во и др. (Van der Voo e. a., 1974).

и других (Briden e. a., 1974), учитывающую предполагаемое перемещение материков, мы столкнемся с размещением пермских красноцветных отложений в удалении $30\text{--}35^\circ$ по широте от северного полюса и всего лишь $10\text{--}20^\circ$ от южного полюса (рис. 17, б). По палеомагнитной схеме, представленной Ван-дер-Во (Van der Voo e. a., 1974), размещение красноцветных отложений окажется еще более близким к обоим полюсам с наименьшим удалением, не превышающим 25° по широте. Поэтому вполне вероятно, что в пермское время, как и в девоне, красноцветные отложения, распространившиеся на огромные пространства земной поверхности, своим размещением во всех широтах, вплоть до сравнительно небольшого удаления от полюсов, указывают на существование в пермское время теплого климата на всей поверхности Земли. В связи с этим представление о пермском оледенении должно рассматриваться, скорее, как указание на общие изменения рельефа в южном полушарии, чем на похолодание земного шара. Предположение о преимущественной роли именно горных оледенений в пермское время в известной мере отвечает выводам Г. П. Леонова (1964), отмечающего недостаточную обоснованность общепринятых представлений о причинах гондванского оледенения.

В триасовое время ареалы красноцветной седиментации в основном сохранялись в том же виде, что и в перми (см. рис. 7). Могут быть отмечены лишь немногие отличия этого периода, связанные с распространением красноцветных отложений в Индокитае, где в предшествующий период их не было, с некоторым сокращением ареалов красноцветной седиментации на юге Африки и прекращением ее на Мадагаскаре, где она отмечалась в пермское время. Для западной части Евразии, в частности для Русской платформы, типично смещение некоторых ареалов от платформенных окраин, которые примыкают к горным сооружениям, существовавшим в триасе, например на Урале, в глубь древних платформенных областей и т. д. В целом в триасе красноцветные отложения формировались на тех же территориях, что и в перми, причем во многих случаях в связи с формированием герцинских складчатых структур. Важно подчеркнуть, что в триасе ареалы красноцветной седиментации распространялись вплоть до широт, расположенных на расстоянии не более чем в 30° от полюсов, рекон-

струируемых в построениях Брайдена и других (Briden e. a., 1974), что можно видеть на рис. 17, в.

Следующий этап широкого распространения ареалов красноцветной седиментации относится к меловому периоду (см. рис. 8). В это время происходит общее их смещение в юго-восточном направлении в Евразии, вследствие чего наиболее обширные территории, занятые красноцветными отложениями, сосредоточиваются на юге Сибири, в Средней и Центральной Азии, а также в Индокитае. В Африке, наоборот, ареалы красноцветной седиментации смещаются на север и в целом сокращаются в размерах. Почти совсем они исчезают в Северной Америке, а на территории Южной Америки по-прежнему наблюдаются в сравнительном изобилии. Здесь они охватывают преимущественно районы, тяготеющие к Андийской горной системе, но распространяются также на древнюю платформу, где прослеживаются в прогибах Параны, Парнаиб-Франсисканском и Амазонском (в прибрежной его части). В общем размещении красноцветных отложений мелового периода может быть, как и в предшествующие периоды, отмечена закономерная приуроченность их к системе межгорных или предгорных впадин, а также и к обширным равнинным платформенным областям, где они заполняют пологие прогибы и покрывают сравнительно маломощным чехлом складчатый фундамент платформ. Во впадинах красноцветные породы нередко наблюдаются в ассоциации с вулканогенными образованиями, тогда как в равнинных областях такие ассоциации сравнительно редки.

В меловое время ареалы красноцветной седиментации удаляются от полюсов, устанавливаемых для этого периода различными исследователями, в частности Брайденом с соавторами (Briden e. a., 1974) и Ван-дер-Во и др. (Van der Voo e. a., 1974), что особенно заметно для северного полушария. Однако в южном полушарии красноцветные отложения распространяются почти до широт, расположенных в 40° от предполагаемого южного полюса (рис. 17, г).

В палеогене ареалы красноцветной седиментации уже мало отклоняются от тропических и экваториальных зон (не более чем на 40°). Наконец, в олигоцене окончательно устанавливается совершенно четкая картина размещения ареалов красноцветной седиментации вдоль экватора с отклонением от него всего лишь на 20° по меридиану в сторону полюсов. Таким образом, начиная с олигоцена красноцветные отложения наблюдаются на строго ограниченных территориях, не выходящих далеко за пределы современных областей красноцветного породообразования. По всей вероятности, в данной эпохе для размещения областей красноцветной седиментации важное значение имел только климатический фактор. Эти области были весьма ограниченными, поскольку возникшая в олигоцене четкая климатическая зональность привела к сокращению тропических и субтропических климатических зон, в которых происходило накопление красноцветов.

В течение всего фанерозоя типичным было распространение красноцветных отложений в обширном диапазоне широт, вплоть до таких, которые располагаются вблизи полюсов. Соответственно можно полагать, что этим эпохам отвечало общее потепление почти на всей обширной поверхности земного шара.

Рассматривая в целом размещение ареалов красноцветной седиментации, следует обратить внимание на некоторые особенности их миграции. Прежде всего отметим два наиболее резко выраженных переломных момента в общем развитии процессов миграции. Первый из них характеризует переход от верхнепротерозойской истории красноцветной седиментации к девонскому этапу. Этому переходу отвечает относительно резкое сокращение ареалов распространения красноцветных отложений, занимавших более или менее обширные территории

на всех материках в верхнем протерозое, тогда как в девоне они сосредоточивались преимущественно на северных континентах и лишь в ограниченной степени сохранились на южных материках. Второй переломный момент в истории развития красноцветной седиментации — это переход от триаса к мелу и, в особенности, к палеогену. Наметившееся уже в мелу уклонение красноцветных ареалов от полюсов в сторону экватора в конце палеогена привело к сосредоточению их вдоль экваториальной зоны, что окончательно закрепилось и наиболее резко обозначилось в неогене.

Кроме того, примечательным следует считать устойчивость некоторых ареалов красноцветной седиментации в течение всего фанерозоя. Особенно типичен в этом отношении Евразийский континент, в пределах которого постоянно на протяжении всей фанерозойской геологической истории сохранялись соответствующие ареалы. Несколько менее устойчивыми были ареалы красноцветной седиментации на Южно-Американском континенте. Что касается Африканского материка, то в его пределах бассейны красноцветной седиментации длительное время, с перми до триаса, были сосредоточены на юге, а в меловое время резко сместились на север. Наконец, заслуживает внимания сравнительно слабо проявленная красноцветная седиментация в пермское и меловое время на территории Австралии.

Все эти характерные черты размещения и миграции ареалов красноцветной седиментации определяются в основном тектоникой и климатом. Образование горных сооружений на месте разновозрастных складчатых структур способствовало накоплению более или менее грубообломочного материала в системе межгорных впадин или в предгорных прогибах вдоль края этих сооружений, а вдали от них, на равнинных пространствах обширных более древних платформенных областей, этот материал сменялся более тонкозернистыми сериями накоплений и замещался в конечном итоге морскими отложениями.

Однако лишь в том случае, когда эти процессы седиментации развивались в условиях теплого климата, который благоприятствовал образованию минералов-красителей, накопившиеся осадки могли приобретать красноцветный облик. В условиях распространения теплого влажного или аридного климата на обширные территории земного шара, в эпохи красноцветной седиментации создавалась наиболее благоприятная обстановка для образования красноцветных осадков. Возникали такие серии пород, которые по своей природе и по составу могут быть названы красноцветными молассами, поскольку они тяготеют к окраинам горных сооружений и опоясывали их или были приурочены к внутренним межгорным впадинам. В таких структурных ситуациях красноцветные толщи нередко ассоциировались с вулканогенными породами, появление которых вызывалось продолжавшимися процессами деформаций в завершающие стадии образования и развития горных сооружений. Однако наряду с такими красноцветными сериями формировались также совсем иные красноцветные толщи, располагавшиеся на обширных равнинах вдали от гор; и по отношению к этим толщам, конечно, неприемлемо название молассы. Иначе говоря, следует ясно представлять, что климатические условия определяют возможность образования терригенных красноцветных отложений, имеющих различную тектоническую природу.

ГЛАВНЫЕ РУБЕЖИ ЭВОЛЮЦИИ И ЭТАПЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Вместо генезиса вообще литологическая наука должна научиться восстанавливать исторический ход образования как отдельных типов пород, так и всего процесса осадкообразования в целом, начиная их историю от древнейших, доступных уверенному анализу эпох и доводя ее до современных форм литогенеза.

Н. М. Страхов, 1949, с. 110

Еще в конце 40-х гг. Н. М. Страхов призывал начать заниматься восстановлением исторического хода образования отдельных типов пород и всего процесса осадкообразования в целом — от древнейших эпох до нынешнего времени, а не генезисом пород вообще. С тех пор сравнительно-литологический метод, на который опирался Н. М. Страхов, прочно вошел в практику геологических исследований и обеспечил накопление разнообразных новых сведений, значение которых вряд ли можно переоценить, разрабатывая проблемы эволюции геологических процессов.

Однако важнейшим средством изучения этой проблемы является предложенный Н. С. Шатским метод формационного анализа, позволяющий вычленять из разрезов крупные комплексы пород, находящихся в парагенетической связи друг с другом (Драгунов, 1973; Хворова, 1963; Херасков, 1967). Преимущества формационного метода в исследовании эволюции неорганической материи Земли может быть выявлено, в частности, и на примере изучения красноцветных отложений различных территорий мира. Парагенезы этих отложений отчетливо устанавливаются по определенным наборам терригенных пород, встречающихся в одинаковых сочетаниях на разных территориях земного шара независимо от принадлежности к различным стратиграфическим уровням (Анатольева, 1972). Сейчас уже надежно установлено, что красноцветные формации отличаются друг от друга либо по совокупности признаков, либо по какому-то одному, характерному для них признаку. Само же разнообразие парагенезов терригенных пород зависит не только от их различного тектонического положения, что прежде всего привлекает внимание исследователей, но также от климатической обстановки, в которой происходит их накопление, соответствующих обстановок в областях сноса, состава атмосферы и биосферы в период накопления осадков, особенностей развития вулканической деятельности, а также от влияния других процессов, определяющих те или иные физико-географические обстановки в областях накопления красноцветных отложений. Этот перечень факторов, направляющих ход развития осадочной оболочки Земли, далеко не исчерпывает всего их многообразия. Важно подчеркнуть, что ни один из этих факторов не может быть назван главным, решающим для создания типичных черт красноцветных формаций. Именно по этой причине представляется наиболее объективным и всеобъемлющим парагенетический подход к выделению формаций, а не тектонический, стратиграфический или какой-либо иной. Изучение формаций, выделяемых по свойственным для них парагенезам, является, таким образом, важным средством разработки фундаментальных теоретических проблем геологии и решения ряда практических задач.

Красноцветные формации обладают не только общими признаками, вообще типичными для красноцветных отложений, но, кроме того, отличаются еще определенными сочетаниями с другими породами, не красно-

цветными, разными в различных формациях. В одних случаях в красноцветных отложениях постоянно встречаются гематитовые прослои, но в них нет, скажем, сероцветных медистых песчаников, весьма характерных для иного типа красноцветных формаций. В других случаях имеют место обратные соотношения. Парагенетический подход к исследованию формаций позволил соответственно выделить среди терригенных красноцветных отложений два ряда формаций — бескарбонатных и карбонатных — и упорядочить представление об их возможной систематике. На основе предложенной нами систематики по признакам, характерным для самих формаций, среди красноцветных отложений были выделены ранее совершенно неизвестные их типы, в частности гематитовые красноцветные формации. Уточнены были также главные особенности меденосных, эвапоритовых, бокситоносных, угленосных (табл. 3) и разнообразных осадочно-вулканогенных формаций (табл. 4—9), что послужило основой для представления эталонного описания некоторых из этих формаций.

В процессе изучения формаций на парагенетической основе была выявлена общая смена одних типов формаций другими в разрезе осадочной оболочки Земли. В частности, установлено, что только меденосные и осадочно-вулканогенные красноцветные формации сохранялись на различных стратиграфических уровнях; гематитовые же формации принадлежали главным образом позднему докембрию; эвапоритовые появились в кембрии, а угленосные и бокситоносные начинают встречаться в разрезах только с карбона. Таким образом, была прослежена изменчивость красноцветных формаций во времени и соответственно выделены сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации (Анатольева, 1972, 1977а). Сравнение разновозрастных красноцветных формаций, различающихся между собой по парагенезам, дает возможность установить закономерности появления и исчезновения не только самих этих формаций, но и связанных с ними полезных ископаемых. Широко известно, что в красноцветных отложениях встречаются месторождения меди, железа, углей, бокситов, а также солей, гипсов, ангидритов и некоторых других полезных ископаемых. Поэтому даже общая систематика красноцветных формаций и выявление свойственных им признаков приобретает практический смысл. Зная, с каким типом красноцветных формаций приходится сталкиваться в том или ином районе, можно, очевидно, определить перспективы поисков в нем определенных видов полезных ископаемых. Вследствие того, что разного типа красноцветные формации приурочены к различным стратиграфическим уровням, могут быть выделены соответствующие уровни, благоприятные для поисков определенного типа месторождений полезных ископаемых. Выявленная, например, приуроченность гематитовых формаций к верхнему протерозою позволяет ставить вопрос о том, что именно этот стратиграфический уровень представляет практический интерес для поисков железных руд в красноцветных отложениях. Месторождения же бокситов в континентальных красноцветных формациях целесообразно искать, по-видимому, начиная с карбона и в более поздние геологические эпохи.

Таким образом, метод формационного анализа, разработанный Н. С. Шатским (1939, 1965) и его последователями, позволяет перейти к выделению надпородных ассоциаций, которые представляют более высокий уровень организации вещества, чем породы. Основанный на эмпирических данных о совместном нахождении определенных устойчивых ассоциаций горных пород, встречающихся на разных стратиграфических уровнях и на различных территориях земного шара, этот метод позволяет не только оценить значение тех или иных ассоциаций в строении Земли, но и наметить свойственные им изменения во времени и, следовательно, может рассматриваться как главное средство в изучении эволюции неорганической природы в истории Земли.

Общая характеристика красноцветных осадочных формаций

Ряды формаций	Типы формаций	Парагенез	Вертикальные границы	Латеральные границы	Время появления	Период максимального развития	По продолжительности существования	Структурное положение	Климатическая обстановка	Главные районы распространения и возраст		
Терригенные бескарбонатные	Гематитовые	Красноцветные терригенные бескарбонатные отложения с сингенетичными прослоями гематита	Вниз по разрезу сменяют любые некарбонатные отложения; перекрываются либо карбонатными, либо соленосными сероцветными отложениями	Обычно переходят в сероцветные терригенные и карбонатные отложения	Нижний протерозой	Верхний протерозой	Отмирающие	Основание чехла древних платформ		Сибирская платформа (нижний и верхний протерозой); Китайская, Русская; Северо-Американская, Бразильская и Австралийская платформы (верхний протерозой)		
	Угленосные	Красноцветные и пестроцветные терригенные бескарбонатные отложения с сингенетичными прослоями угля	Вниз по разрезу постепенно переходят к сероцветным угленосным и карбонатным отложениям, а кверху сменяются сероцветными карбонатными и терригенными образованиями	Замещаются сероцветными угленосными или карбонатными и терригенными толщами							Верхний палеозой	Краевые прогибы и предгорные впадины, расположенные вдоль фронта герцинских и киммерийских складчатых сооружений
	Бокситовые	Красноцветные и пестроцветные терригенные бескарбонатные отложения с сингенетичными прослоями боксита	В основании разреза, как правило, залегают латеритные коры выветривания. Вверх по разрезу сменяются угленосными и глинисто-каолиновыми и различными терригенными толщами	В большинстве случаев переходят в сероцветные угленосные или терригенные толщи								
					Поздний девон — нижний карбон		Зарождающиеся		Гумидная	Казахстан, Центральная Европа, Англия, Китай (карбон); европейская часть СССР, Центральная Европа, Северная и Южная Америка, Индия (пермь); Китай, (мезозой) Русская платформа, Китай, Северная Америка (карбон); Южные окраины Западно-Сибирской низменности, Средиземноморье (мезозой); Юго-Восточная Азия, Индия, Африка, Южная и Северная Америка, частично СССР (эоцен); тропические и отчасти субтропические страны (неоген и современные)		

Терригенные карбонатные

Эвапоритовые	Меденосные
Красноцветные терригенно-карбонатные отложения с гипсами, ангидритами и редко каменными солями	Красноцветные терригенно-карбонатные отложения с медистыми песчаниками и медными рудами
Подстилаются сероцветными соленосными и карбонатными отложениями; перекрываются преимущественно меденосными красно- и сероцветными карбонатными отложениями	Подстилаются красноцветными эвапоритовыми, сероцветными карбонатными и угленосными ассоциациями; перекрываются преимущественно эвапоритовыми красноцветными и сероцветными карбонатными отложениями
В большинстве случаев переходят в сероцветные соленосные и карбонатные отложения, а также в красноцветные меденосные толщи	Сменяются эвапоритовыми красно- и сероцветными карбонатными отложениями, реже сероцветными угленосными образованиями
Кембрий	Нижний протерозой
Средний и верхний палеозой	Верхний палеозой
Зарождающиеся	Сквозные
Предгорные и межгорные впадины и прогибы, окаймляющие горные сооружения, а также внутренние впадины платформенных областей	Предгорные и межгорные впадины и прогибы, окаймляющие разновозрастные сооружения
Аридная	Сибирь (нижний и верхний протерозой, кембрий, ордовик, силур, девон); Средняя Азия (девон, карбон, пермь, палеоген, неоген); европейская часть СССР, Центральная Европа (девон, пермь); Северная Америка (пермь); Южная Америка (палеоген, неоген)
Сибирь (кембрий, ордовик, силур, девон); Средняя Азия (девон, пермь, мел, палеоген); восточная часть Центральной Европы (пермь); Северная Америка (силур, девон, пермь, триас)	

Характеристика среднепротерозойских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
Акитканская серия среднего, частично верхнего протерозоя	Прибайкалье — Акитканский и Байкальский хребты (Северо-Байкальский вулканический пояс)	Красноцветные терригенные и вулканогенные породы. В северо-восточной части пояса (Акитканский хребет) преобладают лавы среднего состава; в южной части (Байкальский хребет) — лавы кислого состава	Нижнепротерозойские дислоцированные толщ	Разнообразные породы верхнего протерозоя	Узкие грабенообразные прогибы, заложившиеся в зоне краевого шва Сибирской платформы	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезито-дацитовая и липаритовая
Уянская серия среднего, частично верхнего протерозоя	Юго-восточная часть Алданского щита	Низы разреза представлены красноцветными терригенными породами, порфиритами, фельзитами, далее — излившимися породами среднего и реже основного состава, а затем красноцветными терригенными толщами с лавами кислого состава	Складчатые толщ архея	Осадочные породы верхнего протерозоя	Узкие грабенообразные прогибы (Улканский и Биликчанский) по юго-восточной окраине Сибирской платформы	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальто-андезитовая, андезито-дацитовая и липаритовая
Ятулийская серия среднего протерозоя	Восточный склон Балтийского щита	Чередование красноцветных терригенных пород с вулканогенными породами преимущественно основного состава	Архейские и нижнепротерозойские породы различного состава	Осадочные породы верхнего протерозоя	Узкие грабенообразные прогибы и пологие мульды, переходящие в узкие синклинали и моноклинали	Красноцветная осадочно-вулканогенная диабазовая

Субиотийская серия среднего протерозоя	Центральная часть, Швеции	Красноцветные терригенные породы, кварцевые порфиры, порфиристы и их туфы, а также андезиты	Нижнепротерозойские породы различного состава	Осадочные породы верхнего протерозоя	Узкие грабенообразные впадины на Балтийском щите	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитовая
Серии Мартин и Дабаунт среднего протерозоя	Канада, район оз. Атабаска	Красноцветные терригенные породы, базальты, андезиты, липариты	Архейские гнейсы и граниты	Сведений нет	Седиментационные бассейны тектонического происхождения, края которых ограничены разломами; Канадский щит	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальто-андезитовая

Т а б л и ц а 5

Характеристика верхнепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
Среднее Кивино верхнего протерозоя	Северная Америка, район оз. Верхнего	Преимущественно базальтовые и андезитовые лавы с редкими покровами липаритов и прослоями красноцветных терригенных пород	Красноцветные терригенные породы нижнего Кивино (верхний протерозой)	Красноцветные терригенные породы верхнего Кивино (верхний протерозой)	Впадина, ограниченная разломами; Канадский щит	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальто-андезитовая
Серия Фатима верхнего протерозоя (венд)	Саудовская Аравия	Красноцветные терригенные породы, покровы кислых эффузивов и их туфы	Разнообразные породы верхнего протерозоя (рифей)	Осадочные толщи кембрия	Впадины, ограниченные разломами; Аравийская платформа	Красноцветная осадочно-вулканогенная липаритовая
Вольнская серия верхнего протерозоя (венд)	Белоруссия	Красноцветные терригенные породы с лавами преимущественно основного состава	Породы кристаллического фундамента или красноцветные терригенные толщи верхнего рифея	Терригенные и карбонатные отложения валдайской серии венда	Замкнутые бассейны, края которых ограничены глубинными разломами; западная часть Русской платформы	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая

Т а б л и ц а 6

Характеристика девонских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
Осадочно-вулканогенная серия нижнего и отчасти среднего девона	Юг Красноярского края, Тувинская автономная республика	В Красноярском крае преимущественно базальты и диабазовые порфиристы, включающие редкие прослои красноцветных пород; в Туве прослои красноцветных отложений среди вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава	В Красноярском крае карбонатные отложения докембрия и кембрия; в Туве разнообразные породы кембрия, ордовика и силура	Терригенные красно- и сероцветные породы среднего девона	Минусинский наложенный и Тувинский унаследованный межгорные прогибы; восточная часть Саяно-Алтайской складчатой области	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая и андезитовая
Осадочно-вулканогенные толщи нижнего и среднего девона	Алтайский край	Красноцветные терригенные породы среди андезито-дацитовых и липаритовых лав	Разнообразные толщи нижнего палеозоя	Серо- и пестроцветные толщи среднего и верхнего девона	Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской и Коргонский прогибы; западная часть Саяно-Алтайской складчатой области	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитовая и липаритовая
Осадочно-вулканогенная серия нижнего и среднего девона	Центральный Казахстан	Терригенные красноцветные породы с покровами вулканогенных пород разнообразного состава. Господствуют разнообразные порфиристы и порфиры	Разнообразные докембрийские и нижнепалеозойские породы	Красно- и пестроцветные терригенные толщи среднего и верхнего девона	Система наложенных грабенообразных впадин	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезито-дацитовая и липаритовая
Осадочно-вулканогенная толща Нижнего Древнего Красного Песчаника; нижний девон	Шотландия, западная часть и район Мидленда	Терригенные красноцветные и туфогенные породы с покровами базальтовых и андезитовых лав	Осадочные толщи нижнего палеозоя	Пестроцветные терригенные толщи среднего девона	Система грабенов	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая и андезитовая

Осадочно-вулканогенные толщи среднего и отчасти верхнего девона	Восточная Гренландия	Красно- и пестроцветные терригенные породы, включающие покровы вулканогенных пород основного и кислого состава	Разнообразные породы докембрия, кембрия и ордовика	Терригенные толщи карбона	Впадины в обрамлении разломов	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая и липаритовая
Осадочно-вулканогенные толщи нижнего и среднего девона	Канадские Аппалачи	Красно- и пестроцветные терригенные толщи и вулканогенные породы кислого и реже основного и среднего состава	Терригенные и карбонатные толщи силура	Терригенные и карбонатные толщи карбона	Грабены и наложенные впадины, сопровождаемые разломами	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальто-андезитовая и андезито-дацитовая

Т а б л и ц а 7

Характеристика пермских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
1	2	3	4	5	6	7
Красноцветные осадочно-вулканогенные образования ноянсомонской свиты; средняя, возможно нижняя, пермь	Южная Монголия, район сомона Ноян	Красноцветные терригенные и туфогенные породы с единичными покровами диабазовых порфиритов, липаритов и трахитов	Осадочные и вулканогенные породы среднего—верхнего карбона	Сероцветные терригенные породы с углями (верхняя пермь)	Прогиб, ограниченный краевыми разломами	Красноцветная осадочно-вулканогенная контрастная
Красноцветная осадочно-вулканогенная серия; пермь	Сев. Афганистан, зона Паропамиза	Красноцветные терригенные породы с порфиритами и трахиандезитами	Осадочные толщи верхнего и среднего карбона	Триасовые и меловые осадочные комплексы	Сведений нет	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитовая

1	2	3	4	5	6	7
Красноцветная осадочно-вулканогенная серия; пермь	Каракумы	Терригенные красноцветы среди базальтов, андезитов и порфиритов	Сведений нет	Мезозойские осадочные толщи	Система грабенов	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитово-базальтовая
Нижний Красный Лежень; нижняя пермь	р. Эмба в районе Дрездена	Красноцветные терригенные и реже туфогенные породы с покровами порфиритов	Осадочные толщи верхнего карбона	Красноцветные терригенные породы Верхнего Красного Лежня	Деленская впадина (грабен); герцинская складчатая область	Красноцветная осадочно-вулканогенная порфиритовая
Нижний Красный Лежень; нижняя пермь	ГДР, Гарц	Красноцветные терригенные породы с покровами излившихся пород кислого состава	Осадочные породы девона и карбона	Красноцветные терригенные породы Верхнего Красного Лежня	Ильфелдская впадина, ограниченная разломами; герцинская складчатая область	Красноцветная осадочно-вулканогенная липаритовая
Нижний Красный Лежень; нижняя пермь	Тюрингский лес	Красноцветные терригенные толщи с покровами порфиритов	Осадочные толщи верхнего карбона	Красноцветные терригенные породы Верхнего Красного Лежня	Бибершлагская впадина (грабен); герцинская складчатая область	Красноцветная осадочно-вулканогенная порфиритовая
Новый Красный Песчаник; пермь	Северо-западные районы Шотландии	Красноцветные терригенные и реже туфогенные породы с покровами базальтов	Осадочные толщи верхнего карбона	Пестроцветные отложения триаса	Система грабенов	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальто-андезитовая
Группа Миту; пермь	Перуанские Анды	Красноцветные терригенные и туфогенные породы с покровами андезитов и липаритов	Докембрийские и палеозойские складчатые толщи	Мезозойские осадочные породы	Система грабенов	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитово-липаритовая

Характеристика мезозойских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
Серия Нью-Арк; верхний триас	Сев. Америка, Аппалачи	Терригенные красноцветные породы с покровами базальтов	Докембрийские и палеозойские кристаллические породы	Осадочные толщи мела	Система предгорных впадин	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая
Серия Маунт-Райтон; триас	Сев. Америка, штат Аризона, горы Санта-Рита	Андезиты, липариты и дациты с прослоями и пачками терригенных красноцветных пород	Морские отложения перми	Вулканогенно-осадочные образования серии Канелло-Хиллс	Система грабен	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезито-дацитовая
Серия Канелло-Хиллс; верхний триас — нижняя юра	Сев. Америка, штат Аризона, горы Санта-Рита	Красноцветные терригенные и реже туфогенные породы, ассоциирующиеся с липаритами и отчасти дацитами	Триасовые породы серии Маунт-Райтон	Вулканогенно-осадочные образования серии Темпорал	Система грабен	Красноцветная осадочно-вулканогенная липаритовая
Серия Темпорал и Бэстаб; нижний мел	Сев. Америка, штат Аризона, горы Санта-Рита	Андезиты, липариты и дациты с прослоями и пачками красноцветных терригенных пород	Верхнетриасовые породы серии Канелло-Хиллс	Красноцветные терригенные породы нижнего мела	Система грабен вдоль края гор Санта-Рита	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезито-дацитовая
Серия Салеро; верхний мел	Сев. Америка, штат Аризона, горы Санта-Рита	Красноцветные терригенные и туфогенные породы с андезитами и дацитами	Красноцветные терригенные породы нижнего мела	Вулканогенные толщи палеогена	Система грабен	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезито-дацитовая
Тормонская и ундурхинская свиты; верхняя юра — нижний мел	Южная Монголия, Монгольский Алтай	Красно- и сероцветные терригенные отложения, вверх по разрезу сменяющиеся мощной толщей базальтов	Дислоцированные толщи нижнего палеозоя	Сероцветные терригенные породы мела	Межгорные впадины, расчленяющие герцинский складчатый фундамент	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая
Тормонская и ундурхинская свиты; верхняя юра — нижний мел	Южная Монголия, Гобийский Алтай	Красноцветные терригенные породы, ассоциирующиеся в верхней части разреза с покровами базальтов	Преимущественно нижнепалеозойские дислоцированные толщи, реже угленосная юра	Сероцветные терригенные породы мела	Межгорные впадины, расчленяющие герцинский складчатый фундамент	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая

Характеристика кайнозойских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций

Стратиграфическое подразделение, возраст	Район распространения	Общая характеристика состава	Подстилающие отложения	Перекрывающие отложения	Структурное положение	Тип формации
Красноцветная осадочно-вулканогенная толща; средний и верхний олигоцен (палеоген)	Монголия, Долина Озер	Красноцветные неслоистые глины, реже песчаники, с единичными покровами базальтов	Осадочные породы нижнего олигоцена	Галечники неогена	Межгорные впадины на гетерогенном фундаменте	Красноцветная осадочно-вулканогенная базальтовая
Нижняя красноцветная формация; нижний олигоцен (палеоген)	Центрально-Иранская область	Красноцветные терригенные отложения с прослоями туфов и туффи-тов	Вулканогенные породы эоцена	Морские отложения позднего олигоцена	Впадины, ограниченные разломами	Красноцветная осадочно-вулканогенная
Красноцветная осадочно-вулканогенная толща; нижний и средний олигоцен (палеоген)	Нахичеванская АССР	Красноцветные терригенные и туфогенные породы с покровами андезитов	Осадочные породы верхнего эоцена	Осадочные породы верхнего олигоцена	Впадины, ограниченные разломами	Красноцветная осадочно-вулканогенная андезитовая
Груша Хонда; миоцен (неоген)	Колумбия (Южная Америка), долина Верхней Магдалены	Красноцветные глины и аркозовые песчаники с прослоями туфогенных и вулканогенных пород, обособляющихся в нижней части разреза группы Хонда	Терригенные породы палеогена	Осадочные и вулканогенные породы неогена	Система грабен-ов	Красноцветная осадочно-вулканогенная

Проведенное исследование уже сейчас, как мы показали, дает возможность установить главные факторы, определяющие ход эволюции осадочного красноцветного пороодообразования. В этой связи напомним, что красная окраска пород обусловлена присутствием в их составе набора железистых минералов-красителей: гематита, гетита и др. Для сохранения этих минералов в осадке необходимо длительное влияние окислительных условий. Осуществление же этих условий возможно, прежде всего, в атмосфере, в которой присутствует свободный кислород. Такие условия, естественно, создаются только в разнообразных континентальных обстановках, в бассейнах седиментации, поверхность которых постоянно или временно располагается выше уровня грунтовых вод. Подобные бассейны размещаются в предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками, и на обширных аллювиальных равнинах, периодически затопляемых мелким морем. Следовательно, возможности образования красноцветных отложений определяются не только наличием в бассейнах седиментации свободного кислорода, но и появлением в геологической истории континентальных областей на поверхности Земли. Именно этим объясняется то, что среди красноцветных отложений господствуют континентальные образования. В морской среде, где окислительные процессы резко подавлены восстановительными, появление красноцветных отложений возможно было лишь в каких-то исключительных условиях.

Не менее важно для появления в разрезе осадочной оболочки Земли красноцветных отложений наличие в бассейнах седиментации пигментирующего материала. Подобный материал мог поставляться из источников сноса или в готовом виде из красноземных кор выветривания, или же появляться вследствие разложения железосодержащих минералов непосредственно в бассейнах седиментации. Если такой материал не поступает в бассейн седиментации, никакие окислительные обстановки в континентальных условиях не могут вызвать образование красноцветных отложений.

Огромное влияние на процессы красноцветной седиментации оказывал также и климат. Прежде всего, условия, благоприятные для образования кор выветривания, обогащенных окислами и гидроокислами железа, которые придают продуктам выветривания интенсивную окраску, создаются в тех областях земного шара, где наиболее высокие среднегодовые температуры и высокая влажность. Следовательно, чтобы происходило накопление красноцветных отложений в областях питания, должен господствовать жаркий влажный климат, сопровождающийся короткими засушливыми периодами. Для сохранения пигментирующих компонентов, а также для их образования жаркий климат, в одних случаях влажный, в других — сухой, необходим и в областях седиментации.

Таким образом, для образования красноцветных отложений совершенно необходимы следующие факторы: 1) наличие в атмосфере свободного кислорода; 2) существование стабильных участков земной поверхности с континентальными ландшафтами; 3) поступление из областей сноса в том или ином виде пигментирующего материала; 4) преобладание жаркого климата и в источниках сноса, и в бассейнах седиментации. Такие условия, по-видимому, начали создаваться еще в нижнем протерозое, но нельзя не отметить, что сейчас на земном шаре красноцветные отложения этого хронологического интервала весьма редки.

В общих процессах красноцветной седиментации, то усиливавшихся, то угасающих на протяжении геологической истории Земли, могут быть намечены хронологические рубежи, отвечающие появлению новых, отсутствовавших в предшествующие эпохи, красноцветных формаций. Этим рубежам, охватывающим сравнительно короткие интервалы геологического времени, отвечают такие ассоциации красноцветных пород,

в которых принимают участие неизвестные ранее образования, вследствие того, что общие условия красноцветной седиментации эволюционировали. Соответственно, например, типичные для докембрия гумидные гематитовые формации в более поздние этапы красноцветной седиментации сменились угле- и бокситоносными формациями, а аридные красноцветные образования на рубеже докембрия и кембрия пополнились эвапоритовыми формациями. Очевидно, что такая смена отражает некоторые ясно выраженные признаки, свойственные различным этапам красноцветной седиментации, которые разделены генеральными рубежами.

Таких рубежей в настоящее время может быть выделено по крайней мере четыре: среднепротерозойский, вендско-кембрийский, позднедевонско-нижнекарбоновый и позднепалеогеновый.

Намеченные рубежи, в свою очередь, разделяются этапами красноцветной седиментации, отвечающими докембрию, нижнему — среднему палеозою, интервалу времени от позднего палеозоя до раннего кайнозоя и кайнозою.

Обобщая известные материалы, мы попытаемся обрисовать каждый из намеченных рубежей и показать, что такими рубежами, зафиксированными появлением новых типов красноцветных формаций, ограничиваются определенные этапы красноцветной седиментации. Эти этапы не являются непрерывными, они охватывают периоды угасания и усиления красноцветной седиментации, на фоне которых рубежи могут соответствовать и вспышкам и моментам затухания процессов такого типа седиментации.

Среднепротерозойский рубеж и докембрийская красноцветная седиментация

Впервые красноцветные отложения широко распространились на поверхности Земли около 2 млрд. лет назад в среднем протерозое. Таким образом, можно наметить один из главнейших рубежей в геологической истории — среднепротерозойский, являющийся переломным в процессе образования красноцветных формаций и отвечающий тому моменту, когда их роль в процессах седиментации оказалась весьма существенной. Среднепротерозойские формации размещаются по окраинам древних докембрийских платформ — Сибирской, Русской, Северо-Американской и некоторых других. Имеющиеся в настоящее время материалы явно недостаточны для строгого выяснения общих закономерностей пространственного размещения среднепротерозойских красноцветных формаций в глобальном плане. Тем не менее даже те данные, которыми можно располагать сейчас, указывают на преимущественное распространение этих формаций на северных материках.

Характерной чертой этих формаций является то, что слагающие их красноцветные отложения постоянно сопровождаются комплексом вулканогенных пород. Это, по-видимому, не случайно, так как области накопления красноцветных вулканогенно-осадочных формаций в среднем протерозое были сосредоточены главным образом в тектонически активных зонах. В целом же красноцветные отложения занимали в это время сравнительно ограниченные площади. Причины подобной локализации следует искать, вероятно, в особенностях тектонической обстановки в среднем протерозое. Поэтому уместно попытаться привести некоторые данные по характеристике структурных условий, в которых наблюдаются эти формации.

В Сибири, в частности в области Прибайкалья, они объединяют разнообразные отложения аkitканской серии, приуроченные к линейной зоне огромной протяженности, выделяемой под названием краевого шва древней Сибирской платформы, и расположенные в области подножий древнего поднятия, возникшего, очевидно, на месте нижнепротерозойской геосинклинали (Хренов и др., 1966; Бухаров, 1966, 1969). Осадочно-вул-

каногенные красноцветные формации залегают здесь в узком грабенообразном прогибе, следуя вдоль края предполагаемого древнего горного сооружения. В аналогичных прогибах сосредоточены такие же формации (уянская серия) и на юго-восточной окраине Сибирской платформы, на Алданском щите. Характерные черты грабенообразного строения этих прогибов также выражены весьма четко (Гамалея, 1968; Гамалея и др., 1969; Забродин, 1966).

Расположенные в основании осадочного чехла Русской платформы осадочно-вулканогенные красноцветные ассоциации овручской серии размещаются в структурной зоне, также представляющей след активной деформации древних образований (Салоп, 1973). Подобные ассоциации, окаймляющие восточную и юго-восточную части Балтийского щита, тоже приурочены к узкой прерывистой полосе, в пределах которой они подчинены флексурам, осложненным системой разломов.

Сходные черты тектоники характерны и для осадочно-вулканогенных красноцветных формаций среднего протерозоя Северо-Американской платформы. Известен ряд районов их распространения на Канадском щите, причем для наиболее типичных случаев (оз. Бол. Медвежье и Атабаска) однозначно указывается приуроченность этих образований к обособленным седиментационным бассейнам, отделенным от смежных приподнятых блоков системой разломов. (Fraser e. a., 1970). Таким образом, общая картина размещения осадочно-вулканогенных красноцветных формаций в системе тектонических впадин, расчленяющих фундамент древних платформ, достаточно очевидна и, следовательно, взаимосвязь распространения этих формаций с зонами тектонических деформаций устанавливается сравнительно четко. При этом глубинность структурных преобразований, вызывающих к жизни ассоциации осадочно-вулканогенных красноцветных пород, может быть оценена не только по проявлению вулканизма, самого по себе являющегося показателем того, что в процессы деформации вовлечены сравнительно глубокие зоны, но, вероятно, еще и по составу вулканогенных пород, свойственных различным формациям. Следует подчеркнуть, что в том случае, когда среди вулканогенных образований господствуют базальтовые лавы, они указывают на проникновение разломов в зонах деформации, сопутствующих образованию вулканогенных серий, на глубины, значительно превышающие 50—60 км. Когда же наряду с базальтовыми лавами в разрезах широкое участие принимают андезитовые и липаритовые вулканы, речь, возможно, следует вести о меньших глубинах, но пути образования таких пород за счет расплавов, проникающих также и с больших глубин, сейчас обсуждаются во многих работах (Branch, 1967; Луцицкий, 1971; и др.).

Рассматривая в целом приведенные выше сведения о среднепротерозойских осадочно-вулканогенных красноцветных формациях подчеркнем, что главным фактором, способствующим их возникновению, следует считать тектонические процессы, вызывающие общую деформацию земного шара. Активизация этих процессов в среднем протерозое, в особенности к его концу, с наибольшей интенсивностью охватила, по-видимому, преимущественно северное полушарие. Здесь необходимо иметь в виду, что индикатором для такого заключения, конечно же не бесспорного, могут служить вулканогенные породы. Но в таком случае мы должны будем столкнуться с известным несоответствием подобного вывода с самыми общими представлениями о принципиальных различиях тихоокеанского и атлантического сегментов земной коры. Нельзя говорить об отсутствии подобных различий; они совершенно реальны и хорошо известны по работам Г. Штилле (1964) и Н. С. Шатского (1963), а также по результатам исследований Ю. М. Пушаровского (1967) и др. Однако можно говорить и о некоторых различиях в природе и интенсивности тектонических процессов, протекавших в среднем протерозое в северном и южном полушариях. Эти процессы, по-видимому, были более активными

именно на севере, а не на юге. В целом в среднем протерозое красноцветная седиментация осуществлялась на сравнительно небольших площадях земной поверхности, в грабенообразных впадинах, ограниченных разломами и расчленяющих фундамент древних платформ. Такие впадины были приурочены преимущественно к прогнутым зонам, следующим вдоль края древних платформ северного полушария.

Среднепротерозойские красноцветные вулканогенно-осадочные формации в общем разнообразны. Особенности их состава и строения наглядно представлены в табл. 4.

Существенно, что кроме вулканогенно-осадочных формаций для начальных этапов красноцветной седиментации свойственны еще и гематитовые формации. В частности, к ним могут быть отнесены красноцветные терригенные толщи нуямской свиты, входящие в состав нижнепротерозойской удоканской серии, известной в Атугей-Нуямском грабене, расположенном в южной части Алданского щита (Нужнов, 1968; Нужнов, Михайлов, 1968). В строении свиты (100—150 м) участвуют грубозернистые красноцветные песчаники, которым подчинены прослои вишнево-красных алевритов и гематитовых руд. В верхах нуямской свиты преобладают алевролиты и малиново-красные глинистые сланцы.

С появлением на границе среднего и верхнего протерозоя обширных устойчивых платформ площади красноцветной седиментации расширились соизмеримо с масштабами самих этих платформ и охватили как северное, так и южное полушария. Верхнепротерозойские красноцветные отложения широко распространились в осадочном чехле древних платформ: Русской, Эриа, Северо-Американской, Сибирской, Китайско-Корейской, Бразильской, Индийской и Австралийской.

Среди красноцветных образований верхнего протерозоя комплексы вулканогенно-осадочных пород встречаются гораздо реже, чем в среднем протерозое. Они известны на Русской, Северо-Американской и на севере Африканской платформ. В целом же красноцветные осадочно-вулканогенные формации этого стратиграфического подразделения сравнительно разнообразны по вещественному составу излившихся пород, но в отличие от среднего протерозоя здесь развиты преимущественно формации базальтового ряда (см. табл. 5).

Верхнепротерозойские красноцветы на Сибирской (тасеевская, мукунская и учурская серии), Китайско-Корейской (свиты Сямалин и Дяюйтай) и отчасти Русской (полесская серия) платформах, в Южной Америке (серия Итаколуми) и на Аляске (группа Тиндир) весьма распространены. Они известны, как правило, к гумидному типу, вследствие чего слагающие их красноцветные терригенные породы не только практически лишены карбонатных примесей, но и характеризуются присутствием гематитовых прослоев, образующих в некоторых районах рудные скопления. Такие красноцветные терригенные бескарбонатные породы верхнего протерозоя, обнаруживающие тесную парагенетическую связь с включениями и прослоями гематита, отчетливо обособляются в качестве представителей гематитовой красноцветной формации.

Характерные черты состава и строения гематитовых формаций выявляет пример красноцветных отложений тасеевской серии на юго-западе Сибирской платформы. В основании красноцветного комплекса этой серии обычно прослеживаются базальные конгломераты, наибольшая мощность которых устанавливается в районах южного выступа Енисейского кряжа, наименьшая — в районах Присяня и Приангарья. Терригенные отложения тасеевской серии, включающие конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также аргиллиты и песчаники с сингенетичными линзами, лепешками и прослоями гематита, отчетливо обособляются в красноцветную терригенно-гематитовую формацию. Нижняя граница формации особенно четкая, так как с ней совпадает крупная структурная перестройка рассматриваемого региона, выражен-

ная сменой геосинклинального режима орогенным (эпоха байкальской складчатости). Верхняя граница формации определяется появлением сероцветных карбонатно-сульфатных и соленосных пород кембрия. Терригенные породы этой формации бедны карбонатами. По типам пород карбонатность распределяется следующим образом: среди песчаников и гравелитов некарбонатных пород свыше 80%, среди аргиллитов и алевролитов — более 70%, а в гематитовых прослоях карбонаты вообще не содержатся. Сравнительно обогащенные карбонатами породы наблюдаются преимущественно в зеленоцветных пачках средней части разреза формации, а прослои карбонатных пород появляются только в крайних восточных разрезах, где начинается зона перехода гематитовой красноцветной формации в карбонатную.

В целом же красноцветные отложения гематитовой формации относятся преимущественно к континентальным образованиям. Они накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками и реками с блуждающими руслами. На территории этих равнин располагались также более или менее обширные эфемерные озерные водоемы. Фациальный состав этих красноцветных отложений сравнительно однороден. Среди них развиты фации пролювиальных конусов выноса, аллювия речных систем и озерных отложений.

Среди пролювиальных отложений укажем прежде всего фации подножий, представленные грубыми терригенными породами лиловато- и грязно-бурой окраски. Это преимущественно полимиктовые, плохо сортированные неслоистые породы, состоящие из неокатанного обломочного материала. Местами среди них встречаются маломощные прослои ярко-вишневых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Терригенные отложения фации подножий характерны для разрезов, расположенных вблизи источников сноса. Что касается пролювиальных отложений средних и периферических частей конусов выноса, то им свойственна перемежаемость полимиктовых и аркозовых песчаников.

Аллювиальные и озерные отложения, приуроченные к обширным предгорным равнинам, тоже широко распространены среди пород гематитовой формации. Они разнообразны по составу и представлены неоднократно повторяющимся чередованием аргиллитов и песчаников. Особое значение среди аллювиальных отложений приобретают красно-бурые аргиллиты, содержащие прослои и пачки алевролитов и тонкозернистых песчаников с плоскими «окатышами» аргиллитов. В этих породах в периферической восточной части площади развития гематитовой формации устанавливается повышенное содержание гематита, цементирующего кластические зерна и обильно пигментирующего породы. В породах, обогащенных гематитом, содержание Fe_2O_3 составляет в различных образцах 14,35; 14,55; 34,77%. Кроме того, породам подчинены плоские включения слабопесчаных скоплений гематита, имеющих вид лепешек, в которых Fe_2O_3 содержится 45,44; 66,66; 87,90%. Диаметр таких включений обычно не превышает 3—5 см, а мощность их в среднем 1,5—2,5 м. Гематитовые включения иногда образуют отдельные прослои, расположенные параллельно поверхностям напластования вмещающих пород. Сингенетичный характер включений подтверждается ненарушенным залеганием слоев аргиллита и песчаника, обволакивающих гематитовые лепешки и приспособляющихся к их очертаниям. Гематитовые прослои образованы мелкозернистыми агрегатами, состоящими из гематита и более или менее значительной примеси терригенного, преимущественно алевролитового и песчанистого кластического материала. Аналогичные черты строения и состава характерны также для терригенных пород гематитовых формаций других районов Советского Союза и мира. Особенность состава этих формаций определяется, очевидно, отсутствием в докембрийских континентальных бассейнах органики, являющейся активным восстановителем.

Докембрийскому этапу красноцветной седиментации помимо рассмотренных вулканогенно-осадочных и гематитовых формаций свойственны еще и меденосные красноцветные формации. К ним, в частности, относятся нижнепротерозойские образования удоканской серии в Олекмо-Витимской горной стране (Богданов и др., 1966). Наиболее типичные черты таких формаций выявлены на примере Удоканского медного месторождения. Все рудные тела меденосной толщи этого месторождения сосредоточены в верхней части разреза сакуканской свиты. В строении толщи принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломерато-брекчии и песчанистые известняки. В разрезе преобладают кварцевые, полевошпато-кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, а также их кварцитовидные разновидности, постоянно вмещающие медные руды. Все перечисленные породы принадлежат мелководным прибрежно-морским и подводнодельтовым, а также наземнодельтовым образованиям.

Меденосные формации отмечены также среди верхнепротерозойских отложений юго-западной окраины Сибирской платформы (Стаников, 1969). Однако распространение меденосных формаций среди красноцветных докембрийских отложений, принадлежащих преимущественно образованиям жаркого гумидного климата, следует считать скорее исключением, чем правилом. Господство гумидных жарких климатических условий на огромных территориях земного шара в докембрии подтверждается широким распространением бескарбонатных красноцветных терригенных пород. Такое их распространение находится в известном противоречии с представлениями о покровных оледенениях, охватывающих в определенные интервалы докембрия значительные площади земной поверхности. Считается, что одно из таких оледенений, происходившее в интервале 850—740 млн. лет, характерно главным образом для южных материков, другое, отвечающее отрезку в 690—640 млн. лет и получившее название лапландского, зарегистрировано в Азии, Европе, Австралии, Африке и Америке (Чумаков, 1972, 1974). На территории Советского Союза последнее оледенение, по данным многих исследователей, особенно отчетливо проявляется в основании вендских отложений Русской платформы (Бессонова, Чумаков, 1969; Махнач и др., 1976; Хоментовский, 1976). По сведениям, приведенным в обобщающей сводке А. С. Махнача с соавторами (1976), ледниковые образования (тиллиты) сосредоточены главным образом в верхней части разреза вильчанской серии, где они образуют глусскую свиту, мощность которой в отдельных районах превышает 300 м. Приведенные ими описания в известной мере настораживают читателя, поскольку все указанные для тиллитов характерные черты строения и состава с успехом могут быть использованы для доказательства иного их происхождения. В частности, при описании верхней тиллитовой пачки глусской свиты Вильчанского типа разреза А. С. Махнач и другие (1976) указывают, что окрашенные в красно-бурые и кирпично-красные тона породы этой пачки характеризуются обильной вкрапленностью каолинита. Породы плотные, массивные, лишь иногда неяснослоистые, участками обогащенные алевролитовыми и глинистыми частицами. Грубообломочный материал составляет 3—5% от их общего объема и представлен угловатыми и слабоокатанными обломками гранитов, гнейсов и кварцитовидных песчаников. Таким образом, эти «тиллиты» не отличаются, в сущности, от обычных красноцветных пород, в образовании которых принимают участие временные водотоки. Более того, наличие в таких породах обильного каолинита указывает на формирование их в условиях, сходных с теми, которые были характерны для залегающих ниже по разрезу рифейских красноцветных отложений. Между тем известно, что образование последних происходило в условиях жаркого гумидного климата. При этом возникает вопрос:

как можно объяснить, что в составе алевролита-песчаного материала нижней пачки тиллитов того же Вильчанского типа разреза преобладает кварц, на долю которого приходится 75—90% породы? Такие олигомиктовые разновидности пород скорее свидетельствуют о том, что в бассейне седиментации из источников сноса поступал зрелый материал. Описанные этими исследователями фации конечных морен напора у крутых склонов Сарматского щита, совершенно не отличаются от обычных фаций подножий широко распространенных в разрезах красноцветных отложений.

Говоря об этом, мы отнюдь не собираемся подвергать вообще сомнению существование в докембрии ледниковых образований. Нам хотелось только подчеркнуть, что для их обоснования на Русской платформе материалов явно недостаточно. Как мы видели, в приведенных описаниях этих отложений отсутствуют диагностические признаки, подтверждающие их ледниковое происхождение. К числу таких признаков, определенных одним из лучших знатоков ледниковых отложений С. Л. Троицким (1975), относятся, как известно, многофракционный гранулометрический состав и полное отсутствие слоистости отложений, плохая окатанность и сортировка, а также полимиктовый состав отложений, преобладание в породах неустойчивых к выветриванию минералов и наличие цемента, представленного механическими смесями.

В целом типичные черты древних докембрийских красноцветных формаций выявляются достаточно определенно, вследствие чего можно полагать, что начальный этап красноцветной седиментации обособляется как занимающий особое место в общей геологической истории Земли.

Вендско-кембрийский рубеж и нижне-среднепалеозойская красноцветная седиментация

Следующий рубеж, не менее существенный в истории осадочного красноцветного породообразования, тяготеет к границе докембрия и палеозоя. На этот рубеж приходится появление нового типа красноцветных формаций — эвапоритовых (сульфатно-терригенных). Красноцветные терригенные толщи с примесью карбонатного материала, принадлежащие этим формациям, сопровождаются, как правило, прослоями и включениями гипсов, ангидритов и в исключительных случаях каменными солями.

Типичным примером кембрийских эвапоритовых формаций являются образования верхоленской свиты на юго-западе Сибирской платформы. Красноцветные отложения верхоленской свиты представлены преимущественно терригенными образованиями. Самостоятельные прослои сероцветных карбонатных пород наблюдаются только в низах разреза в восточных районах развития этой свиты. Однако в северном и северо-восточном направлении красноцветные терригенные породы начинают постепенно расклиниваться сероцветными карбонатными породами вплоть до полного исчезновения красноцветов в средне-верхнекембрийских разрезах крайних северных районов Сибирской платформы. Наборы пород, типичные для эвапоритовой формации на юго-западе Сибирской платформы, отличаются преобладанием терригенных и смешанного состава терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатно-сульфатных ассоциаций, представленных тонко- и среднезернистыми, реже грубозернистыми песчаниками и гравелитами, алевролитами, аргиллитами, мергелями и отчасти доломитами, а также гипсами и ангидритами. Терригенные породы этой формации характеризуются значительной карбонатностью. Особое место в разрезах занимают тонкопереслаивающиеся ангидриты или гипсы, доломиты и алевролиты, переходящие в мергели. Сульфатные прослои есть во всех породах, но наиболее обычны они среди доломитистых и известковистых алевролитов, мергелей и аргилли-

тов. Сульфатные породы тем не менее встречаются и в песчаниках, даже в грубозернистых, хотя в последних, за редким исключением, они образуют не прослои, а включения и гнезда. Нижняя граница формации падает на смену сероцветных карбонатных, соленосно-сульфатных и соленосных отложений преимущественно красноцветными терригенными толщами; граница не является строго синхронной и проходит на различных стратиграфических уровнях кембрия. Верхняя граница формации отчетлива, поскольку слагающие ее породы вверх по разрезу сменяются красно- и сероцветными отложениями меденосной формации.

Отложения, свойственные эвапоритовой красноцветной формации юго-запада Сибирской платформы, принадлежат континентальным образованиям, которые возникают в обширных озерах, имеющих облик лагун, и на аллювиальных равнинах, в большинстве случаев удаленных от областей сноса на значительные расстояния. Весьма редко в эвапоритовой формации присутствуют морские отложения. Типичный для формации фациальный ряд может быть намечен в самых общих чертах. Этот ряд соответствует смене палеогеографических обстановок и определяет удаленность отдельных зон от источников сноса. Он не оставался постоянным на протяжении истории существования верхоленского бассейна.

В целом парагенез эвапоритовой красноцветной формации определяется особенностями тектонической обстановки и климатическими условиями, существовавшими в эпоху накопления красноцветных толщ, верхнего кембрия. Грубые терригенные породы формации могли образоваться только вблизи достаточно высоких горных сооружений, а тонкозернистые терригенные и смешанные сульфатно-терригенно-карбонатные осадки накапливались в удаленном от гор обширном равнинном бассейне. Область распространения этой формации на западе, юге и юго-востоке отделялась от смежных областей седиментации поднятиями, а на севере и северо-востоке была наклонена в сторону открытого моря. В климатическом отношении эта область седиментации представляла обширную аридную зону.

Эвапоритовые красноцветные формации наблюдаются и на других стратиграфических уровнях рассматриваемого ниже-среднепалеозойского этапа красноцветной седиментации. В частности, на Сибирской платформе такие ассоциации пород, помимо кембрия, известны в ордовике, силуре и девоне. Силурийские красноцветные отложения, в ассоциации с которыми встречаются ангидриты и соли, имеются и на Северо-Американском континенте, на западе и в центральной части Австралии. Эвапоритовые красноцветные отложения Австралии наблюдаются в разрезах «формаций» Каррибади, возраст которой отвечает интервалу верхний ордовик — нижний девон. Эвапоритовые красноцветные формации отмечены во многих районах мира и среди девонских отложений.

К сожалению, нам неизвестны причины, которые вызвали резкие и существенные изменения в процессах красноцветной седиментации, приведшие к накоплению аридных сульфатно-терригенных образований, но мы можем отчетливо фиксировать появление на рубеже докембрия и кембрия совершенно нового типа красноцветных формаций. Более того, на этом рубеже происходила существенная перестройка не только процесса осадочного красноцветного породообразования, но и некоторых других геологических процессов.

В частности, кембрийский период, по представлению многих исследователей (Страхов, 1963; Лотце, 1968; Жарков, 1974; Казанский, 1976), является первой в истории Земли эпохой массового соленакопления. По данным М. А. Жаркова (1974), ни в одном регионе Земли не известны соленосные толщи древнее кембрийских. Н. М. Страхов писал: «...отсутствие галогенных отложений явилось, как мы знаем, следствием неблагоприятного для галогенеза географического распространения платфор-

менных участков, особенно Гондваны, и их высокого стояния, что исключило развитие крупных полужамкнутых соленых морских водоемов, необходимых для галогенной седиментации» (Страхов, 1963, с. 514).

На границе докембрия и кембрия произошло резкое изменение химического состава группы глауконита, выразившееся в смене сколитов (глиноземистый аналог глауконита), характерных для докембрия, железистыми глауконитами, появившимися в кембрии (Николаева, 1971). С указанным рубежом связывают также и появление и массовое распространение скелетообразующих организмов (Соколов, 1960, 1974; Berkner, Marshall, 1965; и др.). Все это подчеркивает общее принципиальное значение данного рубежа в истории Земли.

Кроме эвапоритовых формаций для нижне-среднепалеозойского этапа характерны и другие типы красноцветных формаций. Это, прежде всего, меденосные формации, особенно распространившиеся в кембрии, ордовике и силуре на Сибирской платформе, а также отчасти и в девоне Саяно-Алтайской складчатой области, Казахстана, Русской платформы и Канады. Что касается разнообразных осадочно-вулканогенных формаций, то они были приурочены главным образом к завершающим этапам развития рассматриваемого периода времени. Отсутствие таких формаций в кембрии, ордовике и силуре, очевидно, можно объяснить своеобразными палеогеографическими обстановками, а именно преобладанием морской седиментации над континентальной и соответственно сравнительно низким стоянием платформ. Такие предположения хорошо согласуются с материалами об ограниченном распространении в нижнепалеозойский этап геологической истории континентальных красноцветных образований (Анатольева, 1972) и о практически полном отсутствии наземного вулканизма (Волков, 1973, 1974).

Наметившаяся на границе силура и девона смена морских условий седиментации континентальными на обширных территориях земного шара привела к образованию в нижнем девоне мощных комплексов красноцветных образований (Жинью, 1952; Синицын, 1970; Анатольева, 1972). Девонские континенты явились не только областями интенсивного развития процессов красноцветной седиментации, но и ареалами активного развития наземного вулканизма. Именно поэтому в девонскую эпоху (в нижнем и отчасти среднем отделах) образовались устойчивые парагенезы красноцветных осадочных и вулканогенных пород. Они известны во многих районах юга Сибири, в Центральном Казахстане, на Русской платформе, на Британских островах, в Гренландии и ряде районов Северной Америки (см. табл. 6). Среди девонских вулканогенных пород преобладают базальтовые и андезитовые лавовые излияния, а перемежающиеся с ними красноцветные терригенные и туфовые образования включают обычные и туфовые конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. В целом девонские парагенезы красноцветных терригенных и вулканогенных пород типичны главным образом для областей каледонских складчатых сооружений северного полушария земного шара.

На юге Сибири вулканическая деятельность проявилась в областях активной перестройки ранее сформировавшихся тектонических структур, в частности на консолидированных участках древних каледонид, расчлененных в начале нижнедевонской эпохи системой разломов на отдельные блоки. Предполагается, что в восточной части Саяно-Алтайской складчатой области эти разломы были сосредоточены главным образом на своде, подвергшемся обрушению, вследствие чего на его месте возник крупный наложенный Минусинский прогиб. Здесь накапливались преимущественно базальтовые лавы. В прогибах, удаленных от края Сибирской платформы (Тувинский, Кузнецкий, Ануйско-Чуйский, Коргонский и Уйменско-Лебедской), вулканогенные породы представлены лавами разнообразного состава. Они прослеживаются не повсеместно и тяготеют к окраинам этих прогибов, обращенным в сторону платформ.

В Центральном Казахстане парагенезы терригенных красноцветных и вулканогенных пород наблюдаются преимущественно в участках, которые в нижнем девоне были захвачены глыбовыми перемещениями, сопровождавшими интенсивное горообразование (Богданов, 1965). Вдоль тектонических швов, расчленявших отдельные глыбы, возникали наложенные впадины, в которых накапливались грубые красноцветные толщи и продукты деятельности андезитовых и липарито-дацитовых вулканов. Такая тектоническая и палеогеографическая обстановка, сохранявшаяся в Центральном Казахстане вплоть до начала верхнего девона, привела к образованию мощных (3—5 км) красноцветных осадочно-вулканогенных формаций. Пространственное размещение этих формаций хорошо согласуется с общим планом простираний каледонского основания.

На Русской платформе парагенезы вулканогенных и красноцветных пород типичны для линейных прогибов, расчлененных разломами, что можно видеть на примере девонских разрезов Днепровско-Донецкой впадины (Усенко, Бернадская, 1954). Сходные парагенезы девонских красноцветных терригенных и вулканогенных пород встречаются в Великобритании, Гренландии и Канадских Аппалачах (Allen e. a., 1967). На всех этих территориях вулканы также располагались вдоль разломов и флексур, ограничивающих отдельные блоки, возникшие в связи с каледонской складчатостью.

Состав терригенных красноцветных пород девонских осадочно-вулканогенных формаций в целом весьма сходен, а вулканических излияний меняется в зависимости от того, в какой структурной обстановке находится та или иная область девонской красноцветной седиментации. На платформах, где тектоническая подвижность затрагивает участки уже давно сформированные, господствуют базальтовые излияния, а в областях, которые и в девоне были охвачены интенсивными тектоническими движениями и складчатостью, лавы обычно приобретают более пестрый состав и сопровождаются широким развитием эксплозионной вулканической деятельности.

Позднедевонско-нижнекарбонный рубеж и красноцветная седиментация позднего палеозоя — раннего кайнозоя

Переломный момент в процессах красноцветной седиментации приходится также и на рубеж, который отвечает позднему девону — нижнему карбону. Появление в этот интервал первых наземных растений, а также зарождение первых сухопутных позвоночных животных существенным образом отразилось на процессах осадочного красноцветного породообразования. С этим рубежом связано появление в разрезах осадочной оболочки Земли бокситоносных и угленосных красноцветных формаций.

Известно, что в конце силура — начале девона в связи с сильной аридизацией климата начался выход растений из зон морского мелководья и расселение их на суше (Криштофович, 1959; Ананьев, 1959; Синицын, 1970). Древнейшие наземные растения — псилофиты — являлись примитивными сосудистыми растениями, лишенными корневой системы и листового покрова. Многие из них еще оставались растениями, обитавшими в ландшафтных обстановках, характерных для участков земной поверхности, расположенных на границе суши и моря. Такие растительные остатки сосредоточены в нижнедевонских континентальных красноцветных толщах различных районов СССР, Норвегии, Англии, Северной Америки. Более поздняя гиениевая флора, представленная лепидофитами, папоротниками и артикулятами, появилась в среднем девоне. Археоптериевая верхнедевонская флора включает также первые настоящие голосеменные птеридоспермы, способные размножаться вне воды. В целом же флора верхнего девона характеризуется сравнительно хорошо разви-

той корневой системой и обильным облиствением. Это была уже вполне освоившаяся наземная растительность, ареалы распространения которой продвинулись далеко в глубь суши. Многочисленные остатки археоптериевой флоры встречаются в красноцветных толщах верхнего девона и непосредственно в самих красноцветных песчаниках, а также в чередующихся с ними прослоях зелено- и сероцветных пород. А. Н. Криштофович считает, что археоптериевая флора обитала в континентальных засушливых условиях вблизи водоемов лагунно-озерного типа. Оценивая значение различных групп девонских флор для восстановления условий их обитания, необходимо иметь в виду, что, по Д. Аксельроду (Axelrod, 1959), различия в составе трех растительных сообществ определяются не возрастным их положением, а экологическими условиями обитания в гористых районах (гиениевая и археоптериевая флора) или на обширных низменных территориях в области побережий (псилофиты).

Для нас же наибольший интерес представляет влияние этой растительности на процессы красноцветной седиментации. Прежде всего наличие наземной растительности на континентах обусловило появление в красноцветных отложениях первых прослоев угля типа барзасской рогожки еще в девоне. В карбоне с появлением лесов, продуцирующих огромные количества биологической массы, процессы углеобразования в бассейнах красноцветной седиментации заметно активизировались, а в перми и последующие геологические эпохи угленакопление уже получило массовое распространение.

В раннем карбоне в пределах континентальных низменностей широко распространилась экологически разнообразная лесная растительность, представленная лепидофитами, каламитами и древовидными папоротниками. Во второй половине карбона растения осваивают уже аридные зоны земной поверхности, появляются хвойные растения и новые группы ксерофильных птеридоспермов. Ареалами развития этой растительности становятся уже аллювиальные равнины, занимающие обширные участки суши (Синицын, 1970).

Наиболее древние угленосные красноцветные формации установлены соответственно в нижнем карбоне (верхний визе—намюр) в южной части Тенизской впадины (Кумпан и др., 1969). Здесь угленосные породы ассоциируются с разнообразными терригенными породами, окрашенными в красные и пестрые тона. Парагенезы красноцветных пород с углями широко представлены также среди верхнекарбоновых отложений. Примером могут служить слои Ронда и отчасти Лайнфи верхнего карбона южной части угольных полей Великобритании (Downing, Sguirell, 1965). Самые мощные прослои углей сосредоточены в восточной части района, где в строении разреза принимают участие песчаники, кварциты и конгломераты, чередующиеся с красными и зелеными глинистыми породами. Красноцветные породы с редкими прослоями углей известны также среди отложений верхнего карбона Центрального Аушира и Южных гор и в красноцветных пачках верхнекарбоновых отложений восточных районов Великобритании (Archer, 1965). Прослои углей имеются и в красноцветных отложениях верхнего карбона Монетинского бассейна Чехословакии.

Пермская растительность приобретает еще большее экологическое разнообразие и становится более высокоорганизованной (Синицын, 1970). На этом стратиграфическом уровне красноцветные угленосные формации особенно выразительны. Типичные черты этих формаций обнаруживает серия Данкард, выполняющая крупный синклинорий Аллегейн в пределах Аппалачской складчатой системы Северной Америки (Veggyhill, 1967). Континентальные толщи серии Данкард, представленные красно-, зелено- и сероцветными песчаниками и аргиллитами, которые образуют различные сочетания с загрязненными известняками и алевролитами, а также с маломощными прослоями углей, выделяются в качестве красноцветной терригенно-угленосной формации. Нижняя граница

формации приходится на смену сероцветных угленосных толщ верхнего карбона преобладающими в разрезе красноцветными породами нижней перми. Верхняя граница в данном районе остается неохарактеризованной, поскольку отложения серии Данкард представляют самую верхнюю часть разреза, которым завершается разрез синклинория.

Красноцветные угленосные толщи серии Данкард накапливались в континентальных условиях в виде аллювиальных, озерных и болотных осадков. Наиболее типичными наборами пород этой угленосной формации являются разнотерристые красно-бурые, серые и зеленые песчаники и аргиллиты с линзообразными прослоями загрязненных обломочным материалом известняков и углей. Песчаники и аргиллиты накапливались преимущественно на территории аллювиально-дельтовых равнин, а известняки и угли — в переходной зоне, представляющей сложное переплетение озерных и аллювиально-дельтовых обстановок. Следующий набор пород, также весьма характерный для формации, представлен чередованием известняков, загрязненных терригенным материалом, с редкими прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов, тонко- и среднетерристых песчаников с хорошо выдержанными прослоями углей. В таких разрезах красноцветных пород около 20%. Для угольных наборов обычны либо только сероцветные породы, либо сероцветные породы совместно с красноцветными, либо, наконец, только красноцветы. В сероцветных угольных наборах мощность угольных прослоев значительна и нередко превышает 2 м, в частично красноцветных она меньше, не более 1—2 м, а в красноцветных — всегда меньше метра. Все эти породы свидетельствуют об озерно-болотных условиях седиментации.

Наборы пород, состоящие из загрязненных известняков, чередующихся с известковистыми аргиллитами и редкими, но хорошо выдержанными прослоями углей и песчаников, относятся к озерным образованиям; угольные же прослои возникали в заболоченных участках озер. Беррихилл указывает, что вследствие плоского равнинного характера области седиментации водная поверхность по временам покрывала огромные площади и превращала бассейн Данкард в систему обширных мелководных озер. Озера постепенно заполнялись осадками или зарастали, на их месте возникали болота, которые затем подвергались дренированию речной сетью. Такие изменения происходили неоднократно во времени и пространстве.

Пермские красноцветы, в ассоциации с которыми находятся угли и угленосные породы, известны и в других районах земного шара, в частности в Центральной Европе, европейской части СССР, Южной Африке и Индии.

В триасе, как известно, в составе флоры доминирующее значение приобретают папоротниковые и хвойные. С этим периодом связано и первое появление типичных растений пустынь (Жинью, 1952). Однако в триасе красноцветных угленосных формаций гораздо меньше, чем в перми. Это, вероятно, можно объяснить тем, что главные области триасовой красноцветной седиментации располагались в зонах аридного климата. Такое их размещение может быть объяснено высоким расположением в это время платформ относительно уровня моря.

Пример триасовых угленосных красноцветных формаций дает группа Нью-Арк в США. Красноцветные отложения этой группы размещаются в системе грабен, расположенных на восточном склоне Аппалачей. В Виргинии, в Ричмондском бассейне среди красноцветных отложений наблюдаются рабочие пласты угля (Данбар, Роджерс, 1962). Аналогичный пример триасовых пестро- и красноцветных толщ, включающих угли, дает разрез челябинской серии Челябинского бурогоугольного бассейна.

Красноцветные отложения наблюдаются и среди угленосных серий юрского возраста. Однако среди меловых, а тем более палеогеновых красноцветных отложений такие парагенезы сравнительно редки.

В целом по вещественному составу красноцветные угленосные формации существенно отличаются от других типов красноцветных формаций не только присутствием самостоятельных прослоев углей, но и характерными наборами пород, образующими типичные фациальные комплексы, которые возникали в прошлом на заболоченных территориях. Облик подобного типа угленосных формаций определяется существованием бо-лотных фаций красноцветных отложений.

Огромное количество биологической массы на континентах в условиях жаркого влажного климата не только оказало влияние на формирование в рассматриваемый этап седиментации угленосно-красноцветных парагенезов. Оно способствовало также усилению процессов выветривания и, в частности, еще в позднем девоне привело к разделению алюминия и кремния, что дало толчок массовому возникновению в этот отрезок геологической истории латеритных кор выветривания, являющихся первым и необходимым условием образования бокситов. Ведущую роль растительности, наряду с климатом и другими факторами, в образовании бокситов показал Б. М. Михайлов (1964) на примере горных районов Либерийского щита в Африке. По его данным, под воздействием растительного покрова породы субстрата, представленные в изученном им районе долеритами, уже на расстоянии 0,5—1 см от поверхности превращаются в рыхлую пористую массу. В процессе выветривания из долерита интенсивно выносятся кремнезем, щелочи и щелочные земли; пироксен и оливин долеритов расчленяются системой мелких трещин, вдоль которых накапливаются гидроокислы железа и иддингсит, а по плагиоклазам идет интенсивное образование гидроаргиллита. Расчеты, проведенные Б. М. Михайловым, показывают, что только растительный покров способствует продвижению процессов латеритизации в глубь пород со скоростью около 1 см в 600 лет. А если учесть еще влияние на процессы выветривания грунтовых вод и органических кислот, выделяемых растениями, то скорость формирования латеритной коры выветривания в условиях тропического климата окажется еще более значительной.

В девоне, где еще не было хорошо закрепленного растительного покрова, а следовательно, было ослаблено взаимодействие фильтрующих вод с горными породами, латеритные коры выветривания были маломощными и распространялись на ограниченных участках земной поверхности (Синицын, 1976). Настоящие латеритные коры выветривания появляются только в позднем девоне — раннем карбоне. Такие коры наиболее обстоятельно описаны Ф. А. Киреевым (1975) и К. Н. Трубиной (1961) для Североонежского месторождения бокситов. Латеритная кора выветривания на этом месторождении развивалась на метаморфизованных протерозойских породах, представленных амфибол-хлоритовыми и кварц-карбонат-талк-хлоритовыми сланцами, а также основными эффузивами. Все эти породы принимают участие в строении гряды Ветряного пояса, расположенной на склонах Балтийского щита.

На амфибол-хлоритовых сланцах образуются три зоны коры выветривания (снизу вверх): монтмориллонитовая, каолининовая и железисто-гиббситовая. Уже вверху каолининовой зоны в малых количествах появляется свободный глинозем, а в железисто-гиббситовой зоне наблюдаются агрегаты кристаллов гиббсита, вокруг которых развиваются пленки, сложенные гетитом и гематитом. О том, что это типичная латеритная кора выветривания, свидетельствует сохранение текстурных особенностей амфибол-хлоритовых сланцев в гиббситовой зоне. На кварц-карбонат-талк-хлоритовых сланцах кора выветривания также начинается монтмориллонитовой зоной, выше которой располагается каолининовая, а затем железисто-бемитовая зоны. Верхняя железисто-бемитовая зона, венчающая профиль коры выветривания, складывается латеритными образованиями, окрашенными в бурые, бледно-розовые и коричневые тона (Киреев, 1975). Что касается латеритной коры выветривания на основных эффузивах,

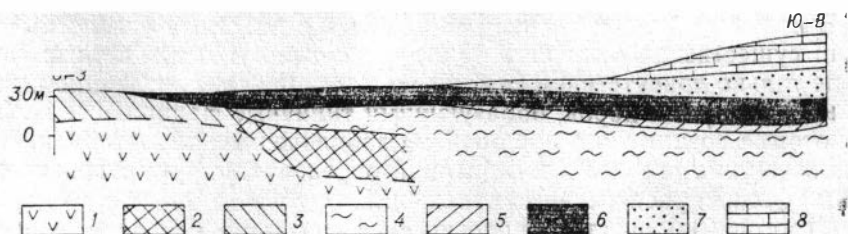


Рис. 18. Продольный геологический разрез через одну из бокситовых залежей Североонежского района, по Ф. А. Кирееву (1975).

1 — основные породы протерозоя; 2 — девонская кора выветривания и 3 — визейская латеритная кора выветривания основных пород протерозоя; 4 — песчано-глинистые породы верхнего девона; 5 — подрудный горизонт; 6 — осадочные бокситы; 7 — надрудный горизонт; 8 — известняки карбона.

то она также имеет четкое зональное строение. Ее верхняя, железисто-гиббситовая зона, очевидно, была мощной, о чем свидетельствует широкое распространение в районах ее развития делювиальных и пролювиальных отложений, представленных переотложенным материалом латеритной коры выветривания (Трубина, 1961). Переотложенные продукты латеритных кор выветривания привели к образованию бокситов Североонежского месторождения, среди которых выделяются делювиальные бокситы склонов и озерные бокситы депрессий. Делювиальные бокситы по минеральному и химическому составу сходны с образованиями верхней зоны латеритной коры выветривания, но отличаются от них обломочным строением (Киреев, 1975). Обломочный материал бокситов, состоящий из гиббсита, бемита, каолинита и гидроокислов железа, плохо сортирован и характеризуется угловатыми и полуокатанными формами. Озерные бокситы имеют каолинит-бемитовый состав и представляют собой мелкообломочные породы, окрашенные в светлые тона.

В целом бокситоносная толща Североонежского месторождения имеет четкое трехчленное строение. Нижняя подбокситовая часть разреза складывается розовато-красными каменистыми глинами каолинитового состава, средняя — бокситами, верхняя, надбокситовая, — красно- и пестроцветными песчаными и слюдистыми глинами, в нижней части разреза содержащими включения железистых оолитов. Возраст бокситоносной толщи Североонежского месторождения визейский (нижний карбон). Залагает она с перерывом или на коре выветривания протерозойских пород, или на терригенных породах верхнего девона (рис. 18).

Другой пример визейских бокситоносных образований дают пестроцветные песчано-глинистые толщи Тихвинского месторождения (Вишняков, 1940). Породы этой толщи залегают на резко расчлененной поверхности верхнедевонских отложений. Континентальные отложения песчано-глинистой толщи четко распадаются на три части: подбокситовую, бокситовую и надбокситовую. Состав и мощность подбокситовых пород находится в прямой зависимости от рельефа девонской поверхности. Наиболее распространены среди них пестроцветные глины, залегающие между девонскими красноцветами и бокситами. Глины окрашены в пестрые или коричневые тона и принадлежат типу полусухаристых каолинистых глин. Постепенными переходами они связаны с подстилающими девонскими красными глинами и с перекрывающими их бокситами. В пестроцветных глинах снизу вверх по разрезу исчезают слоистость, пластичность и известковистость, постепенно они приобретают признаки бокситовых пород. Химические анализы показывают, что от основания глин к кровле постепенно уменьшается количество щелочей и кремнезема и увеличивается содержание глинозема. Некоторые исследователи (Волков, 1934) рассматривают красноцветные глины как первую зону латеритного выветривания. Наибольшая мощность (7—10 м) пестроцветных глин

приходится на пониженные участки девонского рельефа, наименьшая (0,5 м) — на возвышенные. Гораздо реже подбокситовые породы представлены маломощными белыми каолиновыми слюдистыми или темно-серыми, а иногда и коричневыми углистыми глинами.

Бокситовые породы обычно заполняют долины балочного типа и лишь изредка образуют маломощные покровы на водоразделах. Они представлены сиаллитами, аллитами и бокситами, общая мощность которых от нескольких сантиметров до 15 м.

Надбокситовые породы в низах разреза состоят из серых и черных углистых глин, местами замещаемых красными железистыми глинами. Верхи разреза сложены красными песчаными глинами. Общая мощность надбокситовых пород 5—8 м. В целом в период накопления континентальных отложений песчано-глинистой толщи наряду с крупными и мелкими эрозионными долинами и выработанными речными потоками существовали озера и болота.

Наиболее древние латеритные бокситы известны на Тимане (Абрамов и др., 1975; Демина, Кузьмина, 1975). Здесь на закарстованной поверхности карбонатных пород рифея залегают верхнедевонские (нижнефранские) вулканогенно-осадочные образования, в основании которых прослеживается бокситоносная толща. Нижняя часть разреза этой толщи представлена красными аргиллитовыми глинами, сменяющимися вверх по разрезу бокситоносными породами. В подошве аргиллитовых глин наблюдаются карстовые брекчии, состоящие из остроугольных обломков известняка, красных железистых, зеленых слюдистых и белых каолинизированных глин. Эти брекчии сменяются глинисто-железистыми брекчиями, в строении которых участвует красная пелитовая основная масса, включающая остроугольные обломки пород каолинитового состава. Затем идет чередование красных и пестрых аргиллитовых глин с глинистыми брекчиями. Большинство геологов породы нижней части разреза бокситоносной толщи относят к промежуточной зоне латеритной коры выветривания; мощность ее колеблется от первых до 62 м.

Средняя, бокситоносная, пачка состоит из красно-коричневых аллитов серицит-бемитового состава с примесью шамозита и каолинита. Аллиты пелитовой, шамозитовой, реже оолито-бобово-обломочной структуры, их мощность 0—5 м. Аллиты постоянно переходят в бокситы двух разновидностей: красные маркие и пестроокрашенные каменистые. Маркие бокситы приурочены к нижней и средней частям бокситового пласта, а каменистые — к верхней. Мощность бокситов 1—25 м.

Перекрывающие аллиты, составляющие верхнюю часть разреза бокситоносной толщи, представляют собой шамотизированные и каолинизированные бокситы (0—5 м). Бокситоносная толща вверх по разрезу сменяется верхнедевонскими покровами и силлами основных пород и их туфов, чередующихся с терригенными толщами. Среди бокситов Тимана выделяют элювиально-делювиальные фации, для которых характерно беспорядочное расположение неокатанных обломков, сцементированных мелкообломочным и пелитоморфным материалом вишнево-красного цвета, и переотложенные бокситы, содержащие растительный детрит и обугленные древесные остатки (Абрамов и др., 1975).

Примеры пермских бокситоносных толщ, обнаруживающих парагенетические связи с континентальными красноцветными образованиями, весьма немногочисленны. В настоящее время такие толщи могут быть отмечены в периферических частях угленосных бассейнов северных районов Китая и Кореи. Они представлены пестро- и красноцветными железисто-каолиновыми глинами, содержащими маломощные, не имеющие практического значения, пласты бемитовых и диаспоровых бокситов и аллитов (Синицын, 1976).

Еще меньше ассоциаций континентальных красноцветных отложений с бокситами в триасе, так как на этот период времени приходится одна

из наиболее выдающихся по своему общему значению эпох аридизации климата. Только в позднем триасе, с которым связывают наступление на обширных участках земной поверхности гумидного климата, начинается первый в мезозое расцвет бокситонакопления (Синицын, 1976). Бокситоносные отложения этого возраста распространены, в частности, на восточном склоне Урала. Однако максимальное проявление бокситонакопления в мезозое приходится на меловое время. Апт-альбские и отчасти сеноманские бокситоносные толщи широко известны в районах Средиземноморья и по южному обрамлению Западно-Сибирской низменности. Связь континентальных пестро- и красноцветных образований с бокситами продолжает наблюдаться и в начале кайнозойской эры на обширных площадях, расположенных на различных широтах. Примеры мезозойских и кайнозойских бокситоносных толщ уже приведены нами в I главе. В целом анализ имеющихся данных приводит к выводу о том, что в красноцветных континентальных формациях встречаются бокситы только латеритного типа. Даже при наличии латеритных кор выветривания в источниках сноса для образования бокситов в красноцветных толщах необходимо соблюдение следующих условий: 1) относительно спокойная тектоническая обстановка не только в источниках сноса, но и в областях красноцветной седиментации; 2) расположение областей седиментации в непосредственной близости от площадей развития латеритных кор выветривания; 3) определенные климатические и ландшафтные обстановки в областях седиментации.

В таких условиях появляется принципиальная возможность образования бокситов в континентальных красноцветных формациях.

Образование в бассейнах красноцветной седиментации химически осажденных бокситов за счет поступления растворенного глинозема, по всей вероятности, не происходило. Это можно объяснить тем, что в таких бассейнах всегда в избытке находится кремнекислота, которая немедленно вступает в реакцию с глиноземом и приводит к накоплению в осадке каолинитового, галлуазитового и гидрослюдистого вещества. Нельзя не подчеркнуть, что процесс бокситообразования находится в тесной связи и взаимно обусловлен процессом углеобразования. Именно поэтому наблюдается такое тесное переплетение боксито- и угленосных красноцветных формаций.

Помимо указанных формаций, на данном этапе красноцветной седиментации были широко распространены эвапоритовые и меденосные формации.

Эвапоритовые формации особенно типичны для пермской эпохи. Обширные области красноцветной седиментации, связанные с накоплением сульфатных пород, располагались в восточных районах Русской платформы, в южных районах Джезказганской впадины, на территории Северо-Германской впадины, в Англии и во многих районах Северной Америки. Велика роль этих формаций и в строении триасовых красноцветных образований на обширных площадях Англии, Центральной Европы, европейской части СССР, Австралии и Африки. Меловые эвапоритовые формации широко известны в различных районах Средней и Центральной Азии. Хотя парагенез эвапоритовых красноцветных формаций определяется главным образом климатическими условиями, существовавшими в областях красноцветной седиментации, особенности тектонической обстановки также играли важную роль в формировании облика этих формаций.

Меденосные красноцветные формации на этом отрезке геологического времени встречаются в разрезах различных территорий земного шара. Более того, в отложениях верхнего палеозоя сосредоточены, вероятно, главные медные руды, встречающиеся в красноцветных толщах и имеющие промышленное значение. В Советском Союзе запасы меди в красноцветных толщах связаны со средне- и верхнекарбовыми отложениями Центрального Казахстана. Здесь меденосные красноцветные отложения

джезказганской свиты, представленные типичными наборами терригенных, красно-, зелено- и сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и отчасти конгломератов, включают горизонты медистых песчаников. Особенно широкое распространение меденосные красноцветные формации получили в пермское время. На этом стратиграфическом уровне они наблюдаются на Русской платформе, в Центральной Европе и Северной Америке. Меденосные формации известны и среди меловых и палеогеновых красноцветных образований Средней и Центральной Азии, а также Северной Америки.

На рассматриваемом этапе красноцветной седиментации широко распространены и осадочно-вулканогенные формации. Связи вулканизма с пермской красноцветной седиментацией достаточно отчетливо устанавливаются на примере Центральной Азии, Центральной Европы, Южной Америки и некоторых других районов (см. табл. 7). Во всех этих районах наблюдается характерная картина размещения вулканогенно-красноцветных ассоциаций в системе впадин, ограниченных разломами и приуроченных к областям распространения глыбовых структур, возникших вслед за процессами герцинского горообразования. Состав лав, сформировавшихся в процессе внедрения магм, сравнительно пестрый, хотя в целом в системе этих впадин преобладают породы липаритового и андезитового ряда. Базальтовых лав во впадинах сравнительно немного и они, по-видимому, не типичны для пермских красноцветных осадочно-вулканогенных формаций. Можно соответственно предполагать, что состав излияний для пермского периода в какой-то мере был своеобразен, что, впрочем, требует дополнительного анализа, лежащего за рамками данной работы.

Приведенные в табл. 8 сведения о типовых разрезах мезозойских осадочно-вулканогенных формаций показывают, что распространение последних на территории Северной Америки и Центральной Азии может служить основой для проведения известных параллелей с данными, установленными по другим возрастным срезам. Если очевидна общая приуроченность этих формаций к системе впадин, расположенных вдоль края герцинских горных сооружений (например, серия Нью-Арк) или расчленяющих эти сооружения (Монголия и другие территории), то характерные черты состава вулканических продуктов остаются еще недостаточно ясными. Тем не менее обращает на себя внимание существенное распространение базальтовых излияний, наряду с которыми довольно часто встречаются липаритовые и андезитовые лавы.

Сведения, которыми можно иллюстрировать определенные черты строения и условия залегания палеогеновых осадочно-вулканогенных красноцветных формаций (см. табл. 9), мало отличаются от данных по мезозою. Такие ассоциации известны, в частности, в Центральной Азии, Иране и на территории Нахичеванской АССР в Советском Союзе. Приуроченность этих ассоциаций к системе впадин, обрамленных разломами, и существенная роль базальтовых излияний, сопутствующих красноцветной седиментации, по-видимому, типичны и для палеогена.

Позднепалеогеновый рубеж и кайнозойская красноцветная седиментация

Следующий рубеж, хотя и нечетко проявленный соответствующим изменением вещественного состава и парагенеза красноцветных отложений, но выраженный резким уменьшением площадей красноцветной седиментации, отвечает верхней части палеогена (примерно середина олигоцена). Если в доолигоценовую историю бассейны красноцветной седиментации размещались на разных, в том числе и на современных приполярных широтах земного шара, то с середины олигоцена эти бассейны ограничиваются только определенными приэкваториальными зонами зем-

ной поверхности. Такое ограничение может быть отмечено еще для начала палеогена, но особенно четко оно проявилось в середине олигоцена. Происшедшие на этом рубеже изменения в процессах красноцветной седиментации привели к такому расположению областей накопления красноцветных отложений, которое мы наблюдаем в настоящее время.

По всей вероятности, расположение областей красноцветной седиментации в кайнозойское время следует объяснять климатической зональностью, которая, как можно полагать, особенно резко выразилась в конце палеогена. Это не значит, что в докайнозойское время на земном шаре климат был однообразен. Но судя по массовому распространению на значительных площадях земного шара красноцветных отложений в докембрии, палеозое и мезозое, можно говорить, что на протяжении всего этого времени господствовал теплый, даже относительно жаркий климат. Очевидно, в докайнозойское время были резко разделены только зоны гумидного и аридного климата. Такой вывод хорошо согласуется с материалами тех исследователей, в которых отмечено господство тропического и субтропического климата вплоть до середины олигоцена. Во всяком случае, пока мы не располагаем другими данными, которыми можно было бы объяснить столь широкий охват огромных территорий красноцветной седиментацией, как это имело место в докайнозойскую историю Земли. Даже если учесть указываемую многими сторонниками глобальной тектоники картину дрейфа континентов и перемещение полюсов, мы не сможем найти других причин, кроме отсутствия резко выраженной климатической зональности, для объяснения распространения красноцветов в докайнозойское время почти на всех широтах, вплоть до околополярных территорий.

Верхнеолигоценовые и неогеновые красноцветные формации строго приурочиваются к четко обособленным аридной и гумидной зонам тропического и отчасти субтропического климата. В аридной зоне сосредоточены карбонатно-терригенные красноцветные отложения, среди которых известны представители эвапоритовых и меденосных формаций. Красноцветные формации аридной зоны прослеживаются в районах Центральной и Средней Азии и в северной части Центральной Америки. В целом красноцветные отложения этих формаций характеризуются широким развитием грубообломочных разновидностей терригенных пород. Указанный состав этих отложений является отражением контрастного рельефа, обусловленного альпийским орогенезом.

В гумидной зоне распространены бескарбонатные красноцветные образования, как правило, сильно железистые, а местами бокситоносные. Этот тип красноцветных формаций известен в Южном Китае, Индокитае, Северной Австралии, Индонезии, Индостане, а также в Африке, в Южной и отчасти в Центральной Америке. Красноцветные бокситоносные формации рассматриваемого стратиграфического интервала не выходят за пределы 20° с. ш. и ю. ш., в то время как аналогичные эоценовые формации наблюдались вплоть до 50° с. ш. и ю. ш.

Нельзя не обратить внимания и на то, что с рассматриваемым рубежом связано почти полное исчезновение самостоятельных угленосных красноцветных формаций. В областях красноцветной седиментации мало мощные прослои углей наблюдаются главным образом в парагенезе с бокситами. Что касается осадочно-вулканогенных красноцветных формаций, то они встречаются и на этом этапе геологической истории Земли и по составу аналогичны палеогеновым формациям. В связи с дальнейшим резким похолоданием в плейстоцене ареалы четвертичных красноцветных отложений еще более сократились. Бассейны красноцветной седиментации стали размещаться строго в экваториальной и отчасти приэкваториальной зонах Земли. Таким образом, данный рубеж тоже четко проявлен и в целом открывает новый этап в изменении процессов осадочного красноцветного породообразования.

В геологической истории Земли благоприятные условия для накопления красноцветных отложений начали создаваться еще в нижнем протерозое. Однако широкое распространение красноцветные отложения впервые получили около 2 млрд. лет назад в среднем протерозое. Таким образом, можно наметить один из главнейших рубежей в геологической истории — среднепротерозойский, являющийся переломным в образовании красноцветных формаций.

В среднем протерозое красноцветная седиментация осуществлялась на ограниченных площадях земной поверхности, в грабенообразных впадинах, ограниченных разломами и расчленяющих фундамент древних платформ. Такие впадины тяготеют преимущественно к прогнутым зонам, следующим вдоль края древних платформ. Среднепротерозойские красноцветные отложения повсеместно сопровождаются вулканогенными комплексами пород, указывающими на большую тектоническую активность древних участков суши. К красноцветным осадочно-вулканогенным формациям этого времени относятся хорошо известные акитканская, уянская, ятулийская, Мартин, Дабаунт и другие вулканогенно-красноцветные серии.

С появлением на границе среднего и верхнего протерозоя обширных устойчивых платформ площади красноцветной седиментации расширились соизмеримо с масштабами самих платформ. Верхнепротерозойские красноцветные отложения весьма специфичны. Они относятся, как правило, к гумидным образованиям, вследствие чего слагающие их красноцветные терригенные породы практически лишены карбонатных примесей. Другая характерная черта этих красноцветов — присутствие в их разрезах гематитовых прослоев, образующих в некоторых районах рудные скопления практического значения. Эта особенность их состава определяется, очевидно, отсутствием в докембрийских континентальных бассейнах органики, являющейся активным восстановителем. Красноцветные терригенные бескарбонатные породы верхнего протерозоя отчетливо обособляются в качестве представителей гематитовой красноцветной формации. К этой формации принадлежат красноцветные образования тасеевской, мукунской и гонамской серий на Сибирской платформе, свиты Сямалин на Китайской платформе, полесской серии на Русской платформе. В докембрии были распространены, кроме того, меденосные красноцветные формации, к которым относятся, в частности, нижнепротерозойская удоканская и верхнепротерозойская оселочная серии. В целом специфика древних докембрийских красноцветных формаций определяется весьма отчетливо и соответственно начальный рубеж красноцветной седиментации приобретает особое значение в геологической истории Земли.

Следующий рубеж, не менее существенный в истории осадочного красноцветного породообразования, начинается на границе докембрия и палеозоя и может быть назван вендско-кембрийским. Этому рубежу отвечает появление нового типа красноцветных формаций — эвапоритовых (сульфатно-терригенных). Красноцветные терригенные толщи с примесью карбонатного материала, принадлежащие этим формациям, сопровождаются, как правило, прослоями и включениями гипсов, ангидритов и в исключительных случаях каменными солями. Типичным примером кембрийских эвапоритовых формаций являются красноцветные отложения верхоленской свиты на юго-западе Сибирской платформы. Пока нам неизвестны причины, которые вызвали столь резкие и существенные изменения в процессах красноцветной седиментации, приведшие к накоплению аридных сульфатно-терригенных образований, но мы можем отчетливо фиксировать появление в это время совершенно нового типа красноцветных формаций. Более того, на этом рубеже происходит значительная перестройка не только осадочного красноцветного породообразования, но и некоторых других геологических процессов. В частности, с ним связывают появление скелетной фауны, массовое развитие сульфатных и хлоридных солей калия и натрия и т. д. Все это подчеркивает значение также и данного рубежа в истории Земли. Кроме эвапоритовых формаций в указанном интервале времени отмечаются меденосные, а в девоне еще и разнообразные осадочно-вулканогенные формации.

Переломный момент в процессах красноцветной седиментации приходится и на рубеж, отвечающий позднему девону — нижнему карбону. Появление в девонскую эпоху первых наземных растений существенным образом отразилось на процессах осадочного красноцветного породообразования. Во-первых, наличие наземной растительности на континентах обусловило появление в красноцветных отложениях первых прослоев угля типа барзасской рогожки еще в девоне. В карбоне процессы углеобразования в бассейнах красноцветной седиментации заметно активизировались, а в перми и последующие периоды времени угленакпление получило уже массовое распространение. Огромное количество биологической массы на континентах, в условиях жаркого влажного климата, способствовало усилению процессов выветривания и, в частности, привело еще в позднем девоне к возможности осуществления природного процесса разделения алюминия и кремния, что дало толчок к возникновению в этот отрезок геологической истории латеритных кор выветривания, необходимых для образования бокситов. Первые достоверные накопления бокситов в красноцветных терригенных толщах приходится на поздний девон — нижний карбон. Таким образом, с позднедевонско-нижнекарбовым рубежом связано появление боксито- и угленосных красноцветных формаций. Пример бокситоносных красноцветных формаций нижнего карбона дают красноцветы Тихвина и Онеги на Русской платформе, а угленосных — в Тенизской впадине Казахстана. Такого типа формации наблюдаются также в триасе, мелу и палеогене. Помимо указанных формаций на данном этапе геологической истории были широко распространены эвапоритовые, меденосные и осадочно-вулканогенные формации.

Следующий рубеж, хотя и нечетко выраженный соответствующим изменением вещественного состава и парагенеза красноцветных отложений, но отмеченный резким уменьшением площадей красноцветной седиментации, отвечает верхней части палеогена (примерно середине олигоцена).

По всей вероятности, расположение областей красноцветной седиментации в кайнозойское время следует объяснять климатической зональностью, которая, как можно полагать, особенно резко обозначилась в конце палеогена. Это не значит, что в докайнозойское время на земном шаре климат был однообразен. Но судя по массовому распространению

на значительных территориях земного шара красноцветных отложений в докембрии, палеозое и мезозое, можно говорить, что на протяжении всего этого времени на земном шаре господствовал сравнительно теплый, даже относительно жаркий климат. Очевидно, в докайнозойское время были резко разделены только зоны гумидного и аридного климата. Такой вывод хорошо согласуется с материалами различных исследователей, отмечающих господство тропического и субтропического климата на земном шаре вплоть до середины олигоцена. Во всяком случае, пока мы не располагаем другими данными, которыми можно было бы объяснить столь широкий охват красноцветной седиментацией обширных территорий, включающих околополярные области в докайнозойскую историю Земли. Даже если учесть указываемую многими сторонниками глобальной тектоники картину дрейфа континентов и перемещение полюсов, мы не сможем найти других причин, кроме отсутствия резко выраженной климатической зональности, для объяснения такого распространения **красноцветов** в докайнозойское время.

- Абрамов В. П., Лебедев В. А., Лысов Ю. М., Смирнов В. Г.** Латеритные бокситы Тимана.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 160—165.
- Азизбеков Ш. А.** Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961. 502 с.
- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А.** Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 55—78.
- Акрамходжаев А. М.** Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1960. 430 с.
- Аксенов Е. М.** Основные черты стратиграфии верхнего докембрия северных районов Русской плиты.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 89—97.
- Аксенов Е. М., Кирсанов В. В.** К стратиграфии верхнего докембрия центральных районов Русской плиты.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 89—93.
- Алексеев В. Р., Баранова М. С., Гамалея Ю. Н., Забродин В. В., Коген В. С.** Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока (Тезисы докладов). Новосибирск, 1962, с. 49—51.
- Альфелд Ф. Боливия.**— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 164—181.
- Ананьев А. Р.** Геология мезозойских отложений района деревни Усть-Серты на р. Кне (Западная Сибирь).— «Уч. зап. ТГУ», 1948, № 10, с. 11—68.
- Ананьев А. Р.** Новые материалы к геологии мезозойских отложений в Чулымско-Енисейском бассейне.— «Труды ТГУ. Серия геол.», 1953, т. 124, с. 67—96.
- Ананьев А. Р.** Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Изд. ТГУ, 1959. 99 с.
- Анатольева А. И.** Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972. 346 с.
- Анатольева А. И.** Роль красноцветных осадочно-вулканогенных формаций в строении земной коры.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974а, с. 12—13.
- Анатольева А. И.** Строение и состав пермского красноцветного вулканогенно-осадочного комплекса на юге Монголии.— «Геол. и геофиз.», 1974б, № 10, с. 32—43.
- Анатольева А. И.** Эволюция домезозойских красноцветных формаций.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Сборник научных трудов. Новосибирск, 1976а, с. 44—55.
- Анатольева А. И.** О генетических типах континентальных красноцветных отложений аридных зон.— В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М., «Наука», 1976б, с. 177—182 (Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК).
- Анатольева А. И.** О границах формаций (на примере осадочных красноцветных формаций).— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, «Наука», 1977а, с. 5—14.
- Анатольева А. И.** Некоторые общие закономерности размещения докембрийских красноцветных вулканогенно-осадочных формаций и их роль в строении земной коры.— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, «Наука», 1977б, с. 14—35.
- Анатольева А. И.** Домезозойские бассейны красноцветной седиментации и некоторые черты их эволюции.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977в, с. 38—45.
- Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. П.** Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. М., «Наука», 1968. 166 с.
- Бабаев А. Г.** Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1959. 340 с.

Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Петрография верхнемеловых отложений Южной и Юго-Восточной Ферганы, Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР, 1954, с. 259. (Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 10).

Баргхорн Э. Изменение климата в свете геологического прошлого растительной жизни.— В кн.: Изменения климата. М., ИЛ, 1958, с. 262—277.

Баскакова М. А., Чиж Л. М. Меденосность меловой красноцветной формации Ферганской впадины.— «Узб. геол. журнал», 1973, № 2, с. 72—75.

Бгатов В. И. Некоторые аспекты образования бокситов.— «Сов. геол.», 1969, № 6, с. 28—40.

Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. М., ГОНТИ, 1934. 100 с. (Труды науч.-исслед. ин-та геологии и минералогии, вып. 7).

Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях.— В кн.: Бокситы. Том I, ч. I. М., ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 75—167. (Труды ВИМСа, вып. 110).

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2, с. 73—89.

Берзин Н. А. Докембрий Южной Америки.— В кн.: Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 152—229.

Бернал Дж. Возникновение жизни. М., «Мир», 1969. 392 с.

Бигарелла Дж. Золотые обстановки осадконакопления: характерные особенности, методы их распознавания и значение.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., «Мир», 1974, с. 22—86.

Биккенина Ф. Т. Терригенные минералы нефтегазоносных отложений готерив-баррема Западной Сибири и их распределение. М., «Наука», 1970. 141 с.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья первая. Строение каледонского срединного массива.— «Бюллетень МОИП. Серия геол.», 1965, № 4, вып. 5, с. 40—68.

Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1967, № 1, с. 8—26.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И., Парадеева Л. И., Травин Л. В., Трифонов Н. П., Феоктистов В. П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966. 386 с.

Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.

Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин И. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 378—392.

Броневой В. А., Михайлов Б. М. Основные вопросы формирования и развития латеритных покровов.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 28—30.

Брукс К. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1952. 360 с.

Булл У. Выявление в стратиграфическом разрезе отложений пролювиальных конусов выноса.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., «Мир», 1974, с. 87—110.

Бухаров А. А. Среднепротерозойские вулканоплутонические ассоциации северо-западного Прибайкалья. (Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности). Алма-Ата. «Наука», 1966, с. 172—174.

Бухаров А. А. Дорифейский Прибайкальский краевой вулканический пояс.— В кн.: Геология Прибайкалья. Путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969, с. 128—136.

Бухаров А. А. Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 99—108. (Труды Первого Всесоюзного палеовулканического симпозиума).

Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы.— «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 58—67.

Валетон И. Бокситы. М., «Мир», 1974. 211 с.

Вальтер И. История Земли и жизни. Вып. 1, 2. Спб., 1911. 447 с.

Вахрамеев В. А. Континентальные меловые отложения восточного склона Среднего Урала (Каменский и Сухоложский р-ны).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 3, с. 69—88.

Вахрамеев В. А. Условия залегания бокситов в Каменском районе (Средний Урал).— «Сов. геол.», 1947, № 14—15, с. 29—42.

Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 2, с. 57—70.

Верзилин Н. Н. Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтеносность. Л., ГОНТИ, 1963. 220 с. (Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, т. XX, вып. 2).

Верзилин Н. Н. Меловые отложения юга Ферганской впадины и их нефтеносность. Л., «Недра», 1967. 138 с. (Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, вып. 2).

- Верзилин Н. Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления. Л., Изд-во ЛГУ, 1975. 142 с.
- Верхний докембрий. Стратиграфия СССР. М., ГОНТИ, 1963. 716 с.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Том II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 5—22.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1940. 151 с.
- Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 257—268.
- Волков А. Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе.— «Труды Всесоюз. геол.-развед. Объединения». Вып. 351, Госгеолнефтеиздат, 1934. 68 с.
- Волков А. Н. О бокситоносности мезокайнозойских отложений Тургайского прогиба.— В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958, с. 221—244.
- Волков В. В. Некоторые общие закономерности размещения нижнепалеозойских вулканогенных формаций и особенности их состава.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 51—52. (Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).
- Волков В. В. Нижнепалеозойский вулканизм в истории Земли.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 124—130. (Труды Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника и история геологического развития. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР. 1964. 299 с.
- Габриелян Р. А. Литология и геохимия меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов. Ташкент, «Фан», 1966. 130 с.
- Галдобина Л. П. Опыт применения фациально-циклического анализа к изучению докембрийских осадочных толщ Карелии.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3, с. 72—91.
- Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— «Геотектоника», 1968, № 6, с. 34—45.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур).— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 3, с. 690—692.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е. К стратиграфии средне- и верхнепротерозойских отложений юго-восточной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 12—19.
- Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я. О древнейших образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы.— «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 137—144.
- Геология СССР. Т. 43. Армянская ССР. М., «Недра», 1975. 172 с.
- Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., ГОНТИ, 1958. 588 с.
- Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., «Недра», 1968. 711 с.
- Герт Г. Геология Анд. Строение Южно-Американских Кордильер. М., ИЛ, 1959. 291 с.
- Горбунов М. Г., Поспелова Г. А. Палеомагнитные исследования нижнемиоценовых озерных глин на р. Тым (Западная Сибирь).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 4, с. 99—106.
- Гриднев Н. И. Литология и палеогеография кайнозойских моласс Ферганской депрессии. Ташкент, «Фан», 1971. 266 с.
- Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962. 363 с.
- Десяткин Е. В. Мезокайнозойская тектоника Западной Монголии (автореф. докл.).— «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1967, № 3, с. 148.
- Десяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. Б. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. Вып. 7, М., «Наука», 1973, с. 13—46. (Труды Совместной Сов.-Монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции).
- Десяткин Е. В., Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., «Наука», 1975, с. 25—49.
- Демина В. Н., Кузьмина О. В. Бокситы Среднего Тимана, их минералогия и некоторые вопросы генезиса.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 126—135.
- Демчук Л. В., Зорькина В. А., Кочарьянц С. Б., Липатова В. В., Эвентов Я. С. История развития Прикаспийской впадины в мезозойское время.— В кн.: Стратиграфия и корреляция отложений Прикаспийской впадины и некоторые черты ее развития в мезозойское время.— «Труды ВНИГРИ», 1971, вып. 109, с. 197—229.
- Денисова Л. Д. Литолого-геохимическая характеристика древних кор выветривания хребта Малого Хингана.— В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 150—154. (Труды СНИИГГИМСа, вып. 66).
- Джалилов М. Р., Андреев Ю. Н., Хакимов Ф. Х., Гольцман Э. В. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1971. 93 с.

- Дженкс У. П. Перу.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 205—233.
- Ди Оливейра А. И. Бразилия.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 23—82.
- Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Новые данные о древней метаморфической коре выветривания магматических пород Сансаганского Кривбасса.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 5, с. 126—137.
- Добровольский В. В. Гипергенные образования Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. II. Гипергенные образования, геоморфология, неотектоника. М., «Наука», 1974, с. 5—55.
- Драгунов В. И. Геологические формации. Л., «Недра», 1973. 24 с.
- Дранник С. С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа. Автореф. канд. дис. Киев, ИГН АН УССР, 1972, с. 22.
- Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 169—176.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957. 490 с.
- Дю Тойт А. Наши странствующие континенты.— Б кн.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963, с. 7—63.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969. 166 с.
- Жарков М. А. Палеозойские солоносные формации мира. М., «Недра», 1974. 392 с.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952. 638 с.
- Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 8, с. 121—125.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Дуранте М. В., Шишкин М. А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми находками лабиринтодонт.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 7, с. 133—144.
- Закруткин В. Е. Структурные типы бокситов Южного Тимана.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 151—160.
- Злобин М. Н., Голованов Н. П. Стратиграфический очерк верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан).— В кн.: Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА, 1970, с. 6—20.
- Злобин М. Н., Кабаньков В. Я. Литологическая характеристика верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.— В кн.: Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА, 1970, с. 21—57.
- Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 2, с. 140—144.
- Игнатьев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. II. Фации, палеогеография. Изд-во Казанского ун-та, 1963. 337 с.
- Игнатьев В. И. Методы полевых исследований красноцветных отложений (на примере татарского яруса). Изд-во Казанского ун-та, 1966. 207 с.
- Игнатьев В. И. Пермская система. Татарский ярус.— В кн.: Геология СССР. Т. XI (Поволжье и Прикамье). М., «Недра», 1967, с. 395—427.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954. 665 с.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 353 с.
- Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969. 126 с.
- Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, «Наука», 1976. 272 с.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
- Кальманов М. А. Месторождения гипситаовых бокситов Амангельдинского бокситорудного района Казахстана.— В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958, с. 245—267.
- Каржавин Н. А. Нижнемеловые бокситы восточного склона Урала и их генезис.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 355—360.
- Келлер Б. М. Подразделения единой шкалы докембрия.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 6, с. 1405—1408.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы. Очерки по региональной геологии СССР. Вып. 2. Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего протерозоя. Итоги науки. Общая геология. Т. 5. М., ВИНИТИ, 1973. 120 с.
- Келлер Б. М. Основные проблемы стратиграфии Русской платформы.— Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 11—14.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. Серия «Итоги науки». М., 1968, с. 5—108.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Стратиграфические рубежи в докембрии.— В кн.: Границы геологических систем. М., «Наука», 1976а, с. 7—30.

- Келлер Б. М., Семихатов М. А.** Современное состояние общей стратиграфической шкалы рифея.— В кн.: Стратиграфия и седиментология геологии докембрия. М., «Наука», 1976, с. 185—198. (Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК).
- Кинг Л.** Основы палеогеографии Гондваны в верхнем палеозое и мезозое.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963, с. 128—151.
- Кинг Ф. Б.** Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961. 299 с.
- Киреев Ф. А.** Некоторые особенности коры выветривания девонских пород Тихвинского месторождения бокситов. Кора выветривания. Вып. 12. М., «Наука», 1973, с. 67—75.
- Киреев Ф. А.** Латеритные коры выветривания Североонежского бокситоносного района.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 112—125.
- Кирпаль Г. Р.** Эпохи бокситонакопления в меловое и палеогеновое время на территории Тургайского прогиба.— «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 6, с. 110—122.
- Кирсанов В. В.** Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 3, с. 12—25.
- Киселев Л. И.** Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана). Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 183—192.
- Клевцова А. А.** Основные этапы осадконакопления в рифее на Русской платформе (ранний и средний этапы).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1976, № 7, с. 3—15.
- Клевцова А. А., Кутуков А. В.** Стратиграфия верхнего докембрия Пермского Приуралья. Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., 1974, с. 119—123.
- Климова Л. Т.** Описание разрезов мезо- и кайнозойских отложений Ферганской и Иссык-Кульской впадин.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М., «Наука», 1965, с. 17—36.
- Кобаяси Т.** Геология Корен и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959. 265 с.
- Козлов Ю. П., Ерхов В. Ф., Очиров Ц. О.** Верхнемеловые отложения на юге Витимского плоскогорья. Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 21—25. (Труды отдела геологии Бурят. филиала, вып. 3(11)).
- Колокольцев В. Г.** Палеогеографические особенности формирования бокситов Кедва-Вакавских месторождений Тимана.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 135—151.
- Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин К. В.** Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Кольберт Э.** Изменение климата по данным палеоэкологии позвоночных.— В кн.: Х. Шепли. Изменение климата. М., ИЛ, 1958, с. 278—301.
- Кольберт Э.** Выявление аридных и жарких климатов геологического прошлого по палеонтологическим данным.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968а, с. 241—244.
- Кольберт Э.** Климатическая зональность и наземные фауны.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968б, с. 401—419.
- Котык В. А., Марковский В. М.** Верхнепротерозойские отложения глубоко погруженной части Вольно-Подольской окраины Русской платформы. Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., 1974, с. 70—72.
- Кривцов А. И.** Новые данные о мезозойских бокситах Урала.— «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 4, с. 138—152.
- Кривцов А. И.** Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 1. Л., «Недра», 1968. 367 с.
- Кришнан М. С.** Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954. 424 с.
- Криштофович А. Н.** Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы.— В кн.: Избранные труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 200—262.
- Кротов Б. П.** О закономерностях размещения месторождений верхнемеловых олигитовых железных руд и нижнемеловых бокситов на восточном склоне Урала.— В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
- Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В.** Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., «Недра», 1969. 210 с.
- Куршс В. М.** Литология и полезные ископаемые терригенного девона главного поля. Рига, «Зинатне», 1975. 222 с.
- Леонов Г. П.** Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов.— В кн.: Гондвана. М., «Наука», 1964, с. 48—59. (Докл. сов. геологов. XXII сессии на МГК. Проблема 9).
- Липатова В. В.** Проект унифицированной схемы триаса и корреляция триасовых отложений Прикаспийской впадины.— В кн.: Стратиграфия и корреляция мезозойских отложений Прикаспийской впадины и некоторые черты ее развития в мезозойское время.— «Труды ВНИГРИ», 1971, вып. 109, с. 6—79.
- Липатова В. В., Подгорный Ю. И., Иванова М. Н.** К вопросу о строении триасовых толщ северо-западной части Прикаспийской впадины.— В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Недра», 1972, с. 125—130.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952. 519 с.

Лисицына Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5, с. 26—49.

Личков Б. Л. Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1932, № 7, с. 997—1027.

Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 321—336.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971, т. I. 364 с.; т. II. 480 с.

Люткевич Е. М. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Л., ГОНТИ, 1955. 236 с.

Мазарович А. Н. Генезис и возраст пермских отложений бассейна р. Самарки.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1927, V(3—4), с. 107—136.

Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Часть II. Южные материк, океаны и общие закономерности развития структуры земной коры. Изд-во МГУ, 1952. 139 с.

Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., «Недра», 1976. 207 с.

Мануйлова М. М., Васковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М., «Наука», 1964. 226 с.

Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1958. 225 с.

Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканоогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1970. 232 с.

Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1973. 288 с.

Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 73—78.

Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Бордон В. Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1976. 360 с.

Мац В. Д., Бухаров А. А. О стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной страны. Стратиграфия докембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 339—349.

Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М., «Наука», 1965. 236 с.

Михайлов Б. М. Литологические особенности меловых и третичных отложений Тургайского прогиба в связи с поисками полезных ископаемых.— В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958, с. 66—71.

Михайлов Б. М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 4, с. 856—858.

Михайлов Б. М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 41—55.

Морозов С. Г., Солонцов М. Ф. Основные проблемы стратиграфии верхнего докембрия Западной Башкирии.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию Русской платформы. М., 1974, с. 108—118.

Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии.— «Сов. геол.», 1963, № 7, с. 52—76.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотосодержанием.— «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 6, с. 3—19.

Нечаев С. В. Геохронология позднедокембрийских толщ юго-западного склона Русской платформы.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 40—46.

Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1948. 104 с. (Труды Ин-та геол. наук. Вып. 45. Геологическая серия № 120).

Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 166—182.

Николаев И. В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 320—336.

Новости зарубежной геологии. Сборник переводов по геологии Китая. Л., Отд. науч.-техн. информации. Вып. 13, 1959, 70 с. (№ 13).

Новости зарубежной геологии. Сборник переводов по геологии Китая. Л., Отд. науч.-техн. информации. Вып. 20, 1960. 77 с.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 160 с.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. Якутск, 1968, с. 19—37. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18).

Нужнов С. В., Михайлов В. А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита. Якутск, 1968, с. 70—75. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18).

Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между станциями Качугской и Витимской. Спб., 1892. 212 с. (Записки Вост-Сиб. отд. императ. русского геогр. о-ва. Том II, вып. 1).

Олссон А. А. Колумбия.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 272—302.

Опарин А. И. Возникновение жизни на Земле. М.— Л., 1941. 267 с.

Опдайк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 159—182.

Орлова А. В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 50—121.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.

Островский М. И. Глубинное строение Московского грабена по материалам бурения Павлово-Посадской скважины.— «Бюл. МОИП», 1969, № 6, с. 77—79.

Островский М. И., Яцкевич С. В. О древнейших платформенных отложениях Пачелмского влакогена.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 5, с. 34—37.

Островский М. И., Золотов А. Н., Иванова Т. Д., Саркисов Ю. М. Рифейско-раннепалеозойский этап формирования чехла центральных и северных районов Восточно-Европейской платформы.— «Сов. геол.», 1975, № 10, с. 87—97.

Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959. 341 с.

Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия, нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 6, с. 23—47.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол.», 1962, вып. 5, с. 77—108.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы тектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой.— «Труды ГИНа», 1963, вып. 93, с. 9—53.

Павлов С. Ф., Кашик С. А., Ломоносова Т. К., Мазилов В. П., Климова В. М., Рыбаков В. Г. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск, «Наука», 1976. 160 с.

Пан Чжу-Сян, Рябухин Г. Е. Геологическое строение внутренних впадин Центральной Азии и их нефтегазоносность.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 7, с. 3—21.

Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971, с. 221—262.

Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966. 116 с.

Петров В. Г. О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972а, № 2, с. 5—16.

Петров В. Г. О строении Оршанской впадины.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972б, № 5, с. 78—85.

Петрусович А. Ф. Бокситовые месторождения в бассейнах рек Тобол и Убаган.— В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958, с. 268—279.

Пикард М., Хай Л. мл. Критерии распознавания пород озерного происхождения.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., «Мир», 1974, с. 141—179.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Т. I—III. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1954, 1956. 524 с., 312 с., 290 с.

Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Госгеолтехиздат, 1963. 713 с. (Труды пробл. лаб. осадоч. формаций и осадоч. руд, вып. 2).

Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука», 1964. 96 с.

Постникова И. Е. Верхний докембрий Восточно-Европейской платформы и возможная его нефтеносность. Автореф. докт. дис. М., 1972а. 69 с.

Постникова И. Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972б, № 5, с. 86—103.

Постникова И. Е., Кирсанов В. В. Разрез верхнего докембрия Московского грабена.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 3, с. 26—32.

Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968. 448 с.

Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— «Проблемы советской геологии», 1937, № 11, вып. 7, с. 963—994.

Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 90—102.

Разумова В. П. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 228 с. (Труды ГИНа, вып. 46).

Региональная стратиграфия Китая. М., ИЛ, 1960, ч. I, 658 с.; 1963, ч. II, 273 с.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья.— В кн.: Труды Ин-та геологических наук. Вып. 133. М., Изд-во АН СССР, 1951. 136 с.

Ронов А. Б. К докембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 397—409.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.

Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 650—671.

Руттен М. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.

Руттен М. Происхождение жизни. М., «Мир», 1973. 411 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостопиздат, 1962. 628 с.

Рухин Л. Б., Рухина Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины. Изд-во ЛГУ, 1961. 163 с.

Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. (Труды СНИИГГМСа. Вып. 57. Региональная геология). Новосибирск, Госгеолтехиздат, 1967, с. 133—149.

Саид Р. Геология Египта. М., «Мир», 1965. 276 с.

Саидов М. Н. Мезокайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 85—97.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. М., «Недра», 1964. 511 с.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 308 с.

Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., «Наука», 1972. 120 с.

Селиванов Е. И. Рельеф и гидрогеологические условия озерной равнины Лобнора.— «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1970, т. 102, вып. 1, с. 23—33.

Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и поверхностей выветривания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970, с. 5—29.

Симонов С. Н. Меловые отложения Ферганской депрессии Алтайского и Заалайского хребтов. М., Гостоптехиздат, 1953.

Симонов Ю. Г., Крамаренко Г. С. Красноцветные образования Забайкалья и их геоморфологическая интерпретация.— В кн.: Проблемы регионального геоморфологического анализа.— «Записки Забайкальского филиала геогр. о-ва СССР». Вып. 100. Л., 1974, с. 48—50.

Синицын В. М. К истории Таримского стабильного массива.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 1, с. 27—40.

Синицын В. М. Ордос и Ала-Шань. Географическое и геологическое описание. М., Изд-во АН СССР, 1954. 238 с.

Синицын В. М. Основные элементы геологической структуры Гоби.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1956, т. 31, вып. 6, с. 13—31.

Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957. 249 с.

Синицын В. М. Центральная Азия. М., Изд-во геогр. лит-ры, 1959. 456 с.

Синицын В. М. История аридной области Центральной Азии в мезокайнозое.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева. 1—5. 1956—1960. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 121—145.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. Изд-во ЛГУ, 1965. 167 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Изд-во ЛГУ, 1966. 166 с.

Синицын В. М. Литогенетические (климатические) формации осадочных пород.— «Вестник Ленингр. ун-та. Геол. и геофиз.», 1967, вып. 3, с. 13—24.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. Вторая половина палеозоя (девон, карбон, пермь). Изд-во ЛГУ, 1970. 133 с.

Синицын В. М. Климат латерита и боксита. Л., «Недра», 1976. 152 с.

Синицын Ф. Е. Третичные отложения Илийской впадины.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 107—113.

Соколов Б. С. Некоторые общие вопросы стратиграфии отложений позднего докембрия и раннего палеозоя СССР.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 4, с. 8—23.

Соколов Б. С. Проблемы границы докембрия и кембрия.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 3—29.

Соколов В. А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 61—74.

Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. I. М., «Недра», 1966, с. 176—185.

Соколов В. А., Светов А. П. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии.— В кн.: Труды Ин-та геологии (Карельский филиал АН СССР). Вып. I. Петрозаводск, Изд-во АН СССР, 1967, с. 26—59.

Солонцов Л. Ф. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Рязано-Саратовского прогиба.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 101—107.

Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Основные подразделения позднего докембрия Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Труды Казанского геол. ин-та. Вып. 24. Казань, 1969, с. 159—168.

Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Основные черты геологической истории Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии в связи с закономерностями распределения флюорита, барита и некоторых других полезных ископаемых.— В кн.: Вопросы геологии нерудного минерального сырья. Казань, 1973, с. 22—32. (Труды Казанского геол. ин-та, вып. 35).

Солонцов Л. Ф., Хоментовский В. В., Аксенов Е. М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе.— В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., «Наука», 1975, с. 207—224.

Сочава А. В. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., «Наука», 1975, с. 113—182.

Сочава А. В., Гликман Л. С. Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция.— В кн.: Материалы эволюционного семинара. Вып. I. Владивосток, 1973, с. 68—86.

Стаников В. А. Меденосность айсинской свиты.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 159—161. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 98).

Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., «Наука», 1975. 238 с. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 13).

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1949, № 6, с. 70—111.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В кн.: Образование осадков в современных морях. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 375—771.

Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 3, с. 3—25.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 525 с.

Тайсаев Т. Т. О верхнемезозойских красноцветах Джидинской горной страны (Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 8. Улан-Удэ, 1965, с. 86—91.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, НКТП СССР, 1936. 916 с.

Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. 511 с.

Ткаченко Б. В., Рабкин М. И., Демочкин К. К., Вакар В. А., Гроздилов А. Л., Бутакова Е. П., Стрелков С. А. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Геология советской Арктики. Госгеолтехиздат, 1957, с. 133—242. (Труды НИИГА, т. 81).

Троицкий С. Л. Современный антигляционизм. Критический очерк. М., «Наука», 1975. 163 с.

Трубина К. Н. Развитие бокситов в латеритной коре выветривания (на примере Северо-Онежского месторождения).— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 211—236.

Тугаринов А. И., Ступников Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 1, с. 21—36.

Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 236—369.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1954, № 2, с. 28—43.

Фейрбридж Р. В. Значение известняков и их Са/Mg отношения для палеоклиматологии.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 258—309.

Фейрбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы. Т. I. М., «Мир», 1970, с. 357—386.

Федоров Б. М. Условия залегания и генезис мезозойских бокситов Среднего Урала.— В кн.: Бокситы. Т. I, ч. I. М., ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 11—74. (Труды ВИМСа, вып. 110).

Харрингтон Х. Парагвай, Уругвай, Аргентина. Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 107—163.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966. 360 с.

- Хворова И. В.** Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—29. (Труды ГИНА АН СССР, вып. 81).
- Хейсканен К. И.** Некоторые черты динамики осадконакопления в средне-верхне-ятулийском бассейне Центральной Карелии.— «Сов. геол.», 1964, № 2, с. 58—69.
- Херасков Н. П.** Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.
- Хоментовский В. В.** Венд. Новосибирск, «Наука», 1976. 271 с.
- Хоутон С. Г.** Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 364 с.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П.** О вулканно-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 6, с. 1388—1391.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П.** Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 277—315.
- Цеховский Ю. Г.** Литогенез континентальной пестроцветной кремнистой гетит-каолиновой формации. М., «Наука», 1973. 187 с. (Труды ГИНА).
- Чернов В. М.** Некоторые геологические данные о составе атмосферы в протерозое Карелии.— В кн.: Материалы по геологии Карелии. Петрозаводск, 1960, с. 76—80. (Труды Карел. филиала АН СССР, вып. 26).
- Чжан Цзянь-Мо.** Вулканы мелового периода в северном Китае и вопросы их геоморфологии.— «Новости зарубежной геологии», 1958, № 6, с. 63—100.
- Чопп Х. Дж., Маркс Дж. Г., Льюис Дж. Э.** Эквадор. Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 234—271.
- Чумаков Н. М.** Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы.— В кн.: Геология докембрия. (Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК). Л., «Наука», 1972, с. 6—18.
- Чумаков Н. М.** Лапландское оледенение.— В кн.: Этюды стратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 71—96.
- Шарова А. К., Гладковский А. Е.** Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 70—79.
- Шатский Н. С.** На теоретическом фронте советской геологии.— «Сов. геол.», 1939, № 8, с. 3—6.
- Шатский Н. С.** О происхождении Пачелмского прогиба.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, № 5, с. 5—26.
- Шатский Н. С.** Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Избранные труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 464—518.
- Шатский Н. С.** О прогибах донецкого типа. Избранные труды. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 544—553.
- Шатский Н. С.** Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды. Т. III. М., «Наука», 1965. 348 с.
- Шварцбах М.** Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., ИЛ, 1955, 252 с.
- Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р.** Состав вулканических газов постоянного лавового озера вулкана Нирагонго (Конго, Леопольдвиль).— В кн.: Геохимия современных пост-вулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 49—52.
- Штилле Г.** «Атлантическая» и «тихоокеанская» тектоника. Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 856—863.
- Шувалов В. Ф.** Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дис. М., 1970. 29 с.
- Шувалов В. Ф.** Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., «Наука», 1975, с. 50—112.
- Шульга П. Л., Зайка-Новачкий В. С.** Верхнедокембрийское образования Волюно-Подоллии.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 55—58.
- Шульц С. С.** Кочкорская впадина.— «Сов. геол.», 1948, сб. 34, с. 28—40.
- Шумилова Е. В.** Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, «Наука», 1963. 314 с.
- Язков Н. М., Салаткин В. Н., Юшманов В. В.** Стратиграфия протерозойских отложений бассейна нижнего течения р. Гонам.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18. Якутск, 1968, с. 60—69.
- Якобсон К. Э.** Соотношения волинской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы.— «Сов. геол.», 1971, № 2, с. 66—74.
- Яншин А. Л.** Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.— Л., 1937, с. 629—645.
- Яншин А. Л.** О принципах выделения геологических формаций. Предисловие к монографии А. И. Анатольевой «Домезозойские красноцветные формации». Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—12.
- Anatolyeva A.** Pre-mesozoic basins of red bed sedimentation and some features of their evolution. Theme I. Indicateurs sedimentologique. IX Congres International de Sedi-mentologie. Nice, 1975, p. 1—6.

- Allen J. R., Dineley D. L., Friend P. F.** Old Red Sandstone basins of North America and Northwest Europe.—International Symposium on the devonian system. Calgary, 1967.
- Arrhenius S.** Die physikalischen Grundlagen der Kohlensäure theorie der Klimaveränderungen. "Centralb. Miner. Geol. und Paläontol.", 1909, S. 481—491.
- Archer A. D.** Red beds in the upper coal measures of the western part of the South Wales coalfield.—"Bull. of Geol. Survey of Great Britain", 1965, N 23, p. 57—64.
- Axelrod D. I.** Evolution on the psilophyte paleoflora. Evolution, 13. Paris, 1959.
- Beaudoin B., Campredon R., Cotillion P., Gigot R.** Alpes meridionales Francais es. reconstitution du bassin de sedimentation. Excursion 7. IX Congres International de Sedimentologie, Nice, 1975. 237 p.
- Berkey Ch., Morris Fr.** Geology of Mongolia.—The Amer. Mus. Nat. History, v. 2, 1927.
- Berkner L. V., Marshall L. C.** The history of growth of oxygen in the earth's atmosphere. The origin and evolution of atmosphere and oceans, v. 4, Wiley, New York, 1965, p. 86—101.
- Berryhill H. L.** Paleotectonic investigation of the permian system in the United States. Allegheny region.—"Geological Survey Professional Paper", 515. Washington, 1967, p. 1—7.
- Branch C. D.** The source of eruption for pyroclastic flows, caulderous or calderas.—"Bull. vulcanol.", 1967, t. 30, N 1, p. 41—50.
- Briden I. C., Drewry G. E., Smith A. G.** Phanerozoic equal area. World maps.—The Journal of geology", 1974, N 5, v. 82, p. 555—574.
- Cloud P., Gibor A.** The oxygen cycle.—"Scientific America". V. 223, 1970, N 3, p. 110—124.
- Cloud P. E.** Paleocological significance of the banded iron formations.—"Econ. geology", 1973, 68, p. 1135—1143.
- Cooper J. R.** Mesozoic stratigraphy of the Sierrita mountains, Rima country, Arizona.—"Geological Survey Professional Paper", 658-D, 1971. 42 p.
- De Vriers Klein G.** Triassic sedimentation Maritime provinces, Canada.—"The Geological Society of America Bulletin", 1962, v. 73, N 9, p. 1127—1146.
- Dimroth E. and Kimberley M. M.** Precambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distributions of carbon, sulfur, uranium and iron.—"Canadian Journal of Earth Sciences", 1976, v. 13, N 9, p. 1161—1185.
- Donaldson J. A.** The Dubawnt group, districts of Keewatin and Mackenzie.—"Geol. Survey of Canada", paper 64—20, 1965. 12 p.
- Donaldson J. A.** Proterozoic sedimentary rocks of Northern Saskatchewan (74 N).—"Geol. Survey of Canada", paper 6—8, pt. A, 1967 (1968), p. 131—132.
- Downing R. A., Squirrell H. C.** On the red green beds in the upper coal measures of the eastern part of the South Wales coalfield.—"Bull. of the Geol. Survey of Great Britain", 1965, N 23, p. 45—56.
- Drewes H.** Mesozoic stratigraphy of the Santa Rita Mountains, Southeast of Tucson Arizona.—"Geological Survey Professional Paper 658—C", Washington, 1971. 81 p.
- Fischer A. G.** Fossils, early life and atmospheric history.—"Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America", 1965, v. 53, N 6, p. 1205—1213.
- Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., and Tremblay L. P.** Halikian basins and geosynclines of the Northwestern Canadian shield.—"Geol. Survey of Canada, paper 70—40", 1970, p. 213—238.
- Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F. and Tremblay L. P.** Halikian basins and terglacial Zeiten.—"Compte Rend. 11 Session Congr.—Geol. Internat.", Stockholm, 1910, v. I, 1912, S. 233—257.
- Gentilli J.** Present day volcanocity and climatic change.—"Geol. magazine", 1948, 85, v. 3, p. 172—175.
- Glennie K. W.** Desert sedimentary environments. Elsevier, Amsterdam, Neth, 1970. 222 p.
- Gordon M., Tracey J. G. and Ellis M. W.** Geology of the Arkansas bauxite region.—"Geological Survey Professional Paper 299", Washington, 1958. 268 p.
- Hjelmqvists.** Excursion Guide. 7. Nordiska Geologaitet Stockholm. Excursion, Stenciled, 1958.
- Issawi B.** Nubia Sandstone Discussion: "Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.", 1971, v. 55, N 6, p. 885—887.
- Issawi B.** Review of upper cretaceous — Lower tertiary stratigraphy in central and Southern Egypt.—"Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.", 1972, v. 56, N 8, p. 1448—1463.
- Jaggar T. A.** Origin and development of craters.—"Mem. Geol. Soc. America", 1947, v. 21.
- Jensen A. R.** Permo-triassic stratigraphy and sedimentation in the Bowen basin, Queensland.—"Bureau of Min. Resources, Geology and Geophysical Bull.", 154, Canberra. 1975. 187 p.
- Lawson D. E.** Torridonian volcanic sediments.—"Scottish Journ. of Geology", 1972, v. 8, pt. 4, p. 345—362.
- Moorbath S., Stewart A. D., Lawson D. E., Williams G. E.** Geochronological studies. of the Torridonian sediments of North — West Scotland.—"Scottish Journal of Geology", 1967, v. 3, pt. 3, p. 389—412.

- Omara S., Bishara W. and Nasr. M.** Grain-size parameters and paleoenvironments of the nubia sandstone.—“Journal of Sedimentary, Petrology”, 1974, v. 44, N 1, p. 136—144.
- Patterson S. H.** Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world.—“Geological Survey Bulletin”, 1228, Washington, 1967. 176 p.
- Powervrol R.** Nubian sandstone: “Amer. Assoc. Petroleum geologists Bull.”, v. 52, N 4, 1968, p. 589—600.
- Rigassi D. A.** “Nubian Sandstone” discussion should the term “Nubian Sandstone” be dropped? — Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.”, 1969, v. 53, N 1, p. 183—184.
- Romer A. S.** Palaeozoological evidence of climate. Vertebrates Descriptive palaeoclimatology. New York — London, 1961, p. 183—206.
- Roosen R. G., Harrington R. S., Giles J., Browning J.** Earth tides volcanoes and climatic change.—“Nature”, 1976, v. 261, p. 680—682.
- Rutten M. G.** Geologic data on atmospheric.—“Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology”, 1966, v. 2, N 1, p. 47—57.
- Sanders J. E.** Late triassic tectonic history of Northeastern United States.—“American Journal of Science”, 1963, v. 261, N 6, p. 501—523.
- Shawa M. S.** Reply: — “Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.”, 1970, v. 54, N 3, p. 530—531.
- Simons F. S.** Mesozoic stratigraphy of the Patagonian mountains and adjoining areas, Santa Cruz Country, Arizona. Mesozoic stratigraphy in southeastern Arizona.—“Geological Survey Professional Paper, 658 — E”, Washington, 1972. 23 p.
- Stewart J. H., Poole F. G. and Wilson R. F.** Stratigraphy and origin of the triassic Moenkopi formation and related strata in the Colorado Plateau region.—“Geological Survey Professional Paper, 691”, Washington, 1972. 195 p.
- Turneure F. S.** Metallogenetic provinces and epochs.—“Econ. Geol., Fiftieth Anniversary”, 1965, vol. 1905—1955, pt. 1, p. 38—98.
- Urey H. C.** The planets, their origin and development New Haven. Yale Univ. Press, 1952, v. 245. 8 p.
- Van der Voo R. and French R. B.** Apparent polar wandering for the Atlantic Bordering Continents: late Carboniferous to eocene.— Earth Science Reviews, 1974, v. 10, N 2, 1974, p. 99—119.
- Van Houten F. B.** Climatic significance of red beds.— In: Descriptive palaeoclimatology. New York — London, 1961, p. 89—139.
- Van Houten F. B.** Composition of triassic Lockatong and associated formations of Newark group, central New Jersey and adjacent Pennsylvania.—“Amer. Journal of Science”, 1965, 263, p. 825—863.
- Van Houten F. B.** Origin of red beds; a review 1961—1972.—“Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.”, 1973, t. 1, N 2, p. 39—60.
- Vine J. B. and Tourtelot E. B.** Geochemistry of Lower eocene sandstone in the Rocky Mountain region.—“Geological Survey Professional Paper, 789”, Washington, 1973. 36 p.
- Wellman S. S.** Stratigraphy and petrology of the nonmarine Hond group (miocene) Upper Magdalena valley, Colombia.—“Geol. Soc. of America Bull.”, 1970, v. 81, N 8, p. 2353—2374.
- Williams G. E.** Paleogeography of the Torridonian Applecross group.—“Nature”, 1966, v. 209, N 5030, p. 1303—1306.
- Williams G. E.** Torridonian Weathering and bearing on Torridonian palaeoclimate and source.—“Scottish Journal of Geology”, 1968, v. 4, N 2, p. 164—184.
- Williams G. E.** Characteristics and origin of a pre-cambrian pediment.—“Journal Geol.”, 1969, 77, p. 183—207.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава I. Эпохи и ареалы красноцветной седиментации в истории Земли</i>	6
Докембрий (средний и верхний протерозой)	—
Девон	32
Пермь	37
Мезозой	42
Кайнозой	92
Общие сведения о генетических типах красноцветных отложений	115
<i>Глава II. Основные факторы, определяющие особенности осадочного красноцветного породообразования в истории Земли</i> . .	125
<i>Глава III. Проблема миграции ареалов красноцветной седиментации в истории Земли</i>	138
<i>Глава IV. Главные рубежи эволюции и этапы красноцветной седиментации в истории Земли</i>	146
Заключение	175
Литература	178

Анна Ивановна Анатольева

**ГЛАВНЫЕ РУБЕЖИ
ЭВОЛЮЦИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ**

Ответственный редактор
Александр Леонидович Янин

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растягаев*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *А. А. Набточий, К. И. Сергеева*

ИБ № 9841

Сдано в набор 28 июля 1977 г. Подписано в печать 28 февраля 1978 г. МН 01523. Бумага типограф-
ская № 2. Формат 70×108¹/₁₆. 12 печ. л., 16,8 усл. печ. л., 17,1 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 629.
Цена 2 р. 60.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.