

В.С.Ерофеев
Ю.Г.Цеховский

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.С.Ерофеев , Ю.Г.Цеховский

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ
АССОЦИАЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**



**СЕМЕЙСТВО
ГУМИДНЫХ
ПАРАГЕНЕЗОВ**

Труды, вып. 363



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982

Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. (Труды ГИН, вып. 363). М., "Наука", 1982 г.

Книга посвящена актуальной проблеме геологии - описанию и типизации парагенезов горных пород (парагенетических ассоциаций). Рассмотрены парагенетические ассоциации континентальных осадочных отложений гумидной зоны литогенеза. Показано, что все их многообразие сложено четырьмя ассоциациями, закономерно сменяющими одна другую во времени и пространстве.

На примере верхнемеловых и палеогеновых отложений Северо-Западной Азии для каждой ассоциации описаны строение, состав, изменения на площади и в пространстве, полезные ископаемые, процессы седименто- и литогенеза, причины, вызывающие их появление в разрезах континентальных гумидных толщ. Приведены примеры более древних ассоциаций докайнозойского возраста.

Библи. 163 назв. Ил. 64. Табл. II.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова,
В.А. Крашенинников, член-кор. АН СССР П.П. Тимофеев

Ответственный редактор
член-кор. АН СССР П.П. Тимофеев

Editorial Board:

Academician A.V. Peive (editor - in - chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor
corr. member the Academy of Sciences
of the USSR P.P. Timofeev

Одно из центральных мест среди фундаментальных проблем геологии XX в. занимает учение о парагенезах горных пород. Теоретические основы данного учения, заложенные работами Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова, Ю.А.Жемчужникова, Н.М.Страхова, В.П.Казаринова и их последователей, получили особенно большое развитие в 60-70-х годах текущего столетия. Современная геология уже немыслима без представлений о парагенетических ассоциациях горных пород; последние стали главными операционными единицами многих современных геотектонических и историко-геологических теорий и гипотез. Вместе с тем стремление к быстрейшей разработке теоретической базы учения о парагенезах горных пород, подход к этой проблеме с разных точек зрения породили много новых вопросов, довольно противоречивых принципов и гипотетических предпосылок. К таковым, например, относятся вопросы типизации сочетаний осадочных горных пород, методов выделения парагенетически связанных комплексов (ассоциаций), раскрытие закономерностей их внутреннего строения и т.д. Одновременно продолжаются острые дискуссии между сторонниками различных школ и направлений по методам формационного анализа и выявлению причин влияющих на формирование парагенезов.

В сложившейся ситуации особо важную роль получают исследования парагенетических ассоциаций континентальных отложений. Эти отложения формируются под непосредственным воздействием главных породобразующих факторов, тесно связанных с климатическими условиями, особенностями выветривания, характером эрозионно-денудационных процессов, степенью обводненности или аэрации осадков и т.д. Таким образом, континентальные отложения представляют собой первое звено в цепи всех литогенетических процессов, формирующих осадочный покров Земли. Поэтому раскрытие закономерностей организации континентальных отложений в парагенетические системы, изучение формы проявления континентального литогенеза в различных природных зонах, рассмотрение характера распределения парагенезов во времени и пространстве – все это во многом предопределяет пути к более полному познанию литогенетических процессов не только на суше, но и в конечных водоемах стока – морях и океанах.

Настоящая монография является одной из немногочисленных попыток освещения главнейших парагенетических ассоциаций континентальных отложений и законов их поведения во времени и пространстве. Предлагаемая читателю первая книга этой монографии посвящена парагенезам, сформировавшимся в гумидной климатической обстановке. В планируемой к опубликованию второй книге монографии будут описаны аридные парагенезы и вопросы периодичности ассоциаций. В основе избранного авторами подхода к проблеме лежат представления Н.С.Шатского и его последователей о парагенетических ассоциациях как о естественно выделяющихся (природных) целостных литологических системах более высокого уровня организации, нежели горные породы.

Данная монография есть результат двадцатипятилетних целенаправленных

исследований авторами континентальных толщ. На завершающих этапах исследования работу выполняли в тесном содружестве два творческих коллектива - лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР и лаборатория геохимии Алтайского отдела Института геологических наук им. К.И.Сатпаева АН Казахской ССР. Научное руководство и координацию работ осуществлял член-корреспондент АН СССР П.П.Тимофеев. На разных этапах этой долговременной работы авторы проводили свои исследования в тесном контакте со многими специалистами, оказавшими им большую помощь или опосредствованными успешному решению тех или иных теоретических вопросов. Хотелось бы отметить положительное влияние и помощь Л.В.Викуловой и Л.Д.Кудиной. На всех этапах работы авторы были крепко связаны узами творческого содружества с В.М.Мацуем, И.С.Чумаковым, Л.Н.Ржаниковой. Во время экспедиционных работ и камеральных исследований авторы чувствовали постоянную поддержку и доброжелательное отношение со стороны Ю.П.Селиверстова, В.А.Нарсеева, А.П.Феофиловой, В.Н.Разумовой, М.А. Ратеева, Н.А. Лисицкой, Л.Е. Штеренберга, В.Д. Шутова, Л.И. Боголюбовой, В.Н. Григорьева, А.Г. Черняховского, Л.И. Розенберга, Б.М. Богачкина, Ю.С. Лукьянчикова, В.И. Самодурова, Е.В. Десяткина, И.Г. Лискун, Б.В. Полянского, А.И. Вознесенского, И.И. Бесешева, В.И. Копорулина, Н.С. Касимова, М.В. Грачевой, Л.А. Ляевой, Г.С. Карловой, Ш.Г. Какенова, С.Ю. Савенкову и др.

Большой вклад внесли в работу своими консультациями и определениями палеонтологи М.Д.Бириков, В.С.Бажанов, В.А.Кузнецов, П.Ф.Савинов, В.И.Жегалю, Б.А.Трофимов, В.М.Чхиквадзе, Н.В.Толстикова, палеофлористы Э.В.Романова и И.А.Ильинская, палинологи Л.А.Панова и Е.Д.Заклинская, а также специалисты по исследованию физических и химических свойств минерального вещества Б.П.Градусов, А.Л.Дмитрик, А.И.Дьячкова, Т.К.Рафиков, В.А.Дриц, Э.С.Залманзон, Д.Я.Чопоров, Н.П.Чижикова и др.

На разработку ряда теоретических положений решающее влияние оказали консультации с Н.М.Страховым, В.П.Казариновым, В.В.Лавровым, П.П.Тимофеевым, В.Е.Хайным, А.И.Перельманом, Г.И.Бушинским, Е.В.Шанцером, А.Н.Литвиновичем, П.Ф.Иванкиным, Н.Л.Буличенко, П.Т.Тажибаевой.

В сборе фактических данных большая помощь была оказана авторам со стороны многих геологических и гидрогеологических производственных и научных коллективов Казахстана, Средней Азии, Сибири, Центральных районов, среди которых особо хотелось бы отметить коллективы Восточно-Казахстанского и Центрально-Казахстанского геологических управлений, Северокиргизской конторы бурения, Аркалыкского, Североонежского и Тихвинского бокситовых рудников, Алтайского отдела Института геологических наук им. К.И.Сатпаева, Степной экспедиции и др.

Всем перечисленным лицам и коллективам авторы приносят глубокую благодарность. Особую благодарность авторы выражают П.П.Тимофееву за многолетнее руководство исследованиями, постоянную помощь в работе и труд по научному редактированию монографии. Авторы считают также своим долгом выразить признательность руководителям Института геологических наук им. К.И.Сатпаева АН Казахской ССР А.А.Абдулину и В.Г.Ли за деловую поддержку их исследований.

В геологической литературе, освещающей вопросы континентального литогенеза, широко утвердилось мнение о чрезвычайном многообразии континентальных отложений, о крайнем непостоянстве их состава, невыдержанности по простиранию и быстрых взаимопереходах. Взгляд этот правилен, если рассматривать взятые сами по себе литологические типы пород, их фациальные взаимоотношения, генетические разновидности и т.п. Совершенно иная картина представляется геологу, обратившему свое внимание на изучение парагенетических ассоциаций континентальных отложений, на выявление в разрезах целостных литогенетических систем. Эти системы, обладающие рядом специфических качеств, обнаруживают устойчивое постоянство при прослеживании на огромных расстояниях, занимая крупные участки континентов.

Некоторые примеры подобного постоянства на первый взгляд приобретают феноменальное значение. В ряде моментов они даже представляются в роли трудно объяснимых фактов, не укладывавшихся в рамки общепринятых геологических положений. И тем не менее это факты, возможность появления и обоснования которых обеспечили широкие региональные исследования стратиграфии и литологии континентальных образований, проведенные за последние 20 лет как в нашей стране, так и за рубежом. Вот некоторые из подобных примеров.

На юге азиатского континента, вдоль подножий внешних Гималаев, в верхнем миоцене-плиоцене сформирована мощная (свыше 6000 м) толща континентальных красноцветных осадков, известная в литературе под названием "сиваликская система". Она подразделяется на серии, верхняя из которых залегает с несогласием на нижележащих. Среднесиваликская и нижнесиваликская серии сложены преимущественно красноцветными терригенными известковистыми отложениями (песчаники, гравийники, конгломераты, глины и глинистые сланцы с рассеянным в массе пород карбонатом кальция), включающими во многих пунктах костные остатки гиппарионовой фауны (гиппарион, жирафы, антилопы, наземные хищники и т.д.). Севернее красноцветные терригенно-карбонатные отложения прослеживаются во впадинах Китая (ярус Баоду и др.) в провинциях Шаньдун, Тайхан, Шаньси, Шеньси, Ганьсу и др., во впадинах западной Монголии (свита Оши, частично Алтан-Тээли) и на территории СССР. В пределах советского Алтая красноцветные отложения мио-плиоцена прослеживаются в многочисленных межгорных и внутригорных впадинах, значительно увеличиваясь в мощности в наиболее опущенных их участках. У западных и северо-западных предгорий они образуют единый покровный "плащ" мощностью от десятков до первых сотен метров.

Описываемая континентальная толща почти непрерывно прослеживается по югу Западно-Сибирской плиты и в депрессиях Казахского щита вплоть до Урала, где известна под названием павлодарской, андассайской, хиладинской свит. Повсеместно эти отложения включают костные остатки гиппарионовой фауны верхнего миоцена-нижнего плиоцена. Литогенетически однотипные и одновозрастные отло-

жения с фауной гиппариона прослеживаются за Уралом по югу Украины и в Молдавии вплоть до Западной Европы. Таким образом, красноцветная терригенная карбонатная толща мио-плицена имеет "трансконтинентальное" распространение. На протяжении многих тысяч километров описываемая толща проходит через различные геоструктурные области Евразии - фиксируется в молодых геосинклинальных прогибах (Гималаи), на участках древних и молодых платформ (Западная Сибирь, Казахский щит, Русская платформа) и в орогенных зонах (Алтай, Тянь-Шань), в значительной мере изменяя состав отложений - они становятся то более грубыми, то более тонкими, на платформах более выдержанными по простиранию, а в орогенных зонах менее выдержанными. Очень сильно изменяются мощности, а в ряде случаев генетические и фациальные типы осадков. Однако наиболее характерные (консервативные) показатели вещественного состава толщи, выделяющие ее в четко обособленную литологическую систему, остаются на этом громадном пространстве практически неизменными. К этим показателям относятся преобладание красных тонов окраски отложений, связанной с пигментацией пород тонкорассеянной окисью железа, повсеместная карбонатность (известковистость), полимиктовый состав обломочного материала, преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов. Перечисленные показатели в комплексе и составляют тот единый фон, на который проецируются все частные изменения литологии красноцветной толщи мио-плицена. Они определяют тип литогенетической организации толщи, позволяя рассматривать ее как обособленную парагенетическую систему.

Чрезвычайно широкое распространение на территории Азии красноцветной толщи мио-плицена и поразительная устойчивость ее основных литологических и палеонтологических показателей, конечно, не могли остаться незамеченными геологами. Этому вопросу посвящен ряд публикаций /Великовская, 1955; Лавров, Ерофеев, 1963; Бажанов, Костенко, 1964; и др./. Причина данного явления объясняется формированием красноцветной толщи в условиях аридного климата и широкого распространения на континенте Евразии степных и пустынных ландшафтов. Однако на современной стадии изученности такое объяснение явно не достаточно. Дело в том, что в настоящее время установлено не менее широкое распространение и других по своей специфике парагенетических ассоциаций континентальных отложений, также сформированных в условиях аридного климата. Одним из примеров этого является ниже-среднемиоценовый аральский горизонт, обобщенные и систематизированные сведения о котором изложены в статье В.В.Лаврова и У.Н.Мадерни /1972, с.129/. Как указывают авторы этой статьи, "выделяемая в Казахстане, Средней Азии и Сибири ниже-среднемиоценовая толща повсюду обладает совокупностью генетически однозначных литолого-фациальных и палеогеографических признаков... Она по комплексу признаков в известной мере условно может быть прослежена от Южного Урала до Байкала... а на юг до Тянь-Шаня". Фациально-литологический состав аральской толщи в различных геоструктурных областях также испытывает ряд изменений, но общие (фоновые) литологические показатели ее "проходят" через все эти разновидности отложений с относительно устойчивым постоянством.

Приведенные примеры показывают, что в условиях господства практически одного и того же (или близкого) палеоклимата в миоцене и плицене на территории западной половины Азии сформированы две различные парагенетические ассоциации отложений, имеющие широчайшее площадное распространение. Аналогичные примеры можно привести и для древних гумидных обстановок седиментации. Однако для них, как и для аридных парагенетических ассоциаций, характерны следующие три главных свойства:

1) выдержанность (устойчивое постоянство) наиболее характерных, фоновых литологических показателей на больших расстояниях (выдержанность типа литогенетической организации);

2) "трансрегиональность" - сквозное прохождение через различные геоструктурные области и зоны континента без существенного изменения типа литогенетической организации;

3) относительная одновозрастность отложений, подтверждаемая заключенными в них палеонтологическими остатками.

Отмеченные свойства парагенетических ассоциаций континентальных отложений, обозначившиеся в последние годы как эмпирический факт, ставят эти ассоциации в ряд геологических явлений, не объясненных еще с позиций как литологических, так и общегеологических теорий. Пути решения этой проблемы авторы видели в исследованиях по выявлению главных (наиболее распространенных, крупных) типов парагенетических ассоциаций континентальных отложений и выяснению их пространственных и временных взаимоотношений.

Основным объектом исследования явились континентальные отложения палеогена и неогена Северо-Западной Азии, изучением которых авторы занимались в течение многих лет. Выбор объекта был не случайным, а продиктован следующими соображениями.

1. Континентальные отложения палеогена и неогена в пределах Северо-Западной Азии слагают огромные по размерам и разнородные в геотектоническом отношении территории. Это дает возможность проследить конкретные парагенетические ассоциации на большие расстояния в пределах континента, наблюдать характер их изменчивости и взаимосочетаний в различных геоструктурных областях - на щитах, плитах и в активизированных (орогенных) зонах.

2. В сравнении с более древними континентальными образованиями Северо-Западной Азии отложения палеогена и неогена лучше обнажены и изучены и, главное, значительно полнее и разнообразнее палеонтологически охарактеризованы. Последнее обстоятельство позволяет более уверенно проводить межрегиональную корреляцию разрезов и проследить поведение парагенетических ассоциаций в рамках определенных хроностратиграфических интервалов.

3. Согласно одному из общих правил естествознания, изучение какого-либо природного явления должно проводиться на объектах, характеризующихся завершенностью своей формы, полнотой и целостностью своего выражения. В этом смысле палеоген-неогеновые толщи Северо-Западной Азии представляют прекрасный объект исследования, ибо по сравнению с древними аналогичными образованиями они не претерпели в больших масштабах наложения более поздних процессов метаморфизма и эпигенеза, а в сравнении с молодыми (четвертичными) отложениями характеризуются завершенностью своей литогенетической формы.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

*Говорят, что между двумя противоположными
мнениями находится Истина. Ни в коем случае!
Между ними лежит проблема.*

Гете

О НЕКОТОРЫХ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ПОЛОЖЕНИЯХ УЧЕНИЯ О ПАРАГЕНЕЗАХ ГОРНЫХ ПОРОД

Раздел геологической науки, занимающийся исследованием парагенезов горных пород, в середине текущего столетия выделился под наименованием учения о фациях или формационного анализа геологических объектов. Поскольку наши исследования были посвящены проблемам парагенезов континентальных отложений, то естественно и изучение и рассмотрение этих проблем велось с точки зрения теоретических позиций и методов названного учения.

Описываемые ниже крупные парагенетические комплексы континентальных отложений сформированы на весьма обширных территориях континентальных плит и прослеживаются в различных геоструктурных областях. Авторы решили дать им общее наименование парагенетических ассоциаций.

В региональных обзорах подобные парагенетические комплексы некоторыми авторами выделены и именуется как формации, тогда как другие геологи и в других местах придадут им совершенно иной ранг – от подформаций и их частей до рядов формаций. Такой широкий диапазон таксономической оценки геологических объектов одного и того же уровня (или класса) может свидетельствовать только о несовершенстве методов формационного анализа и об отсутствии общепринятых принципов подхода к изучению образований подобного рода. Поэтому, рассматривая проблему парагенетических ассоциаций континентальных отложений, не представляется возможным перейти непосредственно к изложению фактического материала, не определив своего отношения к основным принципиальным позициям учения о фациях. Необходимость этого вызывается также напряженными дискуссиями, которые ведутся уже более двух десятков лет специалистами различных направлений, о методах и задачах формационного анализа.

Представляется излишним излагать здесь всю историю возникновения и развития учения о геологических фациях, ибо она чрезвычайно широко освещена в литературе и приобрела общую известность. Вместе с тем на некоторых главных ее моментах необходимо заострить внимание, так как они оказали решающее влияние на развитие и современное состояние данного учения.

Смысловое и содержательное значение термина "формация" испытало ряд последовательных изменений в первой половине текущего столетия. Если ранее (конец XIX–начало XX вв.) в подавляющем большинстве работ данный термин употреблялся в чисто стратиграфическом аспекте (как синоним системы, ее части или местного стратиграфического подразделения), то в 30–40-х годах наметилась тенденция рассматривать формации как естественноисторические категории, отражающие собой те или иные стороны геологического развития земной коры. Этому предшествовал этап бурного роста разнообразной геологической информации. Невиданный ранее размах геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, особенно на огромной и геологически разнородной территории СССР, обусловил в 30–40-х годах приток большого по объему и качественно нового фактического материала.

В процессе его получения и обработки геологи не могли не обратить внимания на существование разнообразных природных группировок горных пород, обладавших рядом устойчивых литологических (петрологических) сочетаний, повторяющихся от разреза к разрезу и переходящих из одного района в другой. Эти группировки не всегда укладывались в рамки биостратиграфических подразделений, их зачастую нельзя было выразить в знакомых понятиях яруса, отдела или системы. Так, сугубо эмпирически, постепенно начало складываться представление о существовании природных (естественных) ассоциаций горных пород, обладавших рядом характерных, устойчиво повторяющихся признаков.

Факт устойчивого постоянства характерных признаков породных ассоциаций уже сам по себе является выражением закономерности, говорит о подчинении процесса формирования этих геологических объектов определенному закону природы. Для обозначения таких объектов и стали употреблять термин "формация", имевший ранее свободную трактовку. На базе подобных фактов и представлений в 30-40-х годах складывается понятие о геологических формациях.

Н.С.Шатский один из первых определил сущность геологических формаций как закономерно построенных естественных (природных) группировок горных пород. К такой трактовке формаций присоединились В.И.Попов, Н.П.Херасков, Л.Б.Рухин, В.В.Белюсов, В.Е.Хаин, А.В.Пейве, Ю.А.Жемчужников и др. Несколько позже эту идею стали развивать и зарубежные геологи С.Бубнов, В.Крумбейн, Ф.Петтиджон, Ю.Роджерс и др.

Н.С.Шатский дал следующее определение формации: "Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности". /1965, с.3/: Это определение "не содержит никаких гипотетических предпосылок". Вместе с тем оно раскрывает, по существу, способ выделения формаций (по парагенезам).

Выделение подобной группировки (ассоциации, комплекса) пород не ограничивается (и не связывается) какими-либо дополнительными критериями, лежащими "вне" данной группировки - тектоническими структурами, этапами и стадиями развития, палеогеографическими особенностями и т.п. В работу по выделению и описанию конкретных формаций не допускается участие каких-либо теоретических предпосылок и умозрительных положений, что ставит формационный анализ на твердую почву эмпирических фактов. Именно этой стороне методических положений Н.С.Шатского и его последователей многие геологи, как нам представляется, не уделили должного внимания и именно с такой методической трактовкой формационного анализа был не согласен В.И.Попов /1968, с.16/, который, полемизируя с Н.С.Шатским, писал: "... геология и учение о формациях уже вышли из младенческого состояния, и поэтому генезис пород формаций это не только недостижимая идея, но вполне познаваемая на основе методов фациально-петрографического анализа". Исходя из данного утверждения, В.И.Попов предложил свое определение понятия формации /1966, с.11/: "Геологической формацией называется естественно-историческое сообщество генетически связанных, сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды (т.е. фации), которая возникает в той или иной фазе (этапе, стадии) развития данного региона земной коры".

В этом определении за исходные позиции приняты уже сугубо теоретические предпосылки (генезис пород, фазы и стадии развития региона). Не дается и конкретного способа выделения формаций. Введение в определение формации тех или иных теоретических предпосылок в качестве исходных положений стало характерным для работ многих геологов, особенно тектонистов (В.В.Белюсов, В.Е.Хаин и др.).

Несмотря на сразу же обнаружившиеся разногласия в частных определениях формации, идеи об ассоциациях горных пород в целом были приняты геологами с глубоким интересом и большими надеждами. Это и понятно, потому что геология до появления понятия о формациях оперировала знаниями о минеральном веществе только на уровнях минералов и горных пород. На этом были построены все ее геотектонические, палеогеографические, генетические и тому подобные гипотезы и теории. И вот впервые через понятие о геологической формации открылась реальная возможность познания минерального вещества на принципиально ином, более высоком, "надпородном", уровне организации, о котором ранее или совсем не имели представления, или, в лучшем случае, интуитивно догадывались через такое туманное определение, как "чувство свиты". И совершенно напрасно некоторые современные специалисты считают, что принцип "уровней организации материи" начинает приниматься геологической наукой только в самое последнее время. Что это не так, говорят слова Н.С.Шатского, высказанные им в 1955 г.: "Если минералы - парагенезы элементов, горные породы - парагенезы минералов, то геологические формации - парагенезы горных пород" /1965, с.53/. Этим самым Н.С.Шатский фактически устанавливает иерархию уровней организации минерального вещества и соответствующих им природных объектов. Интерес геологов исходил из осознания того, что новые представления о минеральном веществе, находящемся на специфическом уровне организации, обеспечат и новый качественный скачок в развитии геологической науки в целом. Появление учения о формациях как о неведомой ранее форме организации минерального вещества означало выход геологии на принципиально иной рубеж познания геологических явлений и процессов. И вполне естественно, что от этих новых представлений об организации минерального вещества геологи ожидали и принципиально нового геологического мировоззрения, а не решения каких-то частных задач. О том, что факт рождения новой отрасли геологической науки специалисты тех лет понимали именно так, свидетельствует передовая статья ведущего периодического издания советских геологов "Известия АН СССР, Серия геологическая", в которой отмечалось следующее: "Учение о формациях, разрабатываемое многосторонними методами и усилиями геологов различных специальностей - литологов, петрографов и тектонистов - должно быть центральной проблемой в области теоретической геологии наступающего пятилетия. Около этой центральной проблемы должны концентрироваться и другие проблемы отдельных геологических наук" /1951, № I/.

Первому подведению итогов работы и обобщению опыта исследования формаций была посвящена Новосибирская конференция 1953 г. Ею были определены главные исходные позиции различных точек зрения на формации и дано направление будущим теоретическим исследованиям в этой области геологии. Среди обширного круга ставящихся задач особое внимание обращалось на разработку методов изучения, выделения и классификации формаций, а также всестороннему описанию их конкретных (типовых) представителей.

Разнообразие теоретических подходов и методических приемов выделения формаций, против ожидания, не обеспечило в последующем быстрого решения проблемы. Разнородность и разномасштабность признаков, положенных в основу выделения формаций, обилие гипотетических положений, принимаемых за исходные позиции и не поддающихся прямой эмпирической проверке, привели только к расплывчатости очертаний предмета формационного анализа, неясности методических приемов и принципиальных основ самого учения.

Среди множества работ, в той или иной мере касающихся формационного анализа, выделяются работы, посвященные изучению и описанию формаций и их разрезов в конкретных регионах (что и было рекомендовано Новосибирским совещанием). В области изучения осадочных формаций такого рода работы проведены В.П. Казариновым /1958, 1960/, В.П.Казариновым и его сотрудниками /Выветривание...,

1969/, В.В.Лавровым /1957, 1959 и др./, П.П.Тимофеевым /1964, 1968, 1970/, К.В.Никифоровой /1960/, В.Н.Разумовой /1961/ и рядом других геологов. В 70-е годы этот цикл работ дополнен капитальным исследованием А.И.Анатольевой /1972/ докембрийских красноцветных формаций мира. В работах названных геологов приведен конкретный материал по составу и строению осадочных формаций различных типов и возрастов, даны оригинальные и во многом обоснованные генетические интерпретации фактических данных, а также высказаны и некоторые принципиально новые положения о характере эволюции осадочного породообразования. Пусть эти новые теоретические положения и заключения в последующем не всегда находят полное подтверждение, пусть даже имеются в этих работах тенденции некоторой абсолютизации частных методик и операций - все равно, работы данного профиля позволяют подходить к проблемам учения об осадочных формациях с позиции твердо установленных эмпирических фактов, которые в подавляющем большинстве могут быть проверены в любое время. В данных работах формационный анализ идет в направлении от объекта к теоретической схеме, а не наоборот и отвечает одному из основных методологических требований естествознания - возможности эмпирической проверки исходных принципов теории. Вытекающие из анализа работ выше названных геологов разногласия в трактовке тех или иных фактов, в методике изучения и описания формаций есть необходимые "издержки" периода становления нового направления в геологической науке и обусловлены в конечном счете недостаточностью исходных фактических данных для построения общей теории формационного анализа. Характеризуя работы этого профиля исследований, А.Л.Яншин в предисловии к монографии А.И.Анатольевой /1972/ писал: "Цель этих работ - дать типизацию и классификацию формаций внутри отдельных их групп, так как для построения всеобщей классификации формаций материала накоплено явно недостаточно и любая попытка такого рода неизбежно содержала бы много искусственного". Нам представляется, что высказанная А.Л.Яншиным мысль в основе своей глубоко правильна. Она фактически подтвердилась еще в начале 60-х годов, когда было предпринято много попыток создания различных общих методов и теорий формационного анализа, разрабатываемых на недостаточно подготовленной для этого естественнонаучной основе.

В то же время многим казалось, что исследователи, работающие в области изучения геологических формаций, слишком затянули период сбора и описания фактических данных, которых, по их мнению, и так уже накоплено более чем достаточно. Введенные в определение формации и непосредственно в формационный анализ разнообразные теоретические предпосылки и суждения (вроде обязательного соответствия формации определенной тектонической зоне, единице среды и т.д.) во многом способствовали отходу учения о формациях в сторону фактической непроверяемости и свободы трактовки основных понятий. Они-то и создали видимость изобилия фактических данных "формационного уровня". В работах подобного толка всего на нескольких страницах излагались классификации формаций целых геосинклинальных систем, а на картах формаций, составляемых ВСЕГЕИ, каждое из выделяемых подразделений "закономерно" занимало свое место в тектонических зонах, палеоструктурах и поясах. Вместе с тем неуклонно росло и осознание того факта, что во многих случаях все эти формационные карты, схемы и классификации не несут с собой качественно новой информации об изучаемых объектах и, главное, не обеспечивают геологу принципиально иные подходы к познанию геологических явлений и процессов.

Причиной сложившегося положения в учении о формациях подавляющее большинство геологов считали отсутствие строгого, всесторонне научно обоснованного определения понятия формации. Соответственно в разработке такого определения многие видели выход из возникшего затруднения. Состоявшееся в мае 1968 г. Ленинградское совещание по геологическим формациям и было практически посвя-

щено этим вопросам. В большинстве докладов, опубликованных в трудах совещания, разбираются различные теоретические аспекты понятия "геологическая формация", принципы систематики и классификации формаций и некоторые другие общетеоретические положения формационного анализа.

В отличие от Новосибирской конференции 1953 г. на Ленинградском совещании впервые были широко представлены работы математического профиля исследования /Бугаец и др., 1968; Воронин, Еганов, 1968; Казисын, 1968; и др./. Однако названные работы также посвящены не конкретному математическому анализу конкретных формационных объектов, а всецело направлены на разбор различных логико-математических вариантов понятийной базы формационного метода и выработку формальных критериев, определяющих понятие "геологическая формация". В результате, несмотря на большое разнообразие тематики докладов и широту круга обсуждаемых проблем, указанное совещание не пришло к сколько-нибудь удовлетворительному решению и ограничилось фактически констатацией тех же задач, которые ранее были поставлены Новосибирской конференцией 1953 г.

Заданный Ленинградским совещанием тон определил в последующие годы весьма своеобразное направление исследований в области учения о формациях. Почти непрерывным "потоком" стали появляться разнообразные "современные", "формализованные", "логические", "философские" и, в общем, "теоретические" обобщения и методы формационного анализа, к сожалению, не содержащие (или почти не содержащие) анализа конкретных геологических объектов. В наиболее законченной форме основные принципы данного направления исследований изложены в работах Ю.А. Воронина и Э.А. Еганова /1969, 1972/. Поскольку эти работы в некоторых геологических кругах рассматриваются и поныне как новое направление в теории формационного анализа, считаем необходимым кратко остановиться на исходных позициях излагаемых в них положений.

Причина неудовлетворительного состояния формационного анализа, по мнению названных исследователей, заключается в "ошибочности основных отправных положений" прежней геологической теории /Воронин, Еганов, 1969, с.126/. И главной ошибкой прежних воззрений считается то обстоятельство, что геологи искали природные, "естественные" формы организации минерального вещества на более высоком, нежели горные породы, уровне, тогда как таковых в принципе не существует. Они пишут: "Из контекстов работ, имеющих формационные построения, можно заключить, что многие считают совершенно очевидным и понятным такие критерии, как "естественность", "закономерность", и верят в то, что существуют природные формационные, фациальные, породные границы, т.е. границы, назначаемые природой, а не исследователем... Но о критерии "естественности", "закономерности" можно сказать только то, что в некоторых простых и наглядных случаях он всего лишь согласованно воспринимается. Однозначно же истолковать его невозможно, а это значит, что его нет вообще" /Там же, с.129/. Не существует ни фациальных, ни породных, ни формационных границ, назначаемых природой, а не исследователем: "... если нами выделяются слои и массы горных пород, залежи полезных ископаемых, словом, те или иные геологические тела, то это не просто потому, что они "естественно" и "независимо от нашего желания" выделяются, а потому, что необходимость именно такого их выделения осозналась как необходимая для каких-то целей, которые зачастую в сознании и не сформированы явно, особенно если целью является познавательная потребность" /Там же, с.127-128/. Следовательно, поиски природных форм организации минерального вещества были заранее обречены на неудачу, ибо, по мнению Ю.А. Воронина и Э.А. Еганова, такие формы не имеют содержательного смысла. В природе все "естественно", а потому любое структурирование геологической действительности будет правильным, если оно будет отвечать целям поставленных нами исследований. Подобные заключения якобы необходимо вытекают из логического анализа основ учения о

формациях с позиций "современной теории познания".

В настоящее время пока трудно говорить, насколько такие принципы соответствуют современной теории познания, но, следуя им, можно вполне определенно давать заключения, что гранит был выделен с целью "выделить гранит", а формы кристаллов касситерита появились только потому, что "необходимость именно такого их выделения осозналась как потребная для каких-то целей". Как правильно отметил И.В.Круть /1968, с.108/, следуя путями логических построений Ю.А.Воронина и Э.А.Еганова, "остаётся признать нереальность объектов геологии".

Критерием правильности формационных построений по Ю.А.Воронину и Э.А.Еганову является не выявление естественных природных сообществ горных пород, а получение практических результатов, отвечающих поставленным целям исследований. Отсюда и вытекает положение, что учение о формациях играет роль только вспомогательного инструмента при решении каких-либо частных задач геологии. Нетрудно увидеть, что вопрос о существовании реальной, независимой от наших целей и потребностей структуре геологических объектов здесь просто "загораживается" вопросом о критерии практики.

Следует также отметить, что подавляющее большинство работ данного профиля исследований, как и работы Ю.А.Воронина и Э.А.Еганова, выполнены в духе почти полного отрыва от конкретных геологических материалов. Рассмотрение тех или иных аспектов формационного анализа здесь всецело ведется в рамках понятий и суждений (часто субъективно трактуемых) физики, логики, теории познания и других наук, но без привлечения необходимых геологических данных. Даже такие эмпирические принципы и понятия геологии, как "парагенезис", авторы этих работ считают возможным выводить логическим путем, не обращая сколько-нибудь к фактическим материалам. Ошибочность подобных операций с исходными принципами естествознания хорошо показана в работе В.И.Драгунова с соавторами /1974, с.20/. Отмеченное обстоятельство выражает стремление авторов таких работ решать основополагающие проблемы геологии принципами и методами других наук, но не самой геологии.

Итак, краткий обзор истории развития идей формационного анализа за истекшие два десятилетия показывает, что разнообразные попытки решения коренных проблем учения о формациях с позиций общетеоретических предпосылок или априорных гипотетических утверждений и взглядов, как и предполагал Н.С.Шатский, не принесли этому учению сколько-нибудь ощутимого прогресса. "Выделение формаций на основе надуманных односторонних классификаций (климатическая, тектоническая) и других теоретических предпосылок, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения формации" /Шатский, 1960, с.16/. Теперь, спустя почти два десятилетия, остаётся только это признать.

Не оправдались и попытки решения ключевых проблем формационного анализа методами других наук, в частности математики. "Математическое овладение новыми "территориями" в естествознании опирается на основательное их исследование естественнонаучными методами" /Сачков, 1971, с.15/, тогда как предпринимаемые попытки развития формационного анализа велись в полном отрыве от эмпирических данных. Математики, взявшиеся за решение этой проблемы, направили усилия в основном на критику существующих понятий и эмпирических положений геологии, не утруждая себя анализом конкретных фактических материалов.

Однако широкая и продолжительная дискуссия по проблемам геологических формаций была не напрасной уже потому, что помогла вскрыть сущность различных подходов и точек зрения на формации, а время, прошедшее с начала дискуссии, показало результаты их практической реализации. Поэтому, как бы ни оценивались эти результаты, все-таки нужно признать, что все работы, сделанные в данной области, исторически были необходимы и все они способствовали развитию

учения о формациях. Но нужно признать и другое. Время, прошедшее в острых дискуссиях по проблемам формаций, само "отобрало", "отсортировало" или "вывело" из множества работ и исследований те факты, эмпирические принципы, обобщения и методы, которые "прошли", существенно не изменившись, через все сложные обстоятельства дискуссии.

С этими принципами, обобщениями и методами можно полностью не соглашаться, вводить уточнения и поправки, но не учитывать их нельзя при конкретных исследованиях структуры геологических объектов.

Необходимо отметить и то, что излагаемые ниже теоретические принципы и эмпирические обобщения получены именно теми исследованиями, которые были направлены на выяснение естественной картины геологических объектов, выявление естественных парагенезов горных пород, а не пытались проводить структурирование геологических объектов "от себя" априорно принятых параметров классификаций и узкоутилитарных целей. Ниже кратко охарактеризуем эти опорные положения и принципы.

Одним из подобного рода положений является обобщение Н.М.Страхова /1960, 1962/ о климатических типах литогенеза. О характере и достоинствах этого обобщения здесь особенно говорить не приходится, ибо оно широко известно геологам. Вместе с тем считаем необходимым выразить свою точку зрения на то обстоятельство, что многие геологи усматривают в обобщении Н.М.Страхова излишнюю "актуалистичность", прямой перенос картины современных литогенетических процессов на древние исторические эпохи. Думается, что это не так. Исследования Н.М.Страхова, как это представляется по анализу его работ, направлены не просто на изучение современной картины процессов литогенеза, а на "вычленение" из этой картины наиболее устойчивых сторон или, иначе говоря, законов поведения минерального вещества в различных климатических обстановках, определяемых в конечном счете фазовым состоянием воды и балансом увлажнения и испарения. В древние эпохи картина литогенетических явлений на поверхности планеты могла быть иной, но характер законов, управляющих процессами литогенеза, должен быть тот же с момента появления на планете воды и климата.

Установленные Н.М.Страховым закономерности поведения минерального вещества в различных климатических обстановках имеют одно из первостепенных значений для теории формационного анализа. Знание этих законов во многом определяет "расшифровку" характера и форм парагенетических связей, выяснение самой структуры парагенетических ассоциаций.

Существенно важным на пути построения теории формационного анализа представляется учет эмпирических принципов, выведенных В.П.Казариновым /1958/ на материалах изучения осадочных толщ Сибири. В.П.Казаринов один из первых исследователей на конкретных фактах установил непосредственную связь особенностей состава осадочных толщ бассейнов седиментации со стадийностью развития процессов мобилизации минерального вещества в областях сноса. На основе этого принципа им предложен так называемый метод литолого-формационного анализа, который во многих случаях не выдержал проверки и был подвергнут справедливой критике. Однако этот метод явился только одной из попыток, пусть не совсем удачных (ведь в нем есть и достоинства), практической интерпретации установленного эмпирическим путем принципа связи эволюции литогенеза в бассейнах седиментации со стадийностью тектоно-геоморфологического развития областей мобилизации. И в установлении этого принципа несомненная заслуга сибирских геологов. На путях дальнейшего исследования и развития данного эмпирического принципа и связанных с ним методов можно ожидать совершенствования одной из основ учения о парагенетических ассоциациях, а именно связи ассоциаций с определенными тектоническими этапами.

Как бы в противовес мнению о пассивной роли бассейнов седиментации в про-

цессах эволюции литогенеза явилось крупное эмпирическое обобщение В.В.Лаврова /1957, 1959, 1965а,б/, составленное им на материалах изучения палеоген-неогеновых толщ Казахстана и Сибири. Существенной и своеобразной чертой этого обобщения явилось то, что парагенетические ассоциации осадочных горных пород рассматриваются В.В.Лавровым как определенные физико-химические (литохимические) системы, возникновение которых связано с появлением определенных обстановок среды в бассейнах седиментации. Особенности породных ассоциаций как физико-химических систем показаны через характер аутигенного минералообразования, являющегося выразителем ведущих физико-химических реакций среды осадконакопления в областях седиментации той или иной палеогеографической эпохи. Аутигенные новообразования здесь выступают в качестве связующего звена, посредством которого горные породы "входят" в единую систему. Они не являются порождением или принадлежностью какой-то одной конкретной породы или видов пород, а представляют собой продукт внутреннего взаимодействия всей системы. Ценность данного обобщения состоит, по нашему мнению, в том, что В.В.Лавровым, пожалуй впервые в области исследования осадочных формаций, показан один из конкретных способов парагенетической связи осадочных горных пород в системе (формации).

Дальнейшее развитие установленных эмпирических принципов и обобщений необходимо предполагает соответствующее развитие адекватных им методических приемов исследования осадочных толщ. В этом смысле наиболее универсальным методом изучения осадочных формаций представляется метод литолого-фашиального анализа, разработанный группой московских литологов под руководством Ю.А.Жемчужникова и П.П.Тимофеева. Своеобразие этого метода заключается в том, что подразделение какой-либо изучаемой толщи на фашиально-генетические единицы различного ранга здесь является не конечной целью исследования, а в известной мере начальной ступенью. Основная стадия анализа начинается с момента всестороннего литологического изучения выделенных фашиально-генетических подразделений и последующего сравнения их ведущих литологических характеристик. В результате такой подход позволяет, с одной стороны, выделить ведущие, как бы фоновые литологические (и литогенетические) характеристики изучаемой толщи, которые "проходят" через все фашиальные и генетические разновидности отложений, а с другой - видеть пределы колебаний этих характеристик в различных фашиально-генетических подразделениях. Наиболее полно возможности данного метода изучения типовых разрезов и формаций показаны П.П.Тимофеевым /1968, 1970/ на примере анализа угленосной толщи мезозоя Южной Сибири.

Вышерассмотренные эмпирические принципы, обобщения и методы прошли в существе своем "неуязвимыми" через всю дискуссию о формациях, несмотря на неоднократные попытки поколебать их с позиции той или иной точки зрения. Это и понятно, поскольку данные теоретические положения всецело опираются на твердую фактическую основу, выведенную из наблюдений над реальными процессами и явлениями природы, а не из гипотетических предположений или представлений о целях исследований. И только на основе подобных фактов, представлений и методов следует ожидать дальнейшего развития идей формационного анализа осадочных толщ.

ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основу методики изучения парагенетических ассоциаций континентальных отложений авторы пытались строить на принципиальных позициях, изложенных в предыдущем разделе. Согласно этим положениям авторы считали методически недопустимым подходить к изучению парагенетических ассоциаций континентальных образований с заранее подобранным списком классификационных требований. Иначе гово-

ря, парагенетическим ассоциациям априорно не ставилось каких-либо ограничений пространственных размеров, свойств, приуроченности к тектоническим структурам и стадиям развития и т.п. Считалось, что все эти параметры ассоциаций могут быть получены только после детального изучения опорных разрезов.

В связи с такой постановкой вопроса выявилась и неправомерность требования, чтобы классификация парагенетических ассоциаций обязательно должна быть выдержанной по отношению к одному или нескольким доминирующим признакам (например, к цвету пород или характеру гранулометрии и т.п.). Различные ассоциации обладают и разными литологическими свойствами. И если для одной из них тот или иной признак является системообразующим, а значит, и устойчиво повторяющимся, то для другой ассоциации он может и не играть значительной роли.

Некоторые парагенетические ассоциации континентальных отложений обладают очень ярким внешним выражением своих литологических (и литогенетических) системных свойств и давно уже обратили на себя внимание исследователей. К ним относятся красноцветные и угленосные формации. Однако и в данном случае более детальные исследования парагенезов открывают геологу такие свойства этих систем, которые не обладают яркими внешними характеристиками. Свойства же других ассоциаций континентальных отложений вообще не имеют яркого внешнего выражения и выявляются только после детального литологического изучения разрезов. В процессе картирования и расчленения региональных разрезов таким ассоциациям, как правило, "не везло" — геологи или объединяли их с другими по составу толщами, или выделяли как "фациальную разновидность" близких литологических (и стратиграфических) подразделений.

В процессе изучения опорных разрезов континентальных толщ авторы опирались, как уже упоминалось выше, на метод литолого-фациального анализа, разработанный группой литологов Геологического института АН СССР под руководством П.П.Тимофеева. Теоретические положения этого метода и конкретные приемы анализа отражены в ряде публикаций и в наиболее законченной форме описаны в обстоятельной монографии П.П.Тимофеева /1969, 1970/. По данной методике, изучаемые разрезы континентальных отложений подразделялись на составные фациально-генетические единицы различного ранга. Каждая из групп близких по рангу фациально-генетических подразделений служила объектом литологического исследования. Особое внимание обращалось на литолого-петрографическую характеристику пород, состав глинистых минералов и обломочных компонентов, аутигенное минералообразование, тональность и природу окраски горных пород. Одновременно проводилось изучение характера и форм отношений между составляющими членами фациально-генетического подразделения, а также и между самими этими подразделениями. При этом наибольшее значение имели характер сочетания пород в разрезе и по простиранию, отношение между составом обломочных компонентов и глинистых минералов, состав аутигенных новообразований и формой их нахождения в породах, характер фациальных сочетаний и т.п.

В процессе изучения разрезов континентального палеоген-неогена Северо-Западной Азии и сравнительного анализа их с разрезами более древних отложений большое внимание уделялось характеру аутигенного минералообразования как одной из основных форм выражения системных свойств континентальных парагенетических ассоциаций. В период многолетних исследований авторы имели возможность неоднократно убедиться в действенности основных положений метода литохимического анализа континентальных толщ, разработанных В.В.Лавровым /1957, 1959 и др./, и попытались по возможности полнее использовать этот метод в своей практике.

В результате такого подхода было выяснено, что в строении изучаемых разрезов континентальных отложений участвуют те или иные породные группировки, для каждой из которых характерен определенный порядок отношений (связей)

между составляющими ее членами. Однако не любые связи между составными членами группировки оказались определяющими. Таковыми являются только те связи, которые обуславливают собой появление у породной группировки совершенно новых свойств, не аддитивных по отношению к свойствам составляющих группировку членов, т.е. данные свойства могут быть и не характерны для отдельно взятой породы или фацциально-генетической единицы, но проявляются в их сочетании. Появление новых свойств обеспечивает известную самостоятельность существования породной группировки, ее автономность в разрезах.

Полученные в процессе исследования факты побудили авторов ввести в формационный анализ понятие идентификационного комплекса, служащее целям опознавания (идентификации) той или иной породной группировки в разных разрезах и различных частях региона. В общей форме определение данного понятия может быть сформулировано следующим образом: идентификационный комплекс – это совокупность наиболее характерных системообразующих свойств породной ассоциации, составляющая ее качественную определенность.

Идентификационный комплекс характеризуется следующими чертами:

а) он объединяет достаточно общие и устойчивые литологические черты ассоциации, которые "проходят" без существенных изменений через все фацциальные и генетические разновидности пород;

б) вместе с тем он не затушевывает частной картины строения разрезов ассоциации, а служит "фоном", на который проецируются особенности этих разрезов;

в) он является типичным для выделяемой ассоциации, характеризует собой определенный тип литогенетической организации.

Составляющие идентификационного комплекса понимаются как переменные величины породной ассоциации, роль которых относительно друг друга может меняться до известных пределов. В тех или иных разрезах могут несколько доминировать одни свойства идентификационного комплекса, тогда как в других они уступают доминирующую роль иным составляющим. Но при этом внутренняя связь между составляющими не должна нарушаться.

**ТИПЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.
СЕМЕЙСТВО ГУМИДНЫХ (СИДЕРОФИЛЬНЫХ)
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ**

... самыми верными доводами и ясными доказательствами является все то, что постигается путем наглядного показа и подпадает под восприятия чувствами.

Абу Зейд аль-Балхи¹

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В настоящей главе начнем описание главнейших, т.е. наиболее распространенных в разрезах фанерозоя, парагенетических ассоциаций континентальных отложений, сформированных, как показывают их палеоклиматические характеристики, в условиях гумидного и аридного типов литогенеза. Континентальные парагенетические ассоциации ледового типа литогенеза распространены в разрезах фанерозоя крайне редко, они еще плохо изучены и само выделение их во многих районах в достаточной мере спорно. Обобщившие огромный фактический материал по осадочным отложениям Р.Гаррелс и Ф.Маккензи показывают, что масса сносимого ледниками обломочного материала составляет лишь около 10% общего количества осадков /1974, с.III/. Если же учесть, что большая часть этого материала отлагается в бассейнах седиментации гумидных зон, то отложения собственно ледового типа литогенеза составляют совсем малую часть от общего количества осадков.

Как указывалось в начальном разделе монографии, детальная характеристика континентальных парагенетических ассоциаций ведется в основном на примере разрезов континентального палеогена и неогена Северо-Западной Азии.

Выявленные и изученные парагенетические ассоциации в последующем сравнивались с более древними своими аналогами, в той или иной мере распространенными в разрезах мезозоя и палеозоя. Это давало возможность "вычленения" из всего многообразия фактов ведущих явлений и закономерностей, характеризующих процессы формирования континентальных парагенетических ассоциаций.

Отложения палеогена в различных регионах Северо-Западной Азии успешно изучались на протяжении нескольких десятков лет многими специалистами - геологами и палеонтологами, исследовательскими и производственными коллективами. Результаты этих работ изложены в большом количестве публикаций, даже одно перечисление которых заняло бы значительный объем. Поэтому авторы вынуждены были отказаться от освещения результатов ранее проведенных исследований, тем более что исторические справки о региональных геологических исследованиях регулярно публикуются в специальной литературе. Авторы решили ограничиться только ссылками на те литературные источники, которые непосредственно были использованы при рассмотрении тех или иных вопросов.

В основу демонстрируемых в настоящей главе литолого-палеогеографических карт положены данные "Атласа литолого-палеогеографических карт СССР" /1966/, значительно дополненные и конкретизированные фактическими материалами исследований авторов монографии и других геологов в конце 60-х и 70-х годах.

В процессе изучения разрезов континентального палеогена и неогена Северо-Западной Азии авторам пришлось уделять внимание стратиграфической корреляции толщ, особенно в тех регионах, где стратиграфия данных образований по тем или иным причинам была недостаточно разработана. В результате по ряду регио-

¹ Цит. по: Авербах Ю. Этика Шахмат. - Наука и жизнь, 1973, № 10, с.150.

нов нами были получены некоторые принципиально новые стратиграфические данные, которые только частично опубликованы. Поскольку же они необходимы для освещения поставленной задачи, авторы сочли нужным привести их в настоящей главе. Они сопровождаются схемами стратиграфической корреляции толщ.

Переходя к характеристике главнейших парагенетических ассоциаций континентальных отложений, считаем необходимым кратко пояснить принятую терминологию. Следуя разработанным положениям Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова и их последователей, авторы рассматривают горные породы, их слои и пачки, входящие в парагенетическую ассоциацию, как элементарные составляющие ассоциации (или их члены). В эту же категорию объектов нами включаются и аутигенные минеральные образования как продукт ведущих физико-химических реакций системы. Среди элементарных составляющих ассоциаций различаются:

- а) главные члены, характеризующие основной состав ассоциации;
- б) второстепенные члены, выполняющие функцию дополнительных членов ассоциации, присутствие или отсутствие которых не влияет на основные качественные показатели ассоциации;
- в) вторичные члены, возникающие в результате разнообразных наложенных процессов, не связанных с временем формирования ассоциации (выветривание, метаморфизм, пластовое окисление и т.п.).

В зонах (районах) латерального перехода (сочленения) ассоциаций в составе их элементарных составляющих различаются: а) патрические (или "свои") члены, характерные для данной ассоциации, и б) аллофильные ("чужие", "соседские") члены, характерные для соседней, сочленяющейся ассоциации. Последние присутствуют в виде включений среди патрических членов (как бы вкраплены в них).

Континентальным парагенетическим ассоциациям даны наименования по характерным комплексам аутигенных образований как наиболее представительным выражением системных свойств ассоциаций. Авторы не настаивают на обязательном сохранении в будущем данных ими наименований ассоциаций, если будет предложено более емкое и отвечающее их сущности определение.

Анализ фактических данных по вещественному составу и типу парагенетических (вещественно-структурных) связей и отношений позволяет разделить главнейшие ассоциации континентальных отложений на два семейства - гумидные (сидерофильные) и аридные (кальциефильные) ассоциации.

В семейство гумидных (сидерофильных) парагенетических ассоциаций объединены широко распространенные континентальные отложения, в составе аутигенных образований которых главенствующая роль принадлежит разнообразным соединениям железа. В различных типах ассоциаций аутигенные соединения железа приобретают и разные минералогические формы. Парагенетическая связь определенных минералогических форм железа с другими аутигенными образованиями является в данном случае показателем ведущих физико-химических реакций литологических систем. Иначе говоря, аутигенные соединения железа как бы проходят через все ассоциации данного семейства, подчеркивая тем самым определенную связь их между собой.

Известные к настоящему времени комплексы палеонтологических остатков из отложений данного семейства всецело характеризуют собой обитателей гумидных ландшафтов. Это обстоятельство позволяет сделать заключение, что в генетическом смысле семейство сидерофильных ассоциаций континентальных отложений является образованием гумидного палеоклиматического типа литогенеза.

В составе характеризуемого семейства выделяются четыре типа парагенетических ассоциаций: углисто-сидерит-колчеданная, железисто-карбонатная, пестроцветная гематит-каолиновая и сероцветная грубообломочная.

УГЛИСТО-СИДЕРИТ-КОЛЧЕДАННАЯ АССОЦИАЦИЯ

В разрезах палеогена Северо-Западной Азии в настоящее время установлены два разновозрастных парагенеза, построенных по типу углисто-сидерит-колчеданной ассоциации. Это толща континентальных отложений среднего-верхнего эоцена и среднего-верхнего олигоцена. В сводном разрезе палеогена указанной части континента они разделены толщей континентальных и морских осадков нижнего олигоцена, построенной по иному типу.

Рассмотрение основных черт состава и строения углисто-сидерит-колчеданной ассоциации ведется на примерах вышеуказанных двух разновозрастных толщ. Это предпринято из следующих соображений.

Как средне-верхнеэоценовые, так и средне-верхнеолигоценовые отложения сформированы здесь в условиях гумидного палеоклимата, на что указывают многочисленные палеонтологические и литологические данные. Вместе с тем устанавливается и значительная разница в особенностях палеоклиматов времени их формирования. Если в верхнем эоцене осадконакопление в континентальных бассейнах седиментации осуществлялось в условиях господства типичного субтропического палеоклимата, то в среднем-верхнем олигоцене - теплоумеренного. Представляется важным рассмотреть, влияют ли данные различия в характере гумидного в целом палеоклимата на состав и строение формирующихся парагенетических ассоциаций.

УСЛОВИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Отложения палеогеновых углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций весьма широко распространены на территории Северо-Западной Азии. Они тяготеют к северной части данной территории, прослеживаясь в различных геоструктурных областях Зауральских равнин и гор Южной Сибири (рис. I, А, Б, см. вкладку).

В орогенной области Алтая и прилегающих к нему территорий данные образования залегают в межгорных прогибах и внутригорных впадинах, имеют резко различные мощности (в зависимости от размеров впадин и длительности их развития) и несколько более грубый состав осадков. В пределах Казахского эпипалеозойского щита ими выполнены древние погребенные долины и различные по конфигурации и размерам эрзионно-тектонические депрессии. Угленосные средне-верхнеолигоценовые отложения почти непрерывным чехлом покрывают огромные территории Западно-Сибирской и северной части Туранской плит, прослеживаясь на многие сотни и тысячи километров. Фактически же они прослеживаются и далее за пределы Арало-Сибирских равнин в восточном и западном направлениях /Лавров, 1965а, б/.

На протяжении всей огромной и геотектонически разнородной территории Северо-Западной Азии описываемые толщи занимают повсеместно однотипное положение в разрезах палеогена, что нашло свое отражение в региональных схемах стратиграфии (табл. I), и охарактеризованы соответственно принципиально разновозрастными комплексами палеонтологических остатков.

Несмотря на некоторые региональные различия строения углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, они характеризуются прежде всего определенными чертами общности. В естественных обнажениях и скважинах, вскрывающих неокисленные разрезы средне-верхнеэоценовых или средне-верхнеолигоценовых отложений данные образования представлены повсеместно сероцветными глинисто-песчано-алевритовыми отложениями, в той или иной мере насыщенными углефицированной растительной органикой и аутигенными сидеритами и колчеданами различных морфологических типов.

В межгорных впадинах и по окраинам Казахского щита в строении описываемых ассоциаций значительное участие принимают грубообломочные разности пород -

Таблица 1

Схема стратиграфической корреляции региональных разрезов глыбистых континентальных отложений верхнего мела и палеогена Северо-Западной Азии

Отдел	Положение, ярус	Тип палеофлоры	Комплекс фауны позвоночных	Орогенная область Алтая			Западно-сибирская плита			Казакский щит
				Впадины Приизьясья	Впадины Горного Алтая	Казакстанское Прииртышье	Юг Западной Сибири	Тургай		Внутренние районы щита
				Свиты						
Эоцен	Опсигонен	Тургайская	Paraceratherium Prochorovi, Protheraceratherium sp., и др. Индрико-териевый	Ашутасская	Кошгагачская	Ашутасская	Некрасовская серия	Кайдагульская, индрико-териевая (песчано-алевритовые углистые слои)	Индрико-териевая, аскаманская, мурузумская, жана-аркская	
				Тузакбакская	Красногорская	Толща зелено-вато-коричневых глин				Чеганская (Тавдинская)
	Полтавская	Lophodontidae, Saisanomidon Borisovi Bel., Trionichidae и др.	Турангинская	Талдыдзургумская	Турангинская	Лялинворская	Саксаульская	Кварцевые галечники	Турангинская	
			Зимунайская	Карачумская	Северозайсанская	Талицкая	Пески, алевриты, глины	Амгальдинская	Ашутская	
Палеоцен	Гелинденская	Обайлюнский; Eudinocherus obaiensis, Mongolotherium sp. и др.	Зимунайская	Карачумская	Северозайсанская	Талицкая	Пески, алевриты, глины	Амгальдинская	Ашутская	
			Зимунайская	Карачумская	Северозайсанская	Талицкая	Пески, алевриты, глины	Амгальдинская	Ашутская	
Верхний мел	Сено-данаи	Динозавры								



Парагенетические ассоциации (1-4): 1 - углисто-сидерит-колчеданная, 2 - железисто-карбонатная, 3 - пестроцветная гематит-кварцевая, 4 - пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная; 5 - морские отложения

гравийники и галечники (конгломераты). В ряде регионов и их частей данные образования включают промышленные залежи бурых углей и серных колчеданов (Жиланчинский бассейн, Кайнама, Чуйский бассейн и др.). Эти характерные литологические и литогенетические черты породных ассоциаций остаются принципиально неизменными как для орогенных областей и щитов, так и для плит. Данное обстоятельство позволило геологам довольно уверенно и однозначно опознавать и выделять эти толщи в региональных разрезах и с учетом палеонтологических данных производить межрегиональную стратиграфическую корреляцию. Вместе с тем однотипность строения разрезов и состав отложений средне-верхнеэоценовой и средне-верхнеолигоценовой континентальных толщ в ряде случаев явилась причиной ошибочного объединения данных образований в единую толщу. Это происходило обычно в тех районах, где разрезы палеогена фрагментарны или плохо обнажены и недостаточно изучены палеонтологически. Во всяком случае, данный факт очень ярко подчеркивает принципиальное сходство двух разновозрастных, но литогенетически однотипных парагенезов.

Наиболее четко положение в разрезе палеогена углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций и взаимоотношение их с подстилающими и перекрывающими толщами устанавливаются в бассейнах седиментации континентального режима, испытывавших в течение всего палеогена перманентное опускание. Таковы межгорные и внутригорные впадины орогенной области Алтая, некоторые эрозионно-тектонические депрессии Казахского щита и наиболее опущенные участки Западно-Сибирской и Туранской плит. Среди подобного рода структур выделяется довольно обширный Зайсанский межгорный прогиб, где представлен полный разрез сугобо континентального палеогена, прекрасно характеризованный палеонтологически. В пределах данного прогиба наиболее четко выражено стратиграфическое положение углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций и их взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими толщами.

Средне-верхнеэоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация как межрегиональный стратиграфический горизонт явственно обозначилась сравнительно недавно благодаря исследованиям конца 50-х и 60-х годов. Это объясняется тем, что на обширных равнинах Зауралья отложения этого возраста представлены преимущественно морскими образованиями. Их континентальные эквиваленты по периферии Казахского щита плохо обнажены и в силу литогенетической общности с углистыми отложениями среднего-верхнего олигоцена описывались вместе с последними как единая толща.

В сводном разрезе палеогена Зайсанской впадины средне-верхнеэоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация выделена и описана как турангинская свита /Лавров, Ерофеев, 1958, 1963; Ерофеев, 1969/. Она резко, с элементами размыва контактирует с подстилающими образованиями нижнего-среднего эоцена и достигает мощности порядка 100 м. С вышележащими отложениями нижнего олигоцена она связана постепенными переходами. Углистые глинисто-песчано-алевритовые отложения турангинской свиты во многих пунктах содержат прекрасные отпечатки Полтавской субтропической флоры верхнего эоцена /Ильинская, 1962/, палинологические комплексы /Ржаникова, 1968/, а также костные остатки позвоночных /Ерофеев, 1969/. Возраст отложений вполне определенно устанавливается как верхний эоцен, тогда как базальные горизонты толщи, возможно, охватывают и верхи среднего эоцена.

Аналогичные по составу отложения прослеживаются во впадинах Южного Алтая вплоть до Чуйской впадины центральных районов Горного Алтая, где данные образования описаны в составе талдыдоргунской свиты /Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973/. Последняя охарактеризована здесь палинологическим комплексом среднего-верхнего эоцена.

В северо-западном направлении от территории Призайсанья отложения средне-

верхнеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации установлены поисково-съёмочными и буровыми работами в многочисленных впадинах и погребённых долинах Казахского щита. В пределах Балхаш-Иртышского междуречья (Причингизье) углистые и колчеданистые отложения, содержащие споры и пыльцу верхнего эоцена, вскрыты скважинами в эрозионно-тектонических впадинах /Цеховский и др., 1969/. Они с размывом залегают на пестроцветных кремнистых отложениях датско-палеоэоценовой северозайсанской свиты и на более древних образованиях.

С углистыми отложениями Причингизья хорошо сопоставляется аллювиальная и озерно-аллювиальная толща кварцевых песков, песчаников и глин, слагающая низы разреза древних долин и погребённых депрессий центральных районов Казахского щита. В обнажениях правобережья долины р.Кулан-Утпес данные отложения включают отпечатки средне-верхнеэоценовой субтропической флоры /Малиновский, 1967/. Благодаря тому что хорошо водопроницаемые галечно-песчаные отложения верхнего эоцена в данном регионе претерпели значительное окисление и лимонитизацию, многими исследователями они описывались как чаграйская свита верхнего олигоцена. И только проведение здесь больших объемов буровых работ в 60-х годах позволило установить истинное положение данных образований в разрезах древних долин и эрозионно-тектонических депрессий.

На юге Западно-Сибирской плиты континентальные отложения среднего-верхнего эоцена развиты по периферии Казахского щита и в Приалтайском районе. Наиболее полно они представлены в Семипалатинском Прииртышье, где вскрыты многими скважинами и буровыми профилями. В данном районе углистые отложения выполняют депрессии в погребённом палеозойском фундаменте окраинной части щита и включают пласты и линзы бурых углей мощностью до 18 м /Ерофеев и др., 1966/. Отложения содержат споры и пыльцу среднего-верхнего эоцена. В последние годы благодаря разбуриванию этой территории нами совместно с Г.С.Карловой и С.С.Кузьминым прослежено непосредственное сочленение углистых континентальных отложений верхнего эоцена с морскими отложениями верхнелюлинворской подсвиты Западной Сибири. Обнажающиеся в обрывах р.Иртыша у с.Майского и в прилегающих к нему районах отложения верхнеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации предыдущими исследователями были ошибочно отнесены к некрасовской серии среднего-верхнего олигоцена.

Далее вдоль северо-восточной и северной окраин Казахского щита данные образования представлены прибрежно-морскими фациями, сложенными косо- и параллельнослоистыми кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песками с включением линз и пропластов кремнистых сахаровидных песчаников. В районах озер Карасор, Жамантуз и Такырсор из этих отложений собраны большие коллекции верхнеэоценовой субтропической флоры, в настоящее время подробно описанные Н.М.Макулбековым /1972/. Аналогичные по составу образования устанавливаются и вдоль восточного борта Тургайского прогиба и в Юго-Восточном Приуралье, где они выделяются как прибрежно-морские и континентальные фации саксаульской свиты.

Ярким примером подобного типа разрезов саксаульской свиты могут служить ее разрезы, вскрытые в 1980 г. рядом скважин Аркалыкской съёмочной экспедиции в восточной части Казахского щита (на левом берегу р.Акжар, в 11 км юго-западнее г.Аркалык). В скв. I27 характеризуемая толща мощностью 15,8 м имеет двучленное строение: ее низы сложены преимущественно кварцевыми песками, мелкозернистыми, хорошо сортированными (прибрежно-морскими фациями), верхи - углистыми глинами с линзами и пластами бурых углей (фациями болот и заболоченных озер прибрежно-морской равнины).

Таким образом, на огромной территории от Алтая до восточных склонов Урала явственно прослеживается пояс распространения толщи континентальных углистых отложений среднего-верхнего эоцена, характеризующийся принципиально однотипным литологическим составом и палеонтологическими данными. Повсеместно они с

размывом ложатся на подстилающие образования, знаменуя собой начало нового эрозионно-аккумулятивного цикла. В районах же с полным развитием разреза палеогена толща углистых отложений верхнего эоцена повсеместно связана постепенными переходами с вышележащими образованиями.

Распространение верхнепалеогеновой (средне-верхнеолигоценовой) углисто-сидерит-колчеданной ассоциации на территории аккумулятивных Зауральских равнин, Казахского нагорья и гор Южной Сибири установлено уже давно. Особенности ее залегания, общий характер строения и палеонтологическая характеристика детально описаны в монографии В.В.Лаврова /1965б/. Поэтому, не повторяя уже известное, остановимся здесь только на тех вопросах и новых фактических данных, которые не получили достаточного освещения в указанной работе.

В Зайсанском межгорном прогибе угленосные отложения среднего-верхнего олигоцена завершают разрез континентального палеогена и описаны под наименованием ашутасской свиты /Ерофеев, 1969/. По составу отложений, строению разреза и палеонтологическим данным свита принципиально ничем не отличается от одновозрастных отложений Западной Сибири и Тургая. Она имеет четко выраженный резкий, с элементами размыва, контакт с подстилающими отложениями нижнего олигоцена (тузкабакская свита) и связана постепенным переходом с вышележащей нижне-среднемиоценовой аральской свитой. Таким образом, накопление отложений ашутасской свиты знаменует начало нового олигоцен-миоценового эрозионно-аккумулятивного цикла. В строении разреза ашутасской свиты отмечаются разнотипные и величины внутрiformационные перерывы и местные циклы. Однако они не имеют регионального распространения и характеризуют собой местные особенности режима осадконакопления.

Угленосные отложения верхнего палеогена прослеживаются к северу от Призайсая в центральные районы Алтайской горной системы, где они залегают в различных по размерам межгорных впадинах - Нарымской, Джулуккульской, Чуйской, Курайской и др. В наиболее крупной из этих впадин - Чуйской - они имеют мощность свыше 200 м и включают промышленные пласты бурых углей. Положение в разрезе описываемых отложений, выделенных в Чуйской впадине под наименованием кошагачской свиты, аналогично таковому ашутасской свиты Зайсанской впадины /Ерофеев, Ржаницова, 1969; Розенберг, 1973/. Свита охарактеризована однотипными палинологическими комплексами и листовыми отпечатками флоры, что и отложения ашутасской свиты Зайсана и верхнепалеогеновая угленосная толща Зауральских равнин.

В пределах Западно-Сибирской низменности верхнепалеогеновые углистые отложения слагают толщу континентальных осадков некрасовской серии. По литологическим признакам данную серию подразделяют на ряд свит. Как указывает В.В. Лавров /1965б, с.10/, "большинством сибирских геологов они считаются литогенетически единой толщей, в которой литологические различия между свитами невелики".

Строение разреза верхнепалеогеновой угленосной толщи межгорных прогибов и впадин Алтая свидетельствует о том, что в пределах орогенных областей внутри этой литогенетически единой толщи не отмечается какого-либо нового регионального цикла осадконакопления, отделявшего отложения верхнего олигоцена от среднего. Нет и каких-либо палеонтологических данных, свидетельствующих о четком разделении отложений верхнего олигоцена и среднего (кроме того, что палинологические спектры верхов толщи в какой-то мере отличаются от таковых низов толщи - как и в любом стратиграфическом подразделении). Тем более представляется непонятным широко утвердившееся среди сибирских и казахстанских геологов мнение о наличии в разрезах Западной Сибири и Тургая регионального перерыва (и соответственно нового цикла осадконакопления) между отложениями среднего и верхнего олигоцена. Получается, что в тектонически активных оро-

генных зонах (Алтай, Прибайкалье) такой цикл совсем не проявлен, а на относительно тектонически стабильных участках платформы он вдруг приобретает характер крупного межрегионального перерыва. Так ли это в действительности?

Утверждению представлений о наличии верхнеолигоценового цикла осадконакопления в Тургае и Западной Сибири во многом способствовало выделение в разрезах чаграйской (или тургайской) свиты, сложенной пестроцветными каолиновыми глинами и ожелезненными кварцевыми песками. В ряде случаев отмечалось наличие в их составе кремнистых песчаников и окремненных глин /Зальцман, 1968; Чумаков, 1965/. Данные литологические черты так резко отличали образования чаграйской свиты от разрезов угленосного олигоцена, что ее стали выделять в самостоятельную формацию /Лавров, 1959/, знаменующую собой новый цикл осадконакопления. Однако в течение конца 50-х и в 60-х годах в связи с проведением геолого-съемочных работ и разбуриванием больших площадей выяснилась следующая картина.

Повсеместно в удаленных от Казахского щита и предгорий Алтая районах Западно-Сибирской низменности и Тургай образования верхнего олигоцена представлены теми же угленосными отложениями (знаменская, журавская, абросимовская свиты), что и среднеолигоценовые, и образуют с ними литогенетически единую толщу. По этому поводу В.В.Лавров пишет: "В районах более длительного и устойчивого прогибания - Барабинско-Кулундинском и центральной части Западно-Сибирской низменности - разрез углистой формации, возможно, наращивается за счет включения в нее верхнеолигоценовых отложений. Последние здесь соответственно не начинают нового олигоцен-миоценового цикла (как в большинстве районов провинции), а завершают верхнепалеогеновый осадочный цикл, совпадающий в районах более интенсивного прогибания со всей некрасовской серией" /Лавров, 1965б, с.10/. К этому только остается добавить, что аналогичная ситуация теперь устанавливается и вдоль северного склона Казахского щита /Долгополов, 1973/ и в центральной части Тургай.

К настоящему времени выяснено, что пестроцветные отложения, объединяемые в чаграйскую свиту, распространены только в периферических частях и внутренних районах Казахского щита. При этом возрастная датировка данных образований в подавляющем большинстве случаев производится путем сопоставлений (стратиграфической корреляции) их с угленосными отложениями верхнего олигоцена удаленных от щита территорий. В самих же осадках чаграйской свиты, как правило, не находились какие-либо палеонтологические остатки, за исключением некоторых районов Приаралья и Центрального Казахстана.

В последние годы в связи с широким разбуриванием территорий, непосредственно примыкающих к Казахскому щиту, были получены следующие факты. В Семипалатинско-Павлодарском Прииртыше пестроцветные образования, выделяемые ранее в чаграйскую свиту, подразделяются на две разновидности: кремнисто-железисто-каолиновые пестроцветные и бескремнистые песчано-глинистые пестроцветы. Из кремнистых пестроцветов еще в 60-х годах был выделен палинологический комплекс верхнемелового-нижнепалеогенового возраста /Ерофеев и др., 1966/, а в 1975 г. в нескольких пунктах из этих отложений извлечены листовые отпечатки палеоценовой субтропической флоры (определение Э.В.Романовой, материалы еще не опубликованы). Бескремнистые же песчано-глинистые пестроцветы являются лишь окисленными разностями пород некрасовской серии в целом, а не только верхнеолигоценовых отложений. Благодаря детальному разбуриванию зоны сочленения пестроцветных и сероцветных пород в Прииртыше прослежен переход по простиранию бескремнистых пестроцветов, выделяемых ранее в чаграйскую свиту, в сероцветные отложения атлымской, новомихайловской и вышележащих свит некрасовской серии. Зона регионального, вторичного по своей природе окисления уг-

листных и колчеданистых отложений некрасовской серии прослеживается вдоль всего северо-восточного и восточного склона Казахского щита.

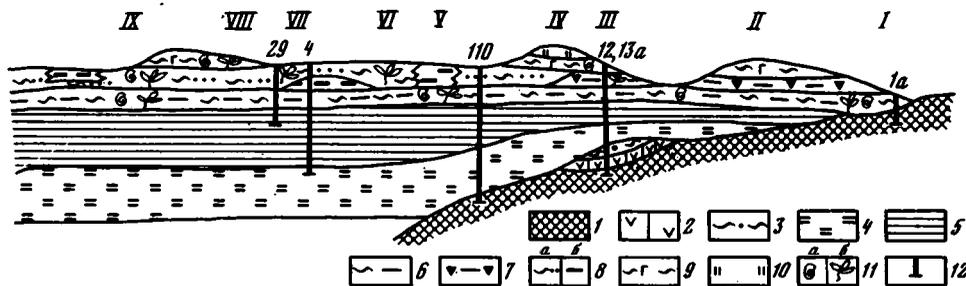
Аналогичная картина получена по центральным областям Казахского щита. По этому поводу В.Ю.Малыновский /1967, с.208/ пишет: "Геолого-съёмочные работы, проведенные нами на территории восточной части Тенизской впадины, не позволяют выделить чаграйскую и наурзумскую свиты, поскольку толща, датированная ранее верхним олигоценом, содержит средне-верхнеэоценовую флору". Таким образом, здесь в качестве чаграйской и наурзумской свит верхнего олигоцена также были ранее описаны окисленные отложения углистой толщи среднего-верхнего эоцена.

В Тургае чаграйская (тургайская) свита также распространена только в приобтовых частях прогиба. "В Центральном Тургае... типичных отложений тургайской свиты не установлено. На болаттамские глины и индрикотериевые пески здесь, как правило, налегает аральская свита, а комплекс осадков тургайской свиты из разреза обычно выпадает" /Лавров, 1959, с.69/.

С 1971 по 1975 г. Ю.Г.Цеховским и М.Д.Бириковым получены новые данные, позволившие уточнить стратиграфическое положение ряда олигоценовых континентальных толщ восточного борта Тургая. При этих исследованиях большую ценность представляли региональные буровые работы, проводившиеся в то же время геологами В.И.Ермоленко и В.М.Колтубаевым (Степная экспедиция), а также данные бурения экспедиций Северо-Казахстанского и Кустанайского геологических управлений в районе рек Сарытургай и Каратургай. Глубокие скважины, многие из которых пробурены до складчатого основания, позволили проследить взаимоотношения между различными толщами палеогена от восточного крыла прогиба далеко в глубь его центральной части. Эти данные позволили составить схематический разрез восточного борта Тургая (рис.2).

Между морской чеганской свитой и угленосной толщей среднего-верхнего олигоцена повсеместно в восточной и центральной части Тургая бурением прослеживается толща континентальных зеленовато-коричневых и бурых глин и алевроитов сарминской (челкарнуриной) свиты ранне-среднеолигоценового возраста /Сахаров, 1977/. Ранее эти образования В.В.Лавровым /1959/ были описаны как фациальная разновидность среднеолигоценовой индрикотериевой свиты. Мощность сарминской /челкарнуриной/ свиты колеблется в интервале 35-40 м. К ее отложениям приурочены основные местонахождения костных остатков индрикотериевой фауны (Мын-Ескесуiek, Тортмола, Сарытургай, Каратургай, Шинтузсай и др.), первоначально датированной В.С.Бажановым и М.Д.Бириковым средним олигоценом. Однако, сопоставляя позже эту фауну с верхнеэоценовой-нижнеолигоценовой фауной тузкабакской свиты Зайсанской впадины, М.Д.Бириков пришел к выводу о большом сходстве многих представителей этих фаун и о синхронности их существования. Возраст индрикотериевой фауны Тургая в настоящее время рассматривается как нижнеолигоценовый. С вышеотмеченной датировкой возраста сарминской свиты и индрикотериевой фауны согласуются результаты изучения флоры местонахождений Жаман-Кайнды, Тортмола, Мын-Ескесуiek. Согласно этим данным, возраст флоры челкарнуриной свиты устанавливается верхами нижнего-низами среднего олигоцена /Токарь, Корнялова, 1974/. Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов флороносных пород из местонахождения Шинтузсай позволяют по мнению Р.Я.Абузяровой /1973/, считать их верхнеэоценовыми (хотя данная датировка возраста, по-видимому, несколько занижена).

Вдоль восточного борта Тургая обнажается (и прослежена скважинами) мало-мощная (20-30 м) толща кремнистых красно-пестроцветных глин, песков и алевроитов, описываемая почти всеми исследователями как чаграйская (тургайская) свита верхнего олигоцена. Каких-либо палеонтологических остатков в этих отложениях ранее не было найдено. Местоположение же флоры могилы Сарбас (верх-



Р и с . 2. Схематический разрез палеоген-неогеновых отложений восточного бор-та Тургайского прогиба

I - палеозойские отложения; 2 - верхнемезозойская каолиновая кора выветри-вания; 3 - аркалыкская свита ($K_2^2-P_2^2$): красно-пестроцветные каолиновые глины, алевроиты, пески; 4 - тасаранская и саксаульская свиты (P_2^{2-3}): алевроиты, гли-ны, пески, часто окремненные; 5 - чеганская свита ($P_2^3-P_3^1$): глины с прослоями алевроитов, реже песков; 6 - сарыинская (челкарнуринская) свита (P_3^{1-2}): корич-невые, зеленые, пестрые глины, алевроиты; 7 - чаграйские слои сарыинской сви-ты: пестроцветные и кремнистые глины, алевроиты, пески; 8 - кайдогульская и частично терсекская свиты (P_3^{2-3}): а - обеленные местами пестроцветные пес-ки, глины, алевроиты, б - углистые алевроиты, глины; 9 - аральская свита (N_1^{1-2}): зеленоцветные гипсоносные глины; 10 - павлодарская свита ($N_1^2-N_2^1$): красно-цветные карбонатные песчаные глины; II - местонахождения палеонтологических остатков: а - фауны, б - флоры, спор и пыльцы; I2 - опорные скважины и их но-мера. Опорные разрезы: I - Жаман-Кайнды, Арчалы, II - Правобережье р.Сарытур-гай, III - левобережье р.Сарытургай, IV - Турме, V - Тортмола, Балаттам, Мыну-ске-Суйек, VI - Улькен-Жиланчик, Аксай, Ержилансай, VII - Науш, VIII - Кушук, IX - Шантузсай

ний олигоцен) остается неясным, возможно, она расположена выше данной пестро-цветной толщи. Описываемые отложения связаны постепенным переходом с подсти-лающими глинами и алевроитами челкарнуринской свиты. В основании пестроцветных отложений разреза Арчалы в 1974 г. Ю.Г.Цеховским найдена тонкая линзочка гу-мусированных алевроитов с плохими отпечатками флоры, из которых Л.А.Пановой выделен палинологический комплекс. Доминирующей является пыльца покрытосемен-ных растений с преобладанием *Carya saccaniana* Trav. *Carya* sp., *Celtis* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus*. В очень небольших количествах отмечена пыльца *Salix* sp., *Juglans* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp., *Platanus* sp., *Acer* sp., из хвойных растений - различные виды *Pinus*, меньше - *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Tsuga crispa* Zakl., единично - *Podocarpus nageiaformis* Zakl., из споровых растений - *Lycosporidium* мегаспоры *Salvinia*, *Polypodiaceae*. Согласно заключению Л.А.Пановой, возраст флороносных пород устанавливается нижний оли-гоцен-низи среднего олигоцена.

В скв. I3а, пробуренной в долине р.Сарытургай, в интервале глубины 43-44,5 м в основании толщи пестроцветов чаграйской свиты из линзы гумусированных глин Л.А.Пановой выделен следующий палинологический комплекс. Преобладает пыльца голосеменных растений. Из хвойных доминирует *Pinus*, меньше - *Picea*, единично - *Podocarpus*. В верхах линзы гумусированных глин - пыльца семейства *Taxodiaceae*. Отмечаются *Ginkgo*, *Ephedra*. Очень богато и разнообразно пред-ставлена пыльца покрытосеменных растений, среди которых доминируют *Juglans* (*J. sieboldianiformis* Voja и др.), *Alnus*, *Betula*, *Corylus*. Значительно уча-стие пыльцы *Tilia*, меньше - *Ilex*. Из других широколиственных характерно при-сутствие *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer* и др. Отмечается присутствие субтропи-

ческих элементов *Myrica*, *Platycarya*, *Cyclocarya*, *Rhus*, *Nussa*, *Palmae*, *Magnolia* и др. Устанавливается пыльца неопределенной систематической принадлежности из формальных родов *Monosulcites*, *Tricolporollenites*, *Retitricolporites* и др. По заключению Л.А.Пановой, данный комплекс сопоставляется с верхним комплексом отложений нижнего-среднего олигоцена Тургай.

Таким образом, полученные из пестроцветных кремнистых отложений чаграйской свиты восточного борта Тургайского прогиба палинологические данные однозначно свидетельствуют о том, что эти образования имеют гораздо более древний возраст (нижний-средний олигоцен), нежели это считалось ранее, и не могут быть сопоставлены с верхами разреза средне-верхнеолигоценовой угленосной толщи Тургай.

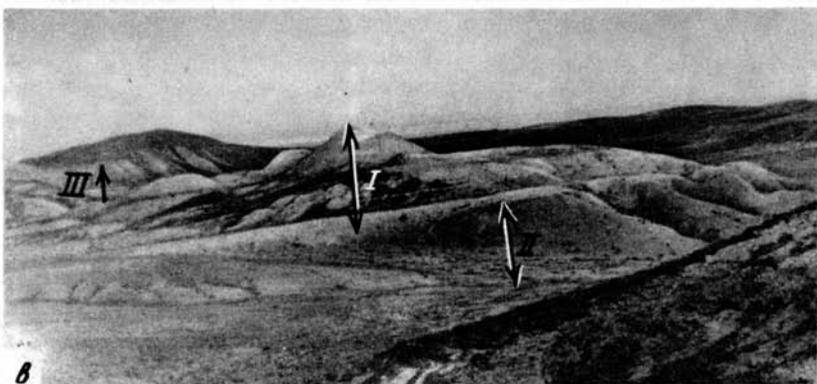
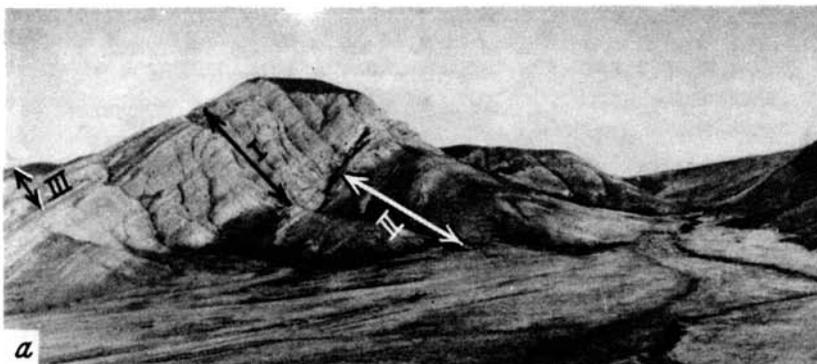
К западу и юго-западу от долины р.Сарытургай к центру Тургайского прогиба в верхах сарыинской свиты обычно сохраняется лишь самая нижняя (бескременистая) часть характеризуемой пестроцветной толщи мощностью в несколько метров. Большая же часть данной толщи срезана здесь более молодыми углисто-песчаными отложениями позднеолигоценового возраста (кайдагульской и терсекской свитами). Следует отметить, что в кровле позднеолигоценовых отложений широко развиты маломощные горизонты бескременистых красно-пестроцветных пород, которые часто относились ранее к чаграйской (тургайской) свите и ошибочно сопоставлялись с кремнистыми пестроцветами восточного борта Тургай.

Все приведенные данные с достаточной очевидностью говорят о том, что в пределах Казахского щита и прилегающих к нему районов Западно-Сибирской низменности и Тургай под наименованием чаграйской свиты и ее литогенетических аналогов описаны совершенно разновозрастные толщи, включающие флористические отпечатки и палинологические комплексы от верхов позднего мела до среднего-верхнего олигоцена включительно. Это произошло потому, что в одних случаях разновозрастные пестроцветные образования относили к верхам олигоцена вследствие ошибочной стратиграфической корреляции разрезов, не подкрепленной палеонтологическими данными, в других случаях сильно измененные процессами поверхностного окисления породы углисто-сидерит-колчеданной ассоциации среднего-верхнего олигоцена принимались исследователями за совершенно новую, вполне самостоятельную толщу. Отсюда и проистекают убеждения в существовании в позднем олигоцене Казахского щита и прилегающих плит своеобразного парагенетического комплекса пород, знаменующего собой начало нового цикла осадконакопления. Однако ни такой самостоятельной формации в позднем олигоцене данной территории, ни соответственно принципиально нового цикла осадконакопления в действительности не существует. Убедительным доказательством этого, помимо изложенных выше фактов, являются разрезы областей устойчивого опускания, где углистые и колчеданистые отложения среднего-верхнего олигоцена как литогенетически единая толща связаны постепенными переходами с вышележащей ниже-среднеоценовой аральской свитой. Устанавливаемые же в ряде случаев разрывы в основании верхнеолигоценовых углистых толщ в Западной Сибири и Тургае по своей природе всецело могут быть отнесены к рангу внутриформационных, отражающих собой местные особенности режима осадконакопления "внутри" единого крупного (межрегионального) цикла.

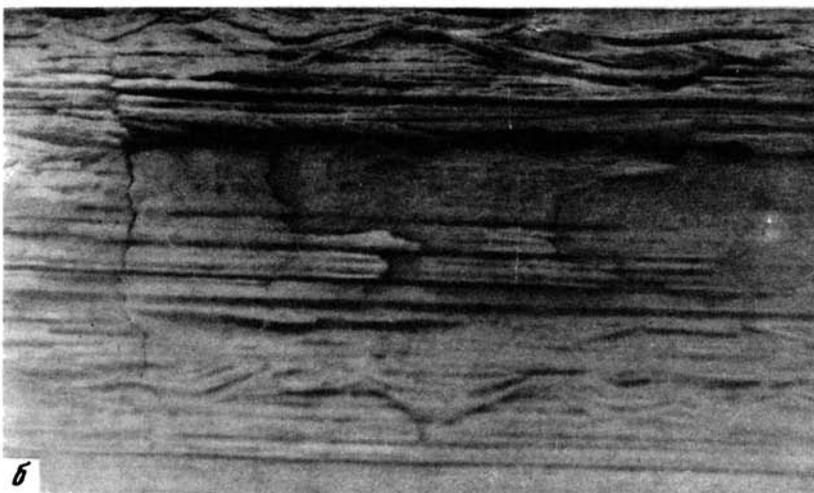
РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Зайсанский межгорный прогиб

Как указано в предыдущем разделе, примером углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Зайсанского межгорного прогиба могут служить два разновозрастных парагенеза верхнеоценовой турангинской и средне-верхнеолигоценовой ашутаской свит (рис.3,4). Оба парагенеза имеют мощности до 100-150 м, с резким



Р и с . 3. Обнажения турангинской и ашутасской свит в Зайсанской впадине
 а - разрез Калмакпай, турангинская свита (I) и контактирующие с ней зимунайская (II) и тузкабакская (III) свиты; б - разрез Саргамыс, четкий контакт между белыми алевроитами турангинской свиты (I) и зеленоцветными глинами зимунайской свиты (II); в - разрез Конур-Кура, четкий контакт с размывом между белыми алевроитами ашутасской свиты (I) и коричневатато-зелеными глинами тузкабакской свиты (II), на заднем плане мергелистые глины аральской свиты (III)



Р и с . 4. Обнажения озерных и озерно-болотных фаций турангинской свиты в Зайсанской впадине

а, б - пачки озерных песков и алевритов (с волнистой и горизонтальной слоистостью) в разрезе Киин-Кериш; в - пачки озерных алевритов и алевритистых глин (с горизонтальной слоистостью) в разрезе Конур-Кура; г - пласт черных углистых озерно-болотных глин в турангинской свите разреза Кусто

размытом залегают на подстилающих породах и связаны постепенными переходами с перекрывающими толщами. Они отличаются и принципиально однотипным строением разрезов и составом слагающих их пород.

К основанию разрезов турангинской и ашутасской свит в подавляющем большинстве разрезов приурочены относительно грубообломочные отложения, представленные разномерными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками с линзами и прослоями гравелитов и галечников. В этих слоях часто встречаются "катуны" подстилающих глин. В средних частях разрезов участие песчаных пород сокращается, и здесь доминируют алевроитовые разности пород с тонкими линзами и прослоями мелкозернистых песков, песчанистых алевроитов, гумусированных и углистых глин и бурых углей (лигнитов). Именно к средним частям разрезов приурочена основная масса линз "шоколадных" глин с отпечатками флоры (рис.5, а, б). Верхние части разрезов слагаются преимущественно глинистыми разностями пород с большим количеством линз и прослоев алевроитов, иногда тонкозернистых песков. Насыщенность разреза линзами и прослоями углистых пород (гумусированные и углистые глины и алевроиты, бурные угли) также постепенно снижается к верхам разреза, вплоть до полного "вырождения".

Породы неокисленных разрезов турангинской и ашутаской свит обладают серым, светло-серым и зеленовато-серым цветами с полосами темно-серых, коричневатых и черных гумусированных и углистых пород. Для подавляющего большинства неокисленных пород характерно присутствие, в той или иной степени, углефицированного органического вещества, аутигенных колчеданов и реже сидерита, обособляющихся в различных формах.

В естественных обнажениях породы, как правило, глубоко и интенсивно изменены процессами окисления. Они приобретают преимущественно белую окраску с полосами желто-коричневого и коричневого цвета за счет окисления аутигенных колчеданов. В некоторых разностях пород появляются значительные скопления вторичного (эпигенетического) гипса, порошковатые выделения ярко-желтого ярозита и натеки лимонита, цементирующего в ряде случаев линзы и прослои песчаников и конгломератов. Поэтому многие геологи, не зная первопричины этих явлений, выделяли из состава данных образований различные "палево-желтые", "коричневые" и "гипсоносные" пачки и свиты и придавали им ранг региональных стратиграфических подразделений.

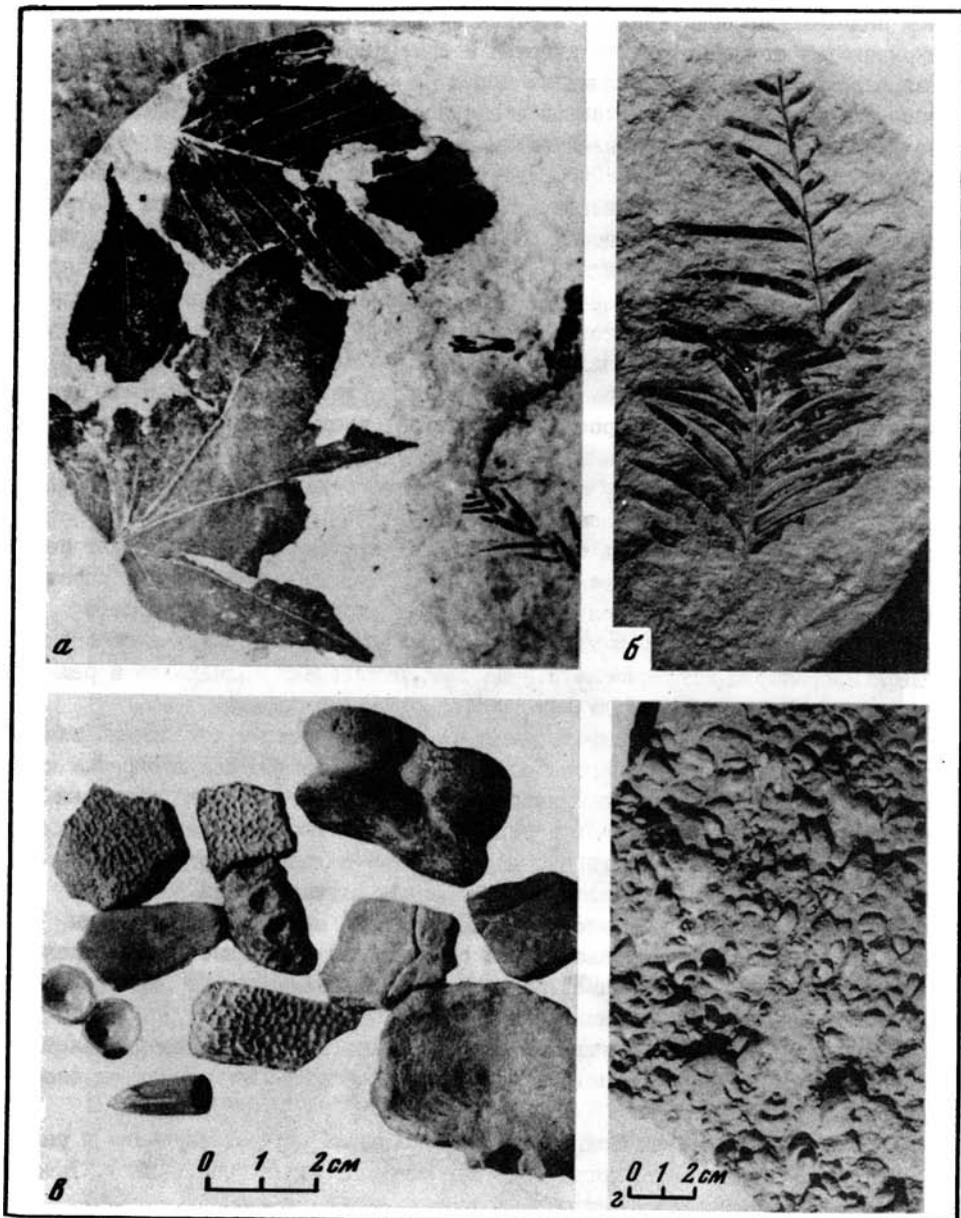
Все многообразие отложений углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций может быть сведено в генетическом смысле в два крупных фациальных комплекса: озерно-болотный и аллювиальный.

Озерно-болотные отложения пользуются значительным распространением в разрезах описываемых толщ. Они иногда содержат остатки фауны (рис.5, в, г). В их составе выделяются следующие фации¹.

Фация песчаных осадков мелководья либо подводных течений озерных водоемов обладает хорошей сортировкой обломочных зерен, имеет волнистую, горизонтально-волнистую и горизонтальную микрослоистость (см. рис. 4, а, б). Данными породами слагаются пласты и крупные линзы песков мощностью от 0,5 до 4 м.

Алевроит-глинистые осадки центральных и прибрежных частей озерных водоемов имеют горизонтальную и волнисто-горизонтальную слоистость. Среди них часто встречаются тонкоплитчатые разности пород. Отложениями данной фации сложена основная (по объёму) часть озерных толщ.

¹ Авторы придерживаются определения фации, данное П.П.Тимофеевым (1969, с.135): "...под фацией подразумевается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались осадки, но и сами осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков (условия + осадок)".



Р и с . 5. Флора и фауна из ашутасской и турангинской свит Зайсанской впадины

а, б - отпечатки растений в керне скважин (ашутасская свита, скважина у пос. Кокпекты); в - костные обломки рыб, крокодилов, черепах (турангинская свита, разрез Конур-Кура); г - ядра моллюсков (ашутасская свита, разрез Кусто)

Фация алеврито-глинистых осадков заболачивавшихся озер отличается обилием углефицированной органики в форме растительного детрита. Отмечается частое нарушение волнисто-горизонтальной слоистости либо слоистость не выражена совсем. Для неё характерны линзы и пласти черных гумусированных глин. В плитчатых алевритах и алевритистых глинах часто встречаются хорошие отпечатки листовой флоры (рис. 5, а, б).

Отложения болотных фаций в Зайсанской впадине представлены пластинами и линзами бурых и углистых глин, обычно маломощных - от нескольких сантиметров до

нескольких десятков сантиметров. И только в некоторых разрезах они достигают мощности 2-4 м. Один из таких пластов сильно колчеданистого бурого угля, приуроченный к средней части ашутасской свиты, в 30-х годах текущего столетия обрабатывался в районе южного подножья горы Чакальмес. Довольно мощные пласты гумусированных и углистых глин с крупными конкрециями пирит-марказита обнажаются в разрезах южного склона горы Ашудасты. Кроме того, они вскрыты многими скважинами к югу от сопки Акжал.

Глинисто-алевритовые осадки периодически осушавшихся пойменных озер и болот отличаются от обычных озерно-болотных отложений появлением тонких пропластков и линз, окрашенных в бурные или коричневые цвета. Среди них встречаются горизонты красно-пестроцветных автоморфных почв. Однако отложения этой фации встречаются в разрезах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций довольно редко (второстепенный член фациального ряда).

Аллювиальные отложения слагают многие разрезы и подразделяются на русловую и пойменную макрофации (рис. 6, а-в). Среди русловых отложений выделяются следующие фации: гравийно-галечных осадков конусов выноса горных рек, гравийно-песчаных осадков русла крупных рек области седиментации, песчаных осадков притоков и малых рек области седиментации. Для отложений руслового аллювия в целом характерен относительно грубообломочный состав осадков, хорошая окатанность и сортировка обломочного материала, косая слоистость с многократным срезанием крупных слоистых серий.

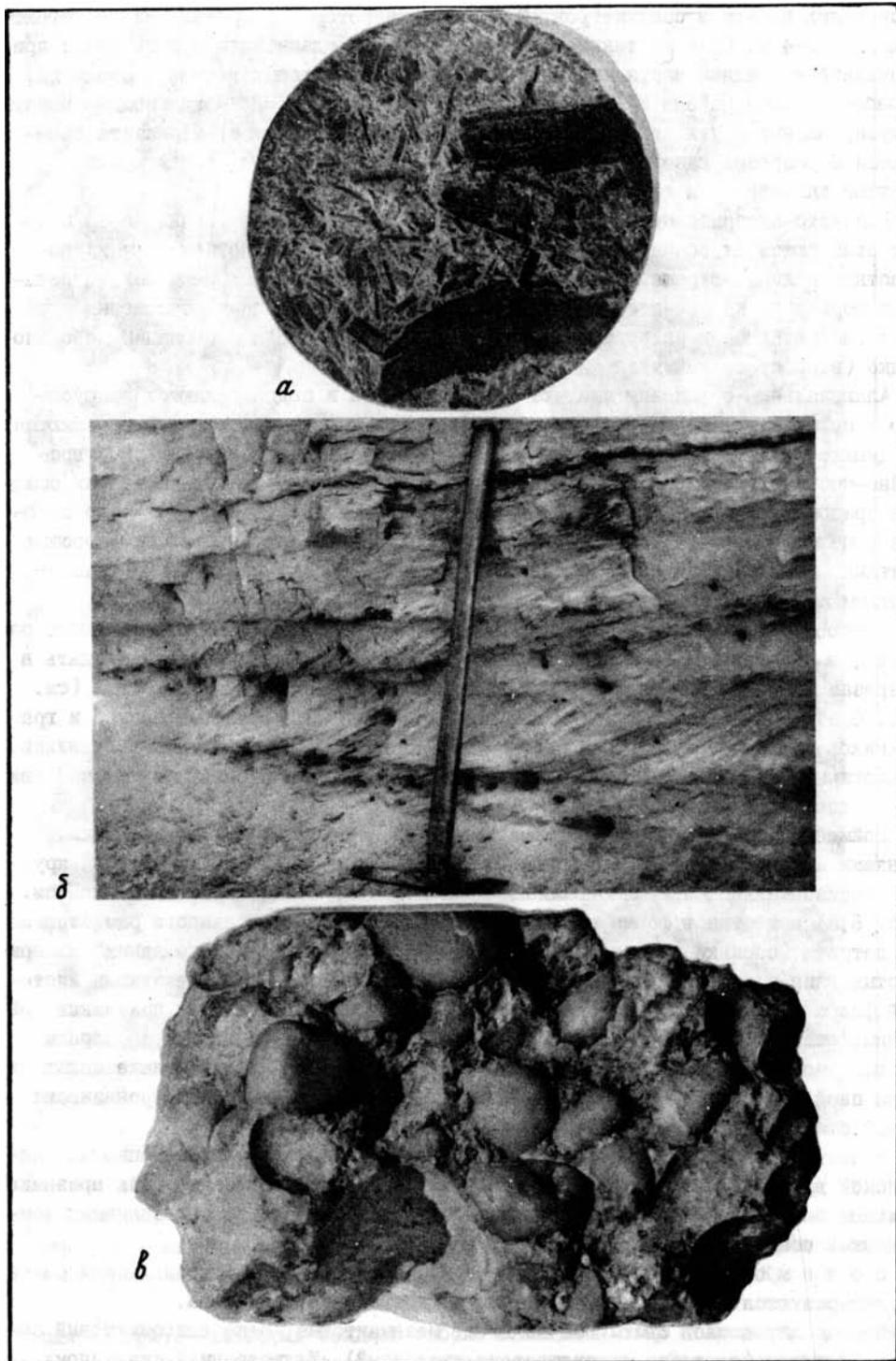
Грубообломочные отложения конусов выноса горных рек имеют ограниченное развитие, в основном в прибортовых частях прогиба. Их хорошо можно наблюдать в разрезах турангинской свиты в районе горы Керш и родника Аулие-Булак (см. рис. 6, в). Данные отложения здесь слагают пачки разнозернистых песков и гравийников с многочисленными крупными линзами галечников и местами валуников. Аналогичные отложения вскрыты скважинами 562 и 564 в разрезах ашутасской свиты среднего-верхнего олигоцена.

Пойменные фации слагаются алевритами и алевритистыми глинами с тонкими линзами и прослоями мелко- и тонкозернистых песков. Для них характерны крупная горизонтальная или слабонаклонная слоистость, обилие органического (см. рис. 6, а) вещества в форме рассеянных обломков углефицированного растительного детрита (обрывки листьев, веток, щепы) и тонкие линзы "шоколадных" алевритистых глин и алевритов ("углистая слойка") с прекрасными отпечатками лиственной флоры и семенами. Одним из наиболее характерных фациальных признаков пойменных отложений являются своеобразные псевдоморфозы колчеданов по корням высших растений. Такие образования в виде удлиненных "кукол" и даже целых систем пней и корневищ ориентированы поперек слоистости и иногда пронизывают толщу осадков на несколько метров в глубину.

Вещественный состав отложений углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций Зайсанской впадины обладает рядом характерных признаков. Описание этих признаков считаем более удобным и наглядным привести в форме анализа составляющих компонентов осадочных горных пород.

Обломочные минералы в ашутасской и турангинской свитах характеризуются определенными чертами сходства своего состава.

Породы ашутасской свиты обычно имеют мезомиктовый, реже олигомиктовый состав обломков (слюдисто-полевошпатово-кварцевый). Иллюстрацией сказанному могут служить данные Зайсанской опорной скважины (рис. 7). Из диаграммы видно, что содержание кварца практически не меняется по разрезу и колеблется в интервалах 50-90%, составляя в среднем 70,3%. Наряду с кварцем в составе легкой фракции большая роль принадлежит полевым шпатам, мусковиту, зеленой слюде (средние значения этих минералов соответственно равны 20,4; 7,3; 2,6%). В тяжелой фракции наряду с неустойчивыми в зоне выветривания минералами (эпи-



Р и с . 6. Аллювиальные породы турангинской и ашутасской свит из Зайсанской впадины

а - пойменные алевриты ашутасской свиты с обильными включениями обугленного растительного детрита в керне скважины; **б** - косослоистые русловые пески ашутасской свиты у горы Ашутас ; **в** - русловые кварцевые галечники турангинской свиты в разрезе Аулие-Булак

дот - 52,8%, роговая обманка - 0,95% и др.) присутствуют устойчивые в зоне гипергенеза минералы (циркон - 3,9%, турмалин - 5,9%, ильменит и магнетит - 14,3%).

По результатам силикатного анализа содержание SiO_2 в наиболее зрелых по составу песках ашутасской свиты может достигать 85-90%. Обычно состав обломочных минералов в разрезах ашутасской свиты не зависит от фациальной принадлежности пород. Но встречающиеся среди аллювиальных отложений линзы грубообломочных гравийно-галечных пород обычно сложены полимиктовым материалом. Подобные маломощные линзы полимиктовых галечников встречаются в русловом аллювии обнажений Ашутас, Калмакпай. На наибольшей мощности (5-8 м) они достигают в ряде участков западной части Зайсанской впадины, где пройдены скважинами южнее поселка Кокпекты. Здесь в основании ашутасской свиты развиты грубообломочные породы фацции конусов выноса горного аллювия, причем полимиктовый состав имеют не только галечники, но и многие линзы песков.

Состав обломочных минералов турангинской свиты, так же как и ашутасской, существенно мезомиктовый (см. рис. 7). В Зайсанской опорной скважине среднее содержание кварца в породах свиты составляет 60,7%, полевых шпатов - 15,7%, мусковита - 18,0%, зеленой слюды - 4,2%. Данные силикатного анализа мезомиктовых и олигомиктовых песков турангинской свиты, отобранных на участке Тайкузген, свидетельствуют о колебании в них содержания SiO_2 в интервале 72-87%.

В то же время для ряда разрезов обломочных пород турангинской свиты характерна одна особенность. В них часто встречаются линзы и прослои зрелых по составу существенно кварцевых песков и галечников. По данным разведки в аллювиальных песках, развитых на левом берегу р.Черный Иртыш ниже пос.Буран, содержание SiO_2 часто колеблется в интервале 90-95%. Пласты существенно кварцевых галечников можно наблюдать в обнажениях Мурун-Толагай-Кериш, Аулие-Булак и др. Для ряда разрезов турангинской свиты отмечается еще одна интересная особенность - увеличение "зрелости" обломочных минералов к низам разреза (см. на рис. 7 диаграмму распределения кварца). Высокое содержание кварца в песчано-галечных породах турангинской свиты связано с размывом на водоразделах коры выветривания.

Глинистое вещество эоценовой и олигоценовой углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций складывается разнообразными минералами. На рис.8 приведены дифрактограммы глин ашутасской и турангинской свит, взятых из пород различного фациального состава, гранулометрии и степени окисленности.

Глинистое вещество большей части пород представляет собой полиминеральные смеси, состоящие из гидрослюда, каолинита и монтмориллонитового минерала (сметита) либо смешанослойных смектит-гидрослюдистых пакетов. Подобный состав глин имеют озерные, озерно-болотные и аллювиальные отложения ашутасской (обр. 7к/67, 7а/67, С-26/258-132, С-51-66, 7м/67, 7з/67, С-251-253) и турангинской (обр. 5к/67, С-180-76, 5в/67, 5д/67, 5о/67, 5м/67, С-26/258-197, С-2/232-100) свит.

Фиксируются также породы, имеющие гидрослюдисто-каолиновый состав глин при полном отсутствии или незначительном содержании смектита или смешанослойного смектит-гидрослюдистого минерала (ашутасская свита - обр. 7в/67, 7ж/67, С-II/343-15; турангинская свита - обр. С-27/65-67, С-180-75, С-27/257-42 и местами с примесью хлорита (обр. С-26/258-47). Уменьшение содержания смектита или смешанослойных смектит-гидрослюдистых пакетов зафиксировано: а) в породах, частично преобразованных субсинхронными гидроморфными почвами, хорошо сохранивших вертикальные псевдоморфозы лимонита по корням растений (обр. 7в/67, 7ж/67); б) в озерно-болотных глинистых и углисто-глинистых породах (обр. С-II/343-15, С-27/65-67, С-180-75). Подобное сокращение смектита вследствие его разрушения описано в древних почвах А.П.Феофиловой /1975/, а в

озерно-болотных осадках этот же процесс отмечен П.П.Тимофеевым и Л.И.Боголюбовой /1972/.

Характерной особенностью ряда проб (при насыщении их глицерином) является появление базального рефлекса в области 17,6–22 Å, часто теряющего остроугольную пикообразную форму и становящегося широким, размазанным. Подобное преобразование монтмориллонитового минерала наиболее сильно выражено в образцах 7д/67, С-26/258-132, С-5I-66, С-5I-52, С-25I/253, 7г/67. Возникновение подобного минерала, по данным Л.И.Боголюбовой и П.П.Тимофеева /1968/, происходит в результате воздействия органического вещества на смектит и свидетельствует о начале разрушения последнего. Подтверждением данного вывода может служить тот факт, что наиболее часто смектиты с аномально высокими значениями базальных рефлексов встречены в углистых породах. По данным Б.П.Градусова появление на дифрактограммах рефлексов 18–22 и 15–17 Å может также свидетельствовать о присутствии в породе смешанослойных смектит-гидроглинистых минералов.

Глины существенно каолинитового состава встречены в породах ашутасской свиты в единичных случаях (обр. С-5I-52, 7г/67). В турантинской свите каолиновые разности глин фиксируются более часто, что связано с перемывом подстилающих каолинитовых пород верхнего мела-палеоцена либо образований древней коры выветривания.

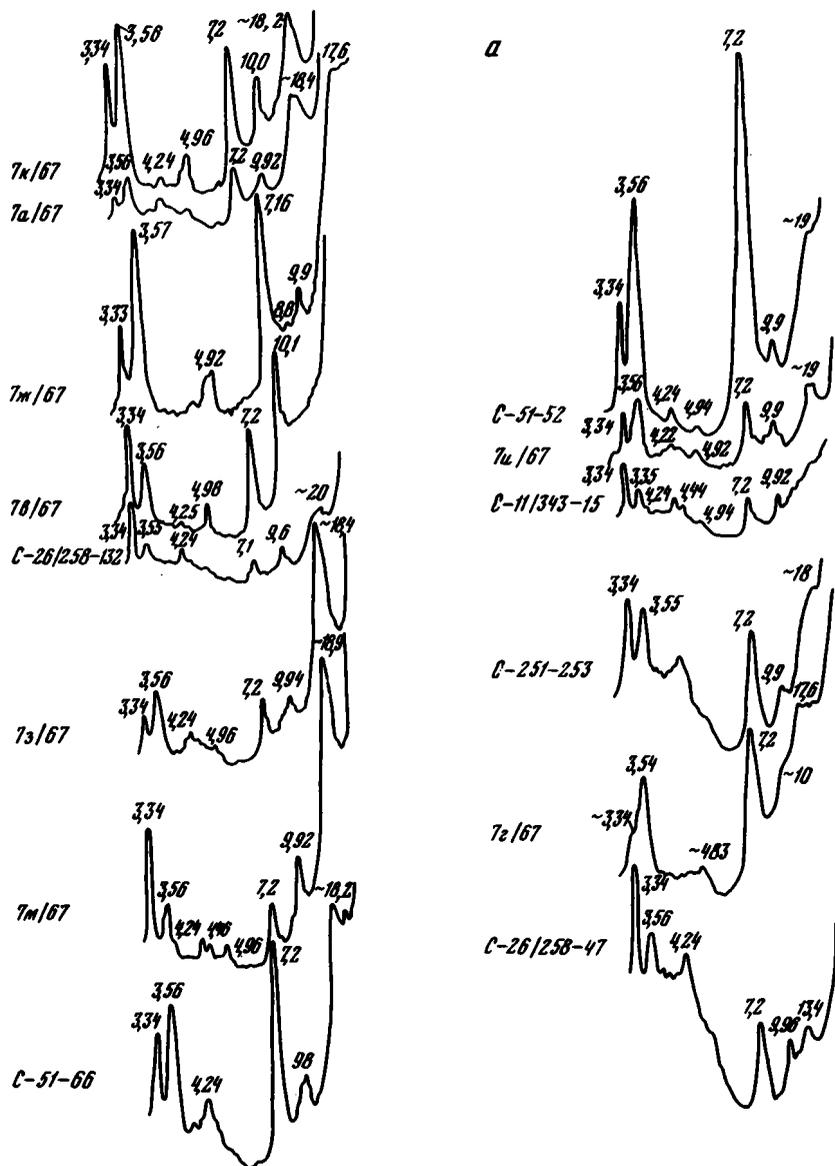
Небольшая примесь хлорита фиксируется в некоторых породах по базальному рефлексу 14,4 Å (обр. 27/65-67, С-26/258-47, С-2/232-100). Этот минерал обычно тяготеет к породам, сильно обогащенным органическим веществом, углистым или гумусированным глинам и алевроитам.

Анализ термограмм (рис. 9) позволяет выделить две группы глинистых минералов, сходных с отмеченными ранее на дифрактограммах: I-я - глинистое вещество с повышенным содержанием гидроглины и значительной примесью каолинита и смектита (обр. I09в, I09е, С-307-77, 5в/67, 5и/67, 8Iр); 2-я - глинистое вещество смешанного смектит-каолинит-гидроглинистого состава слагает наибольшее количество образцов (7м/67, С-180-3, 5е/67, 5м/67, 5к/67). В ряде образцов - 902а, 974в, С-180-76, вероятно, содержится много монтмориллонита, а в образцах С-5I-66, С-303-60, 90Iб, 26д, 5н/67, С-27/257-62, С-258-18I, С-27/25-42, 95б доминирует каолинит.

Присутствие органики обычно приводит к появлению дополнительной экзотермической реакции в интервалах 310–460 и 700–745⁰С (обр. С-307-77, 5в/67, 974в, С-180-3, С-303-60 и др.), наиболее сильно выраженной в образцах углистых и гумусированных пород (С-303-98, 7Iп, С-25I-253).

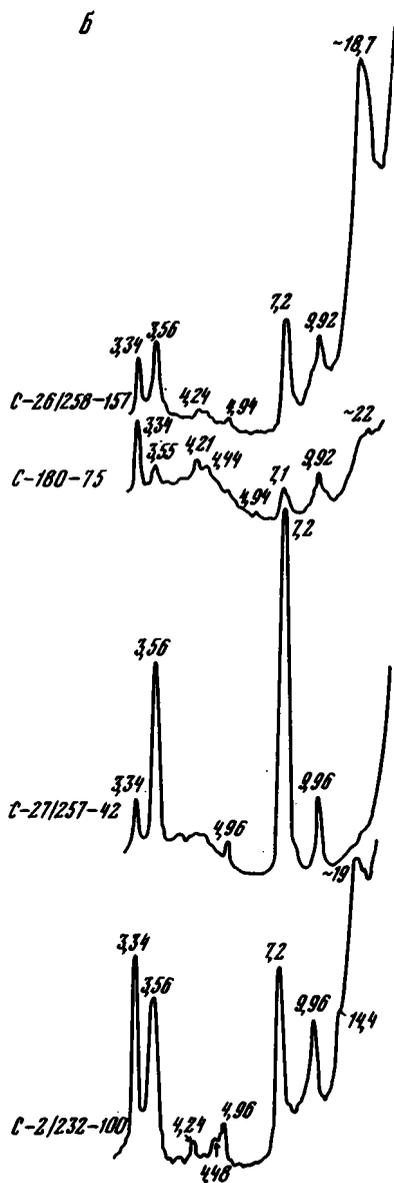
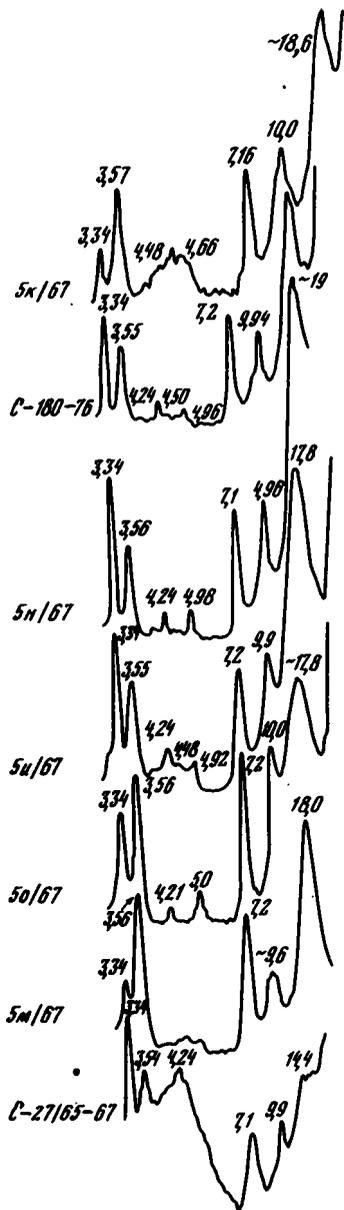
Таким образом, для пород верхнеоценовой и средне-верхнеолигоценовой углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций в равной мере характерны преимущественно полиминеральные смеси глинистого вещества, состоящего из гидроглины, каолинита и смектита. Данные минеральные составляющие образуют в различных породах разные количественные сочетания, что в большинстве случаев не меняет общего состава минеральной ассоциации. Мономинеральные глинистые породы встречаются крайне редко и могут рассматриваться как второстепенные образования.

Аутигенные образования составляют своеобразный и весьма характерный комплекс вещественных объектов углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций Зайсанской впадины. Среди них выделяются главные, очень широко распространенные образования, присутствующие почти во всех породных разновидностях ассоциации, и второстепенные, не имеющие широкого распространения. Главными аутигенными образованиями являются органическое вещество, сульфиды и карбонаты железа. Кроме того, выделяется своеобразный комплекс вторичных аутигенных образований, связанный с процессами эпигенеза углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций.



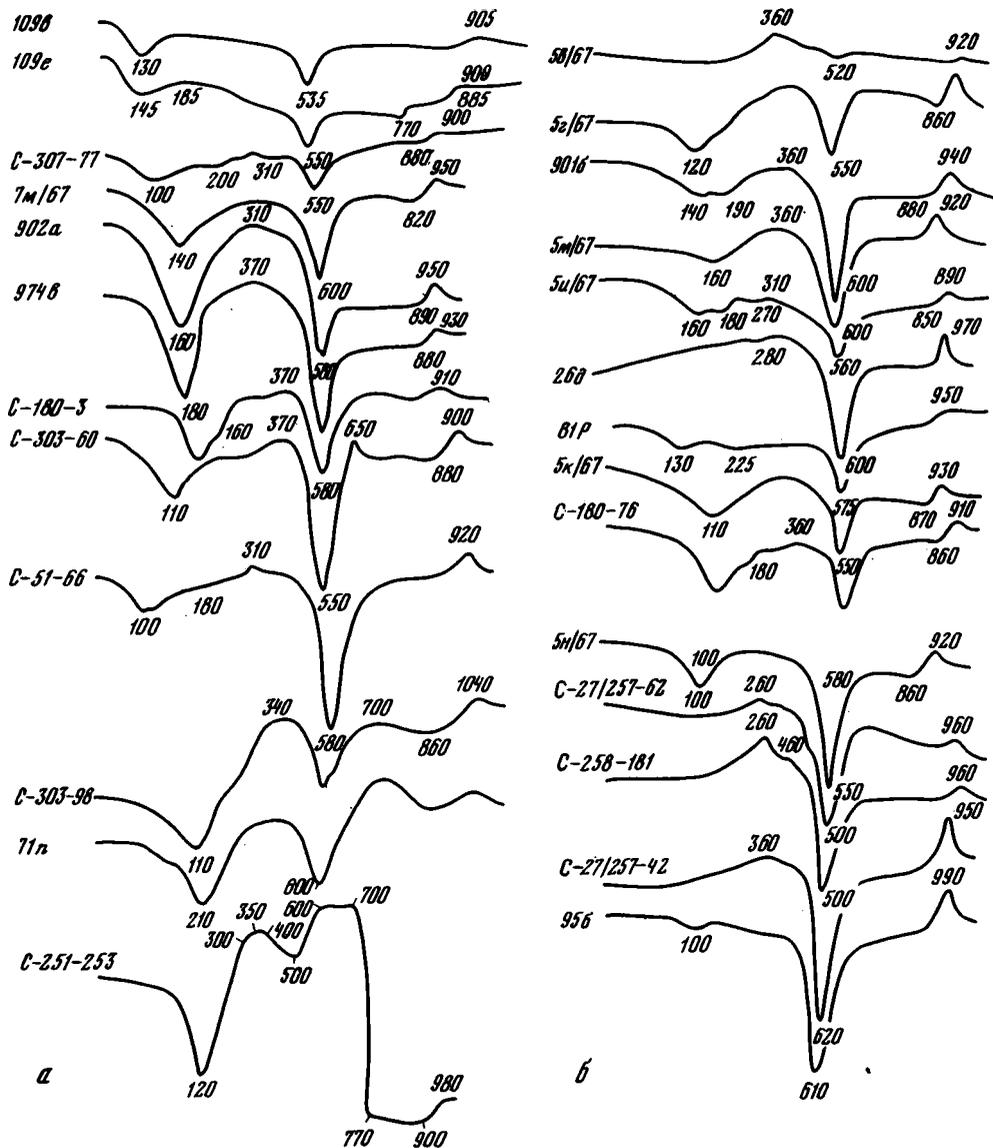
Р и с . 8. Дифрактограммы глинистых фракций (насыщенных глицерином) отложений Зайсанской впадины

а - ашутасская свита. Озерные отложения: 7к/67 - алеврит белый, разрез Кусто; 7а/67 - алеврит белый, с коричневыми пятнами, разрез Кусто; С-26/258-132 - глина алевритистая, светло-серая, гумусированная, скв. 26/258, глубина 132 м; 7з/67 - глина алевритистая, коричневато-зеленая, с коричневыми пятнами и полуокисленной органикой, разрез Кусто; 7м/67 - глина листоватая, коричневато-зеленая, разрез Кусто; С-51-66 - глина белая с лимонитовыми прожилками и конкрециями, скв. 51, гл. 66 м; 7и/67 - песок алевритистый, хорошо сортированный, разрез Кусто; С-51-52 - глина темно-серая, с растительным детритом, скв. 51; 7г/67 - песок алевритистый, разрез Кусто; С-51-52 - глина серая, с растительным детритом. Озерно-болотные отложения: С-11/343-15 - глина зеленовато-черная, комковатая с пиритом, скв. 11/343, гл. 15 м; С-26/258-47 - глина черная, углистая, комковатая, с обломками обугленной древесины, скв. 26/258, гл. 47 м; обр. С-251-253 - глина алевритистая, черная, с обугленной



древесной, скв. 251, гл. 253 м; 7г/67 - глина углистая, черная, разрез Кусто. Озерные отложения с наложенными почвами: 7в/67, 7ж/67 - алевроиты снежно-белые, с лимонитизированными корешками, разрез Кусто

б - турангинская свита. Озерные отложения: 5к/67 - глина алевроитистая, серая, с коричневыми пятнами, разрез Кусто; С-180-76 - глина алевроитистая, темно-серая, гумусированная, плитчатая, скв. 180, гл. 76 м; 5н/67 - глина зеленая, с коричневыми пятнами, разрез Кусто; 5и/67 - алевроит белый, разрез Кусто; 5о/67, 5м/67 - песок алевроитистый, разрез Кусто; С-27/65-67 - песок черный, сильно гумусированный, с углистым детритом, скв. 27/65, гл. 67 м. Озерно-болотные отложения: С-26/258-197 - глина темно-зеленая, с пиритом и прослойками черных углистых глин, скв. С-26/258, гл. 197 м; С-180-75 - глина зеленовато-серая, неслоистая, комковатая, скв. 180, гл. 75 м; С-27/257-42 - глина комковатая, зеленовато-белая, скв. 27/257, гл. 42 м. Русловые отложения: С-2/232-100 - песок серовато-белый, гравийный, скв. 232, гл. 100 м



Р и с . 9. Термограммы глинистых фракций из отложений Зайсанской впадины

а - ашутасская свита. Озерные отложения: 109в - глина зеленовато-серая, разрез Калмакпай; 109е - глина зеленовато-серая, с известковистыми конкрециями, разрез Калмакпай; 974в - глина желтовато-серая, тонколистоватая, разрез Зерп; С-303-98 - глина серая, с обугленным растительным детритом, скв. 303, гл. 98 м. Озерно-болотные отложения: С-307-77 - глина зеленовато-серая, с коричневыми пятнами, скв. 307, гл. 77 м; 902а - глина темно-зеленая, с гипсом и ярозитом, разрез Чакельмес; С-180-3 - глина зеленовато-серая, с коричневыми пятнами, скв. 180, гл. 3 м. Болотные отложения: С-303-60 - глина серая, гумусированная, с углистыми черными прослойками и обильными включениями обугленно-растительного детрита и пирита, скв. 303, гл. 60 м; 71п - глина черная, гумусированная, с обугленным растительным детритом и пиритом, разрез Чакельмес

б - турангинская свита. Прибрежно-озерные отложения: 5в/67 - песок кварцевый, крупно- и среднезернистый, хорошо сортированный, белый, разрез Кусто;

Органическое вещество повсеместно в породах ассоциаций представлено в форме углефицированных растительных остатков. Все неокисленные породы ашутаской и турангинской свит содержат то или иное количество углефицированной растительной органики. Обычно она встречается в виде обугленного растительного детрита, мелких корешков, веток, щепы, обрывков листьев и наблюдается визуально. В породах, где визуально не наблюдается органическое вещество, под микроскопом оно обычно устанавливается в форме тонких включений. Тонкорассеянное углистое вещество сконцентрировано в темных и черных гумусированных глинах. Наиболее богаты им слои и линзы бурых углей, углистых алевроитов и глин.

В табл.2 приведено содержание органического вещества и форм железа в различных по литологии и генезису породах ашутаской и турангинской свит. Распределение $C_{орг}$ по разрезу Зайсанской опорной скважины показано на рис.7. Согласно этим данным, для относительно слабо насыщенных органикой пород $C_{орг}$ колеблется в интервале 0,05 - 0,4% при средних значениях 0,12-0,19%. В гумусированных и углистых алевроитах и глинах содержание органического углеорода возрастает до 15-17%, а в бурых углях может достигать 40-60%. На термограммах неокисленных пород ашутаской и турангинской свит почти всегда фиксируется примесь органического вещества, дающего экзотермическую реакцию в интервале 310-360° (иногда - 600-700°). В углистых и гумусированных породах эти реакции являются ведущими.

Сульфиды железа (колчеданы) составляют весьма характерную и чрезвычайно широко распространенную группу аутигенных образований. Они присутствуют в подавляющем большинстве пород различных литологических и генетических типов и дают весьма разнообразные типы обособлений (рис. 10, а-е, II, а-в, 12, а-в). Прежде всего следует отметить тонкую пылевидную вкрапленность колчеданов почти во всех неокисленных алевроитовых и глинистых породах. Благодаря тому, что такая вкрапленность часто не видна невооруженным глазом, многие геологи, описывавшие разрезы или изучавшие керн скважин, не отмечают ее в своих записях. Вместе с тем под микроскопом, а часто просто под лупой подобная вкрапленность повсеместно отмечается в неокисленных породах. Она чаще имеет вид кучевых скоплений тонкокристаллических землистых колчеданов или разрозненной спорадической вкрапленности. По данным иммерсионного анализа пород ашутаской и турангинской свит, вскрытых Зайсанской опорной скважиной, аутигенный пирит довольно резко доминирует над другими разновидностями минералов тяжелой фракции и в некоторых пробах достигает 40-90% содержания этой фракции. Среднее значение доли пирита в тяжелой фракции пород ашутаской свиты составляет 16,2%, а для пород турангинской свиты - 35,2%. При этом основную часть тяжелой фракции пород составляют обломочные минералы, поступившие из областей де-

Продолжение подписи к рис. 9

5г/67 - песок среднезернистый, белый, с коричневыми пятнами, разрез Кусто;
 90Iб - песок среднезернистый, белый, разрез Чакельмес. Озерно-болотные отложения: 8Iр - глина зеленая, комковатая, разрез Калмакпай; 26д - алевроит плитчатый, гумусированный, коричневый, с полуокисленным обугленным растительным детритом и отпечатками флоры, разрез Конур-Кура; С-180-76 - глина зеленовато-серая, плитчатая, комковатая с пиритом, скв. 180, гл. 76 м; С-27/257-62 - глина светло-зеленая, комковатая, с белыми пятнами, скв. 27, гл. 62 м; С-258-18I - глина светло-зеленая, комковатая, с пиритом, скв. 258, гл. 18I м.
 Пойменные отложения: 95б - глина белая, плитчатая, разрез Керш

Литологическая и генетическая характеристика проб 7м/67, С-51-66, 5к/67, 5и/67, 5н/67, 5м/67, С-27/257-42, С-25I-253 дана в подписях к рис. 8.

Таблица 2

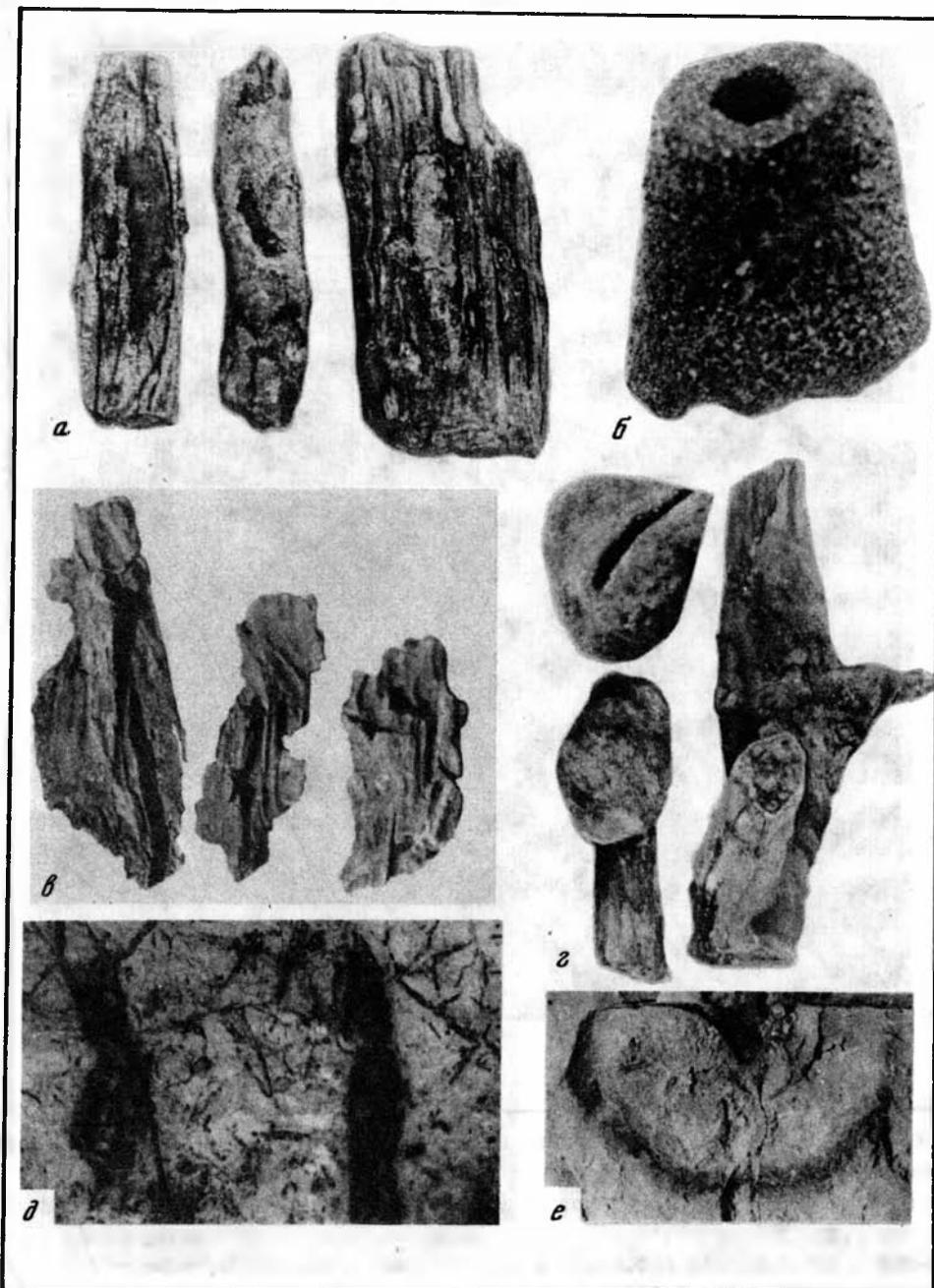
Содержание органического вещества и формы реакционноспособного железа в породах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций палеогена Зайсанской впадины, %

Номер образца	Fe ⁺⁺ раств.	Fe ⁺⁺⁺ раств.	Fe ⁺⁺ раств. тр.	Fe ⁺⁺⁺ раств. тр.	Fe _{пир.}	Fe _{вал.}	CO ₂	C _{орг.}
Породы, не измененные окислением								
C-27-64	0,18	Нет	0,04	1,12	0,12	1,46	Нет	17,31
C-26/258-65	0,45	0,02	Нет	2,46	0,8	3,71	"	1,55
C-26/258-47	0,22	Нет	"	3,91	0,8	4,93	1,0	14,71
C-27-67	0,78	"	"	2,34	0,21	3,33	Нет	9,5
C-358-105	0,61	0,17	0,17	2,17	0,08	3,2	0,2	0,51
C-277-156	1,23	0,45	Нет	1,23	0,06	2,97	0,2	0,23
C-218-172	1,45	Нет	0,51	1,06	0,1	3,12	Нет	0,24
C-2/232-100	0,89	Нет	Нет	2,23	0,21	3,33	0,2	0,16
C-26/258-197	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет	0,98
C-26/258-216	0,11	0,11	0,17	0,17	0,06	1,63	"	0,08
C-569-36	0,18	2,94	0,04	4,43	0,06	7,65	1,45	0,11
C-277-208	2,28	0,63	0,07	0,03	0,2	3,21	Нет	Нет
Породы, испытавшие слабое окисление								
C-218-178	0,61	0,23	0,28	1,95	0,2	3,32	Нет	Нет
C-51-64	2,28	Нет	Нет	0,75	0,2	3,23	0,9	"
Окисленные породы								
C-27/257-42	0,06	0,33	0,16	0,9	0,14	1,59	Нет	Нет
C-27/257-62	0,11	0,9	0,45	1,06	0,08	2,6	"	"

Примечания: I. Fe⁺⁺ раств. - железо двухвалентное растворимое; Fe⁺⁺⁺ раств. - железо трехвалентное растворимое; Fe⁺⁺раств.тр. - железо двухвалентное трудно растворимое; Fe⁺⁺⁺раств.тр. - железо трехвалентное труднорастворимое; Fe_{пир.} - железо пиритное; Fe_{вал.} - железо валовое.

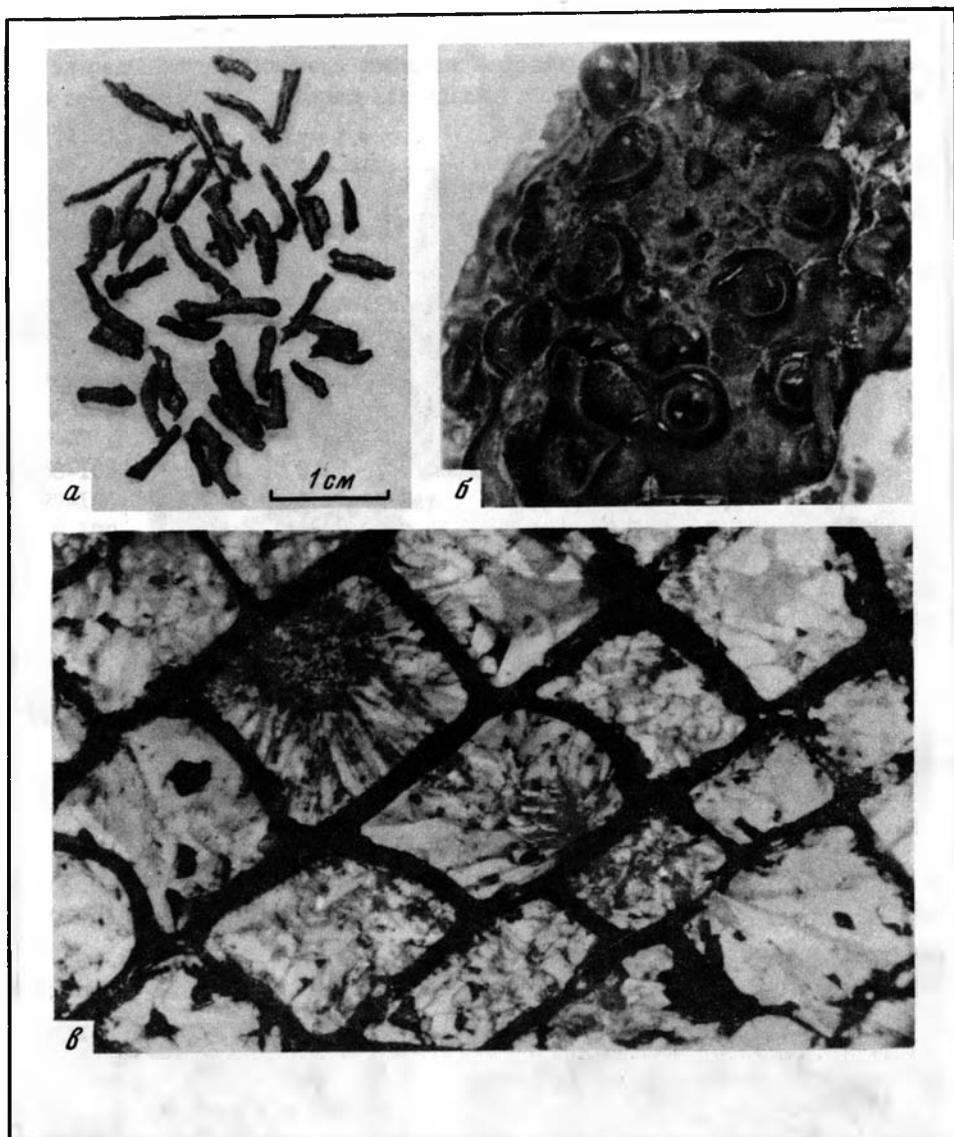
2. Обр. C-27-64 - глина углистая черная; обр. C-26-258-65 - глина гумусированная, черная, без вкраплений растительного детрита; обр. C-26/258-47 - алевроит углистый, черный, с включениями обугленной древесины; обр. C-27-67 - алевроит углистый, черный, с включениями растительного детрита; обр. C-358-105 - алевроит темно-серый гумусированный, с включением обугленного растительного детрита; обр. C-277-156 - алевроит темно-серый до черного, с включением обугленного растительного детрита; обр. C-218-172 - алевроит углистый, черный, с обугленным растительным детритом; обр. C-232-100 - алевроит светло-серый, с включением растительного детрита; обр. C-26/258-197 - глина темно-зеленая до черной; обр. C-26/258-216 - пески черные, гумусированные, с обрывками растительного детрита; обр. C-569-36 - глина темно-зеленая; обр. C-277-208 - алевроит темно-серый; обр. C-218-178 - алевроит светло-серый; обр. C-51-64 - алевроит белый, с коричневыми пятнами; обр. C-27/257-42 - глина белая; обр. C-27/257-42 - глина белая; обр. C-27/257-62 - глина светло-зеленая, с коричневыми пятнами.

3. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.



Р и с . 10. Формы выделения пирита углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Зайсанской впадины (нат.вел.)

а, б - псевдоморфозы пирита по веткам и корешкам растений: а - аштасская свита, разрез Чакельмес; б - турангинская свита, скв. 57 у родника Арсан-Талды; в - псевдоморфозы пирита по обломкам древесины, турангинская свита Южного Призайсанья; г - конкреции нарастания пирита вокруг веток, аштасская свита, разрез Чакельмес; д - псевдоморфозы пирита по обрывкам растительного детрита, аштасская свита Южного Призайсанья; е - кольцеобразная форма выделения тонкорассеянного пирита вокруг пиритизированного корешка, турангинская свита, скв. 43, участок Акжон

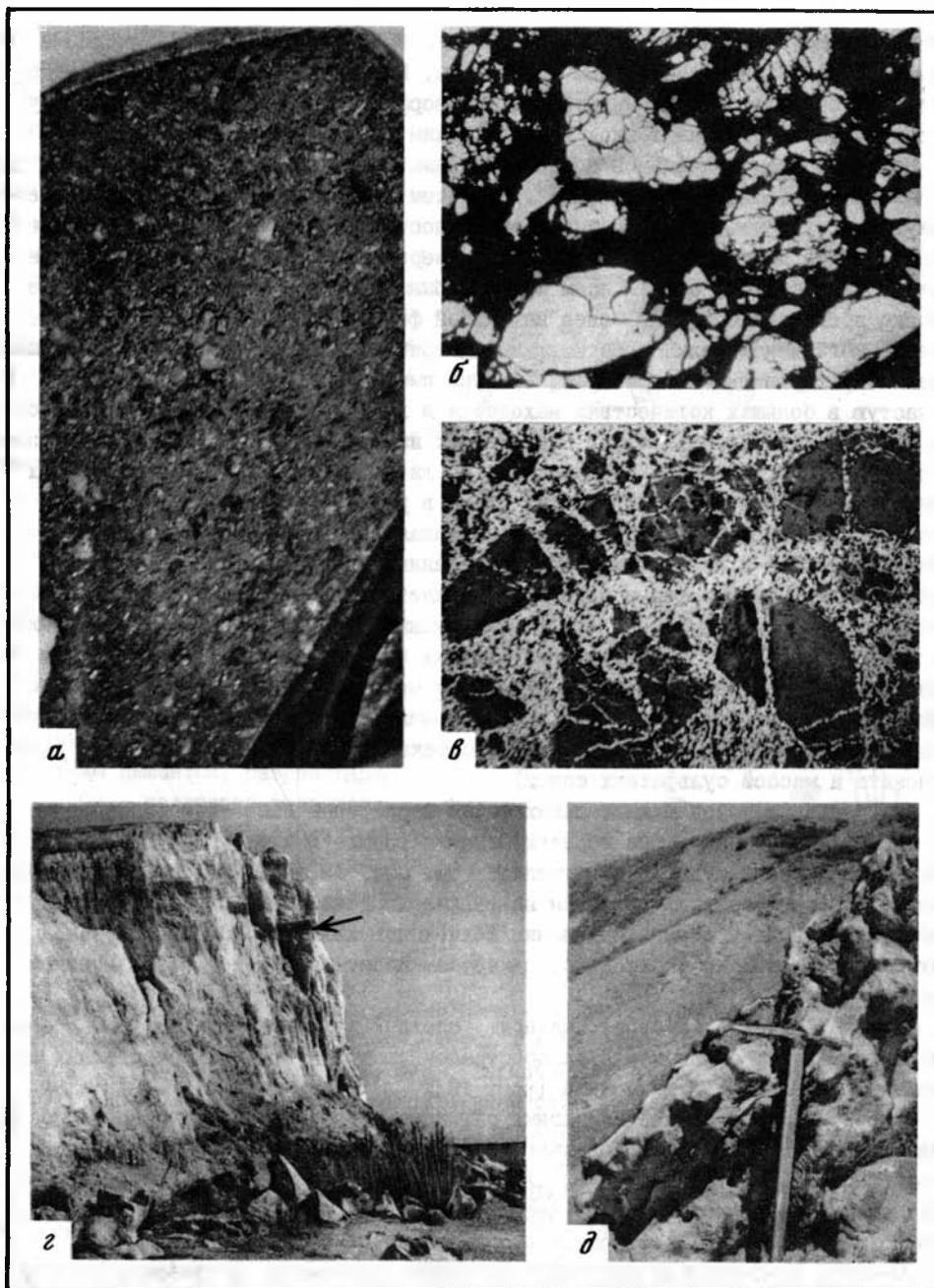


Р и с . II. Формы выделения пирита из углистых глин ашутасской свиты разреза Чакельмес

а - псевдоморфозы колчеданов по мелкому растительному детриту (тонким корешкам трав, деревьев); б - натечные формы колчеданов на обломке пиритизированной древесины (1/2 нат.вел.); в - растительная клетчатка, замещенная колчеданом, аншлиф, ув. 1 000

нудации. Если же указанные количества пирит-марказита сопоставить с количеством аутигенных минералов, то его содержание по отношению к ним составит не менее 80-90%.

Приведенные данные характеризуют в основном содержания только тонко вкрапленных колчеданов в породах ашутасской и турангинской свит. Огромная по объему масса аутигенных колчеданов находится и в других морфологических типах обособлений. Наиболее распространенными из них являются разнообразные фитоморфозы - замещенные колчеданом обломки стволов деревьев, корни, щепка, ветки и листья (см. рис.10, а-е, II, а). Они имеют очень разнообразный облик и размеры. Но наиболее часто встречаются так называемые колчеданные "куклы". В цент-



Р и с . 12. Формы выделения пирита, сидерита и железисто-кальциевых карбонатов углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Зайсанской впадины

а, б, в - песчаник кварцевый с пиритовым цементом, турангинская свита, скв. 57а, у родника Арасан-Гадды: а - образец в натуральную величину; б - сильно трещиноватые и раздробленные зерна кварца (светлые), сцементированные пиритовым цементом (темным), шлиф, ув. 10; в - раздробленные зерна кварца (темные) сцементированные пиритовым цементом (светлым), анизлиф, ув.10; г - выход пласта сидерита (показан стрелкой) в озерных алевролитах и алевролитистых песках берегового обрыва оз.Зайсан, у подножья обрыва - упавшие глыбы сидерита; д - выход песчаника с известковистым и железисто-кальциево-карбонатным цементом, турангинская свита, разрез Кусто

ре замещенной колчеданом древесины сохраняется еще пылевидное углистое вещество в смеси с тонкорассеянным колчеданом. При вымывании из глин или ударе молотком это вещество высыпается из фитоморфозы и остается пустотелая трубка, стенки которой сложены тонкокристаллическим пирит-марказитом.

Псевдоморфозы колчеданов по растительным остаткам наиболее характерны для пойменных и озерно-болотных фаций. При этом часто они ориентированы перпендикулярно слоистости, подчеркивая особенности древней корневой системы растений. Такие псевдоморфозы достигают размеров от 4-5 см до 0,6 м по длинной оси (и даже более), следуя всем изгибам бывшего корневища. Однако наиболее широко представленной, но менее наглядной формой фитоморфоз являются замещенный колчеданом мелкий растительный детрит и волосовидные обрывки корешков трав и кустарников (см. рис. II, а). Они имеют малые размеры (0,1 - 1 см) и зачастую в больших количествах находятся в гумусированных черных и зеленовато-серых пойменных алевритах. Выделить их из породы можно только промыванием, и при этом многие из них разрушаются. Из линзы пойменных зеленовато-серых алевритов средней части ашутасской свиты в разрезе у западного основания мыса Бакианьего авторами была взята объемная проба для установления количества фитоморфоз в породе. Как показали данные промывки пробы, содержание только мелких фитоморфоз в породе составляет 45-50 кг на тонну породы - это 4-5% весового объема породы без учета крупных фитоморфоз. Разумеется, такое высокое содержание макроскопически видимых аутигенных колчеданов присуще далеко не всем породам ассоциации и не повсеместно, но встречаются слои и с более высоким содержанием колчеданов (в обнажениях эти слои напоминают зоны окисления сульфидных месторождений с "потеками" ярко-желтого ярозита, ржавого лимонита и массой сульфатных солей).

Для песчаных пород аллювиальных фаций характерны иные типы обособлений аутигенных колчеданов. Они образуют иногда тонкие линзы (типа "лепешек") песчаников с плотным сульфидным цементом (см. рис. I2, а-в). В этом случае обломочные зерна песчаников дробятся на мелкие комочки, цементированные пирит-марказитом. Другой формой выделения колчеданов являются конкреции разной конфигурации, сложенные скрытокристаллическим пирит-марказитом (с включением зерен кварца).

Карбонаты железа (сидерит, анкерит, сложные железисто-кальциевые карбонаты) представляют собой менее распространенную группу главных аутигенных образований, нежели сульфиды железа (рис. I2, г, д).

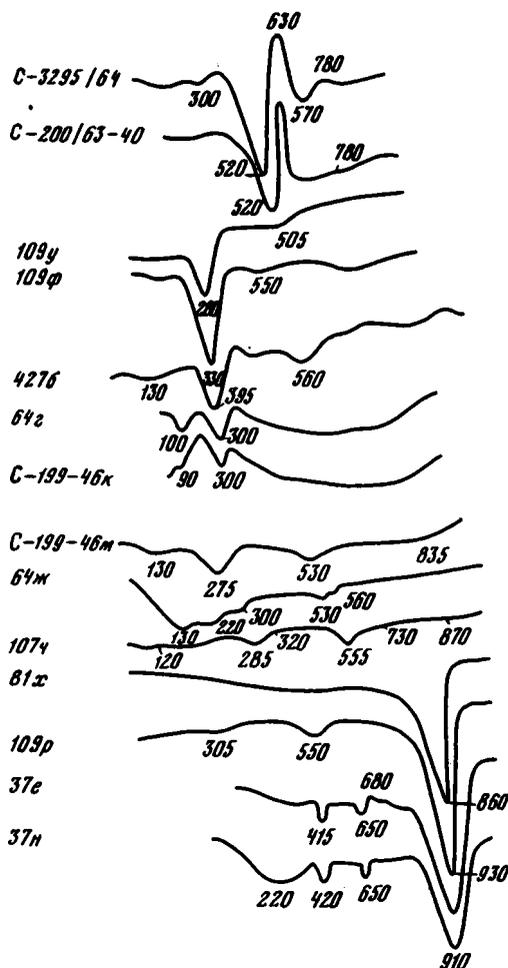
Сидерит в форме конкреций разных размеров, линзообразных и пластообразных тел (мощностью 0,3-0,5 м) довольно часто встречается в озерных отложениях турангинской и ашутасской свит, для которых характерно сравнительно невысокое содержание органического вещества. На кривых нагревания (см. рис. I3, обр. С-3295/64, С-200/63-40) сидерит имеет термические эффекты в интервалах 500-520° и 570-600°. В обнажениях конкреции сидерита окисляются, покрываясь с поверхности бурой оторочкой лимонита. Некоторые конкреции и линзы представлены анкеритом. Сидерит и анкерит довольно часто присутствуют в породах в виде тонкой вкрапленности и ступчатых выделений. Судя по данным табл. 2, в неокисленных породах ашутасской и турангинской свит отмечается резкое преобладание легкоподвижной закиси железа над окисью. Значительная часть закисного железа, по-видимому, связана с сидеритом и анкеритом.

В некоторых разрезах толщ присутствуют сложные по составу железисто-кальциевые карбонаты. Обычно они характерны для озерных отложений и обособляются в форме конкреций, или входят в цемент песчаников и песчаных алевритов. Данные минеральные образования имеют светло-коричневый и белый (внутри) цвет. Песчаники с подобным цементом в региональных обзорах стратиграфии часто описываются под наименованием "перечные песчаники" /Борисов и др., 1963/.

Р и с . 13. Термограммы аутигенных минералов из отложений Зайсанской впадины

Турангинская свита: С-3295/64 - конкреция сидерита землисто-серого цвета, скв. 3295, у мыса Баклакий; С-200/63-40 - конкреция сидерита зеленовато-серого цвета, скв. 200, гл. 40 м, у пос. Буран; 64г - оолитовые железные руды, разрез Паром; С-199-46к - крупнооолитовые железные руды, скв. 199, гл. 46 м; С-199-46м мелкооолитовые железные руды, скв. 199, гл. 46 м; 64ж - железисто-марганцовистая конкреция, разрез Паром; 107ч - железисто-марганцовистые стяжения (корочки), разрез Калмакпай

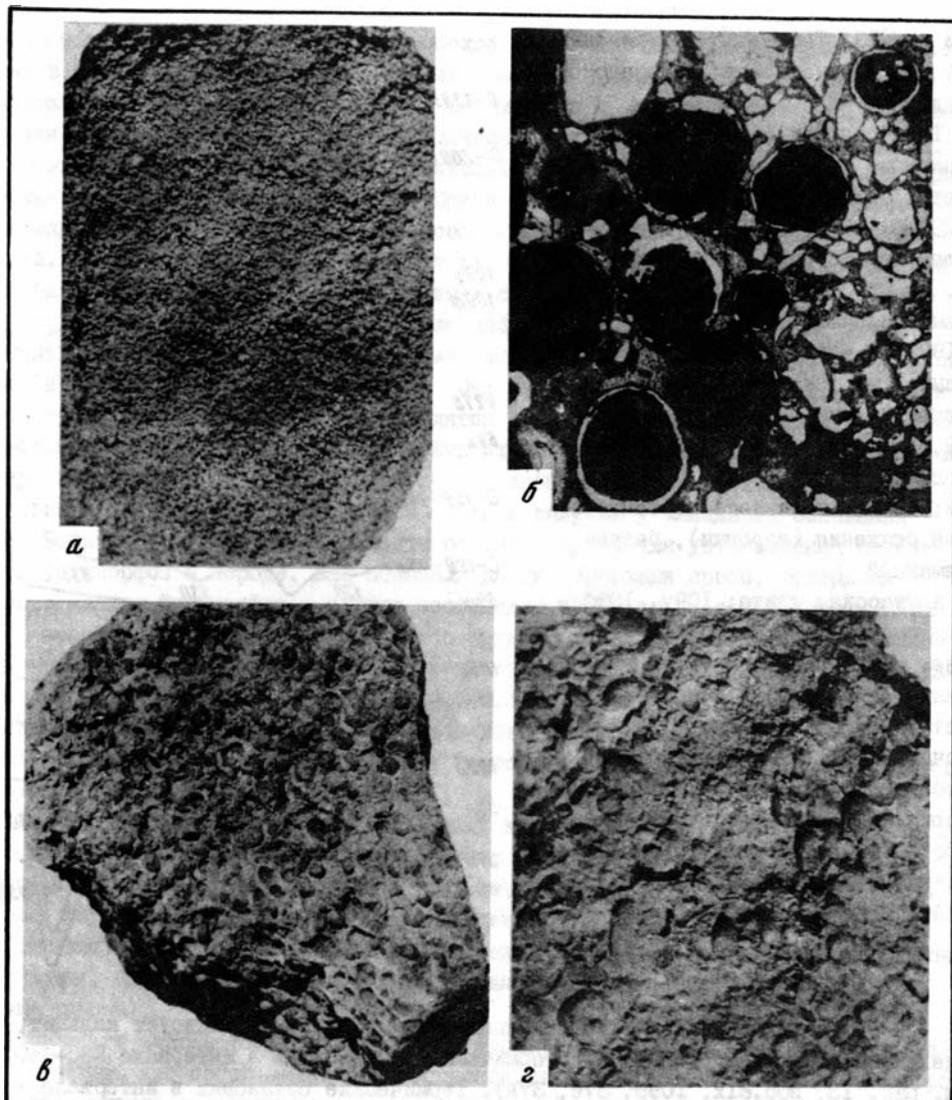
Ашутасская свита: 109у, 109ф - псевдоморфозы лимонита по древесине, разрез Калмакпай; 427б - лимонитовая конкреция желто-бурого цвета, разрез Клиин-Кериш; 81х - песчаники с железисто-марганцево-карбонатным цементом, разрез Кара-Биржк; 109р - железисто-кальцево-карбонатная конкреция, разрез Тайжузген; 37е, 37н - песчаник с карбонатным цементом, разрез Тайжузген



В составе сложных железисто-кальцевых карбонатов доминирует кальцит, выделяющийся на термограммах эндотермической остановкой в интервале 860-930° (см. рис. 13, обр. 81х, 109р, 37е, 37н). Термические остановки в интервале 645-650 и 680-700° обусловлены присутствием сидерит-анкерита (возможно, частично родохрозита). Присутствие гетита в цементе песчаников или в конкрециях часто фиксируется на термограммах по эндотермической реакции в интервале 300-420° (см. рис. 13). Гетит является скорее всего более поздним образованием, возникшим при окислении пирита или сидерита в песчаниках.

Таким образом, комплексы главных аутигенных образований палеогеновых углесто-сидерит-колчеданных ассоциаций составляют углефицированная растительная органика, сульфиды железа (колчеданы) и группа железистых и сложных железисто-кальцевых карбонатов. Из них наибольшее распространение имеют органическое вещество (углефицированная органика) и сульфиды железа в форме пирита, марказита и мельниковита. Железистые и железисто-кальцевые карбонаты имеют подчиненное значение.

Из второстепенных аутигенных образований прежде всего следует отметить оолитовые или бобовые железные руды, обнажающиеся на левобережье р. Черный Иртыш у паромной переправы и вскрытые рядом скважин. Среди руд отмечаются мелкооолитовые разности с размером оолитов не более 1-2 мм и крупнооолитовые (бобовые) с размером бобовин 2-10 мм (рис. 14, а-г). В окисленном состоянии они сложены преимущественно гетитом (см. на рис. 13 термограммы 64г, С-199-

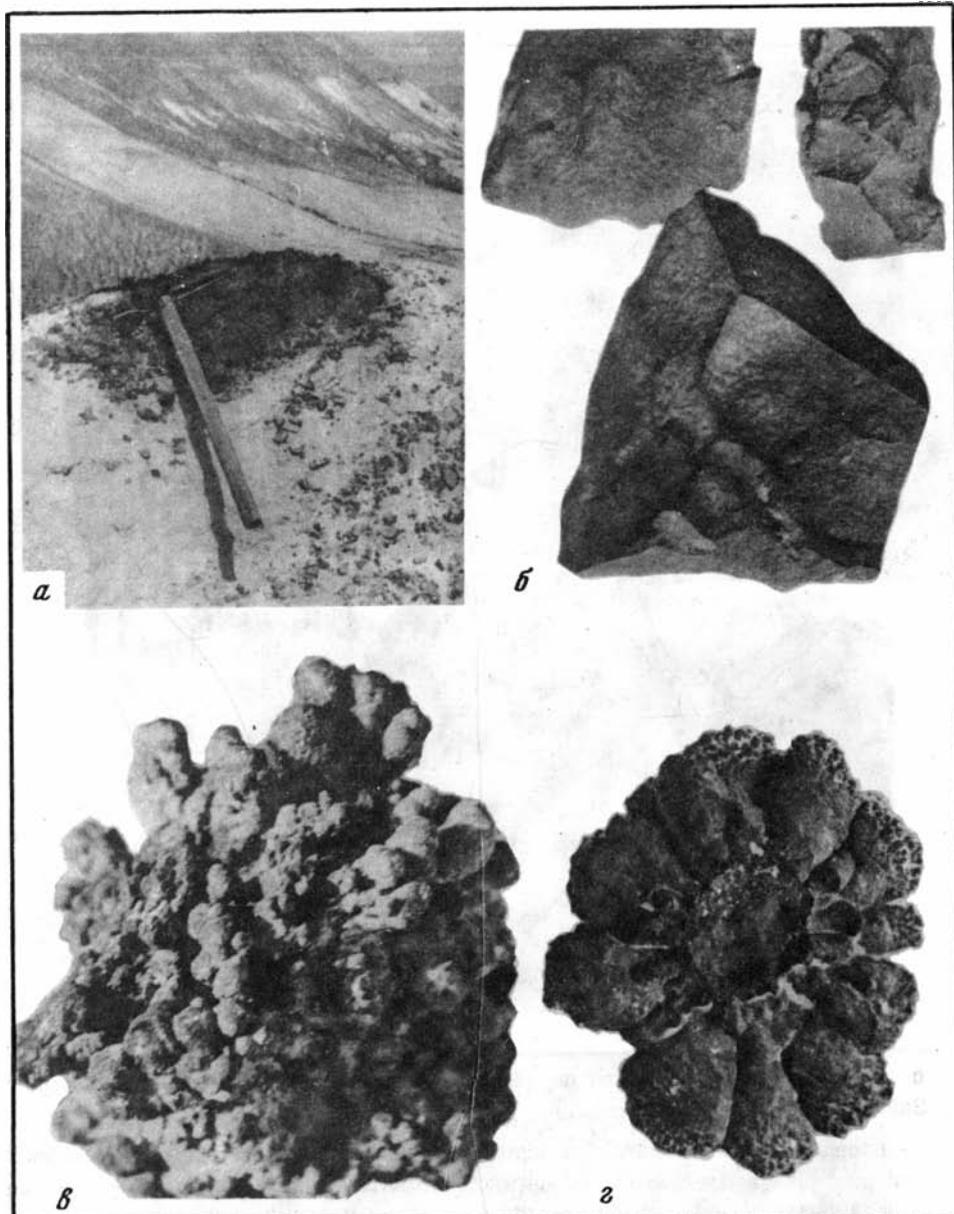


Р и с . 14. Оолитовые и бобовые железные руды из русловых отложений турангинской свиты (скв. 199, у пос. Буран)

а - мелкооолитовая руда (нат.вел.); б - мелкооолитовая железная руда, наряду с железистыми оолитами отмечается много обломков кварца (светлые), шлиф, ув. 10; в,г - крупнооолитовая бобовая руда (нат. вел.)

46м, С-199-46к). Их первичный состав был, по видимому, лептохлоритовым. По данным силикатного анализа содержание Fe_2O_3 в рудах составляет 33-48%. Из-за малых размеров рудных тел в Зайсанской впадине они не имеют промышленного значения.

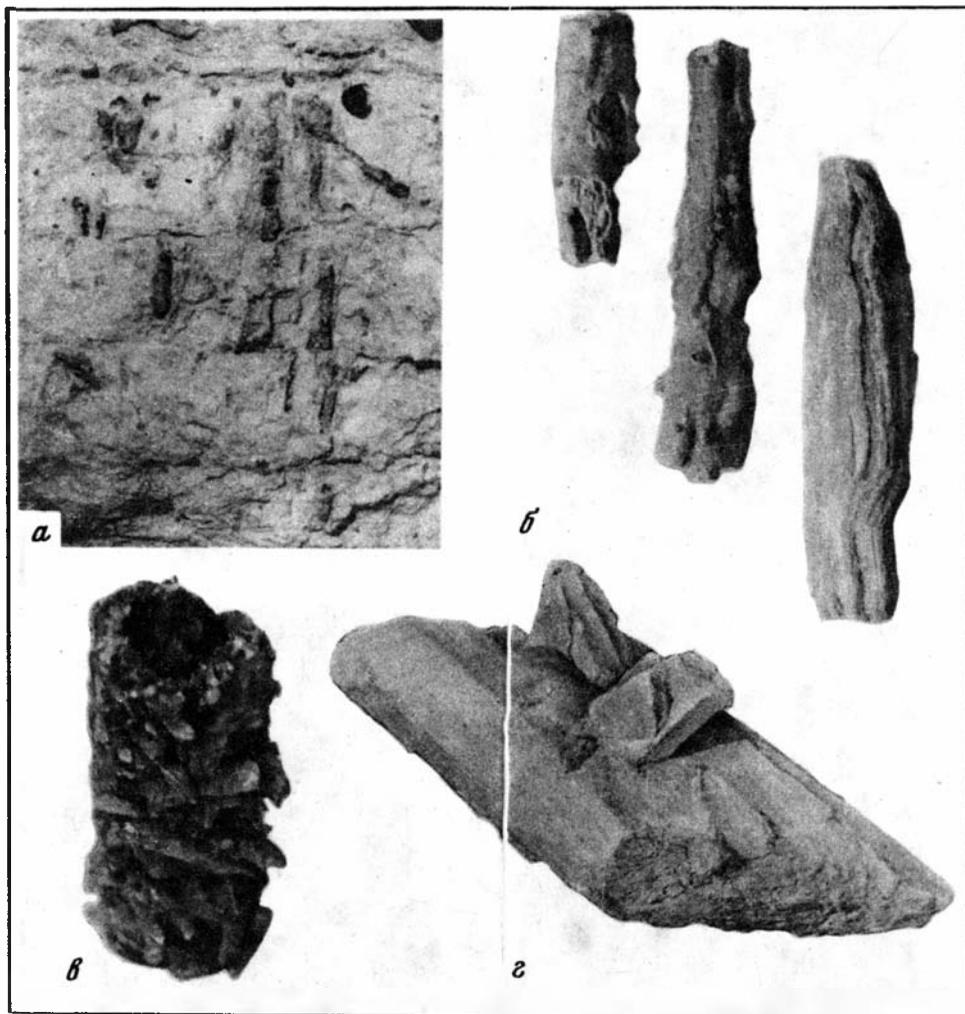
Среди второстепенных аутигенных образований обращают на себя внимание иногда встречающиеся железисто-марганцевые, преимущественно вад-псиломелановые или реже карбонатные обособления. Они встречаются в некоторых песчаниках и алевритах в виде неправильной формы пятен, размером от 20х30 см до 1х2 м (рис.15,а,б; см. рис. 13, обр. 64ж, 107ч). Кроме того, иногда встречается мелкие друзы дендритообразной формы марганцовистых карбонатов (рис. 15,в,г). Однако вполне возможно, что данные образования имеют эпигенетическую природу.



Р и с . 15. Форма выделения железисто-марганцевых минералов в углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Зайсанской впадины

а - конкреционно-линзовидная форма с последующим разрушением на остроугольные осколки; б - форма остроугольного осколка конкреции, ашутаская свита, разрез Кусто (нат. вел.); в, г - друзы железисто-марганцевистых конкреций, турангинская свита, разрез Кусто (нат.вел.).

В углисто-сидерит-колчеданных ассоциациях Зайсанской впадины весьма широко и разнообразно представлен комплекс вторичных (эпигенетических) минеральных образований. К ним относятся гипс, воднорастворимые сульфаты, ярозит, лимонит (гидрогетит, гетит), каолинит (рис. 16, а-г, см. рис. 13, термограммы 109у, 109ф, 427б). Характеристика этих образований и ведущих процессов их формирования дается ниже, при описании эпигенеза углисто-сидерит-колчеданной ассоциации.



Р и с . 16. Продукты окисления пирита в углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Зайсанской впадины (нат.вел.)

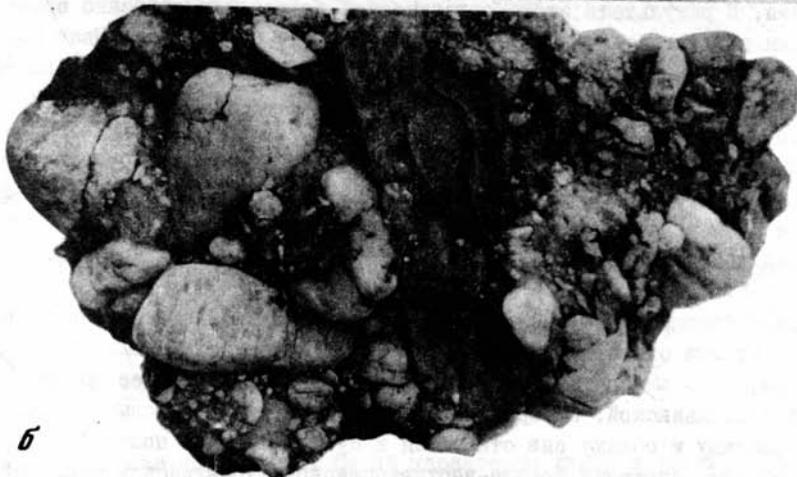
а - псевдоморфозы лимонита по первичным пиритовым конкрециям, замещавшим корешки растений в алевритах, турангинская свита, разрез Кусто; б - псевдоморфозы лимонита по обломкам корешков или веток, первично замещенных пиритом, ашутасская свита, разрез Калмакпай; в - вторичное выделение лимонита, ярозита и гипса по корешку, ашутасская свита, разрез Чакельмес; г - сросток кристаллов вторичного гипса, ашутасская свита у горы Ашутас

Впадины горных областей Алтая

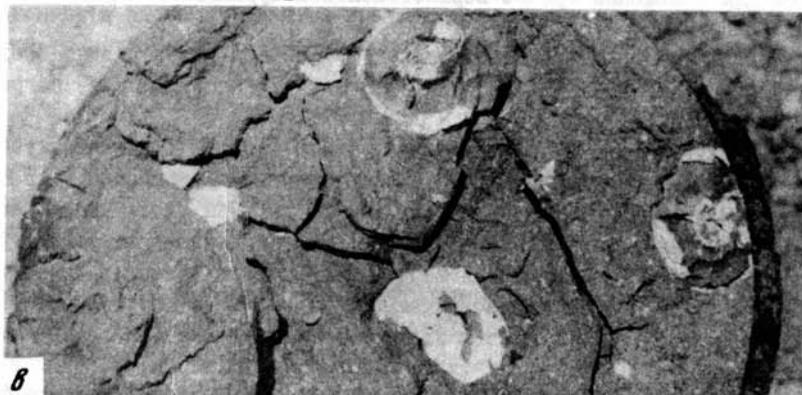
К северу от Призаянья палеогеновые угленосные отложения прослеживаются далеко в глубь Алтайской горной системы и далее в Призаянье и Прибайкалье /Лавров, 1965б/. В горных областях Алтая они заполняют различные по размерам и конфигурациям межгорные впадины, а иногда прослеживаются и на поверхностях высокогорных плато. В ранних работах по геологии Алтая данные отложения чаще всего относились к одной толще и датировались олигоцен-миоценом. И только в последнее десятилетие было установлено, что угленосные отложения межгорных впадин Алтая представлены, как и в Зайсанском прогибе, двумя разновозрастными



а



б



в

Р и с . 17. Породы углисто-сидерит-колчеданной ассоциации из Южного и Горного Алтая

а - развалы кварцевых галечников на выровненных вершинах западных отрогов гор Азу-Тау, турангинская свита, Южный Алтай (1/10 нат. вел.); б - кварцевый конгломерат с лимонитовым цементом, у пос. Джеланаш, турангинская свита, Южный Алтай (1/2 нат. вел.); в - зеленовато-серые гумусированные глины с обломками моллюсков, кошагачская свита Чуйской впадины Горного Алтая, скв. 13, к юго-западу от Талдыдзургунского месторождения (нат.вел.)

ми толщами: средне-верхнеэоценовой и средне-верхнеолигоценовой /Ерофеев, 1969; Ерофеев, Ржаницова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/.

Средне-верхнеэоценовые отложения широко распространены в мелких межгорных депрессиях и на выравненных участках высоких плато Южного Алтая и представляют собой эрозийные останцы некогда обширного шлейфа аллювиальных конусов выноса. Они сложены преимущественно песчано-галечными осадками с линзами валуников, песчанистых алевроитов и глин (рис.17, а, б). Отличительной особенностью данных отложений является преимущественно кварцевый состав обломочного материала, что связано с началом интенсивного размыва в позднем эоцене верхне-меловой-нижнепалеогеновой коры выветривания. Кроме кварцевых обломков, присутствуют галька и валуны эффузивов кислого состава, а иногда и других пород палеозойского основания. Кварцевые галечники Южного Алтая издавна привлекали внимание геологов и старателей своей золотоносностью и оловоносностью.

Благодаря тому что эрозийные останцы этих отложений находятся в настоящее время в зоне обильного водообмена, они сильно преобразованы процессами окисления. В результате этого органическое вещество и особенно аутигенные колчеданы подверглись полному или почти полному разложению. Цвет пород приобрел светлосерый и белый тона с ржаво-коричневыми полосами и "натекami" гидроокислов железа, подчеркивающими слоистость. В глинах и алевроитах довольно часто отмечаются псевдоморфозы лимонита по колчеданным "куклам" и конкрециям. В промытых кислыми водами песках и галечниках многие тонкие линзы глинистых пород преобразованы в белые каолины. Во многих горных выработках отмечается разложение на месте гранитных галечников и валунов до состояния глины под действием кислых вод зоны окисления аутигенных колчеданов (россыпь "Виктория-57").

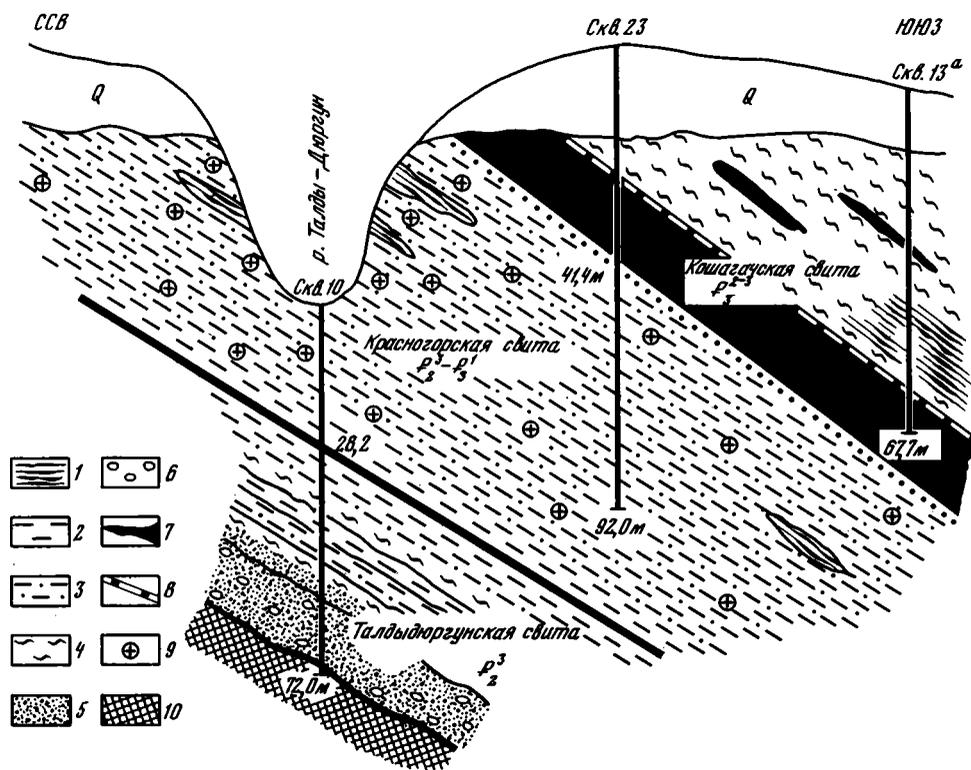
Возраст кварцевых галечников Южного Алтая установлен на основании находки А.И.Москвитиним отпечатков листовой флоры в линзе белой глины у пос.Джеланаш. Эта флора, первоначально описанная М.Ф.Нейбург, в настоящее время детально изучена И.А.Ильинской, которой установлен ее верхнеэоценовый возраст. По видовому составу и облику она относится к субтропической полтавской флоре, характерной для отложений средне-верхнеэоценовой турангинской углистой толщи Зайсанской впадины.

В более обширных и глубоких межгорных депрессиях Южного Алтая средне-верхнеэоценовые углисто-сидерит-колчеданные отложения, по-видимому, погребены на значительной глубине.

Средне-верхнеолигоценовые отложения углисто-сидерит-колчеданной ассоциации обнажаются в Нарымской впадине у северного подножия одноименного хребта. Данные отложения прослеживаются на протяжении 15 км. Они представлены толщей переслаивающихся песков, алевроитов и глин с многочисленными линзами бурых углей, гумусированных глин, галечников и щебеночников. Вследствие плохой обнаженности мощность толщи установить невозможно.

Песчаные породы большей частью имеют кварц-полевошпатовый и мезомиктовый состав, но в них довольно часто линзы полимиктовых песков. Галечники и щебеночники в подавляющем большинстве полимиктовые и в фациально-генетическом смысле представляют собой отложения конусов выноса предгорий. Здесь наряду с косослоистыми хорошо сортированными песками, гравелитами и галечниками, представляющими собой фаши русел горных рек, присутствуют довольно мощные слои и линзы плохо сортированных песков и щебеночников (паттумов), характеризующих проливий предгорий.

Пойменные и пойменно-озерные фаши представлены алевроитами, алевроитистыми глинами и глинами, содержащими рассеянный растительный детрит, конкреции и "куклы" (фитоморфозы) колчеданов и сидерита (в обнажениях они часто окислены



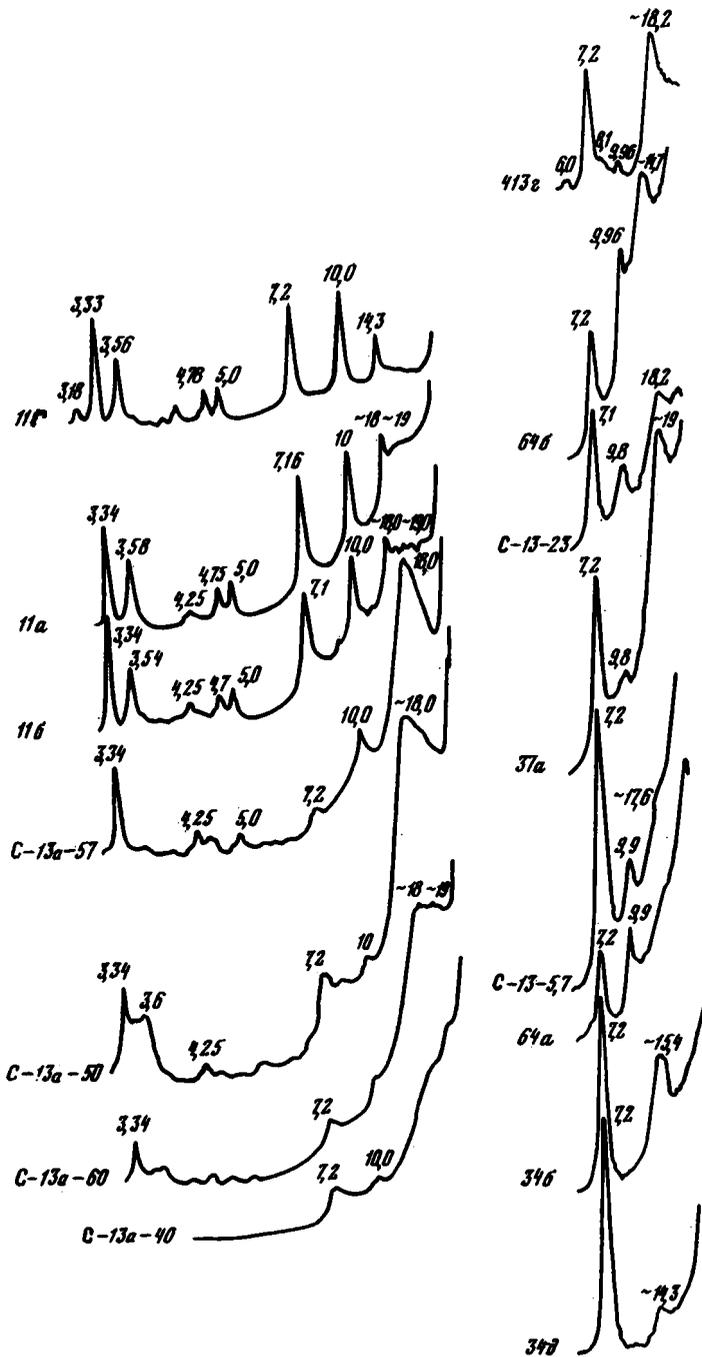
Р и с . 18. Разрез палеогеновых отложений правобережья р.Талды-Дюргун в Чуйской впадине Горного Алтая

1 - глины углистые черные; 2 - глины светло-серые; 3 - глины алевритистые и песчанистые; 4 - алевриты; 5 - пески; 6 - галька; 7 - бурные угли; 8 - лигниты; 9 - конкреции сидерита; 10 - палеозойские породы

до лимонита). Для озерно-болотных фаций характерны линзы и тонкие прослои гумусированных и углистых глин, а также пласты бурных углей (лигнитов). В верхней части угленосной толщи Нарымской впадины /Корнилова и Рахкина, 1970; Рахкина, 1979/ собрана большая коллекция отпечатков тургайской широколиственной флоры среднего-верхнего олигоцена.

Севернее верхнеэоценовые и олигоценовые отложения углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций прослеживаются во многих впадинах Горного Алтая (см. рис. 17в), где выделяются соответственно под наименованием талдыдыргунской и кашагачской свит /Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/. В наиболее крупной Чуйской межгорной впадине они разделены между собой толщей зеленовато-коричневых глин и алевритов нижнеолигоценовой красногорской свиты, т.е. в сводном разрезе палеогена они занимают такое же положение, как и в Зайсанском прогибе. Наиболее четко положение в разрезе углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций Чуйской впадины установлено буровым профилем в районе устья долины Талды-Дюргуна (рис. 18).

Талдыдыргунская свита эоценового возраста развита локально в Чуйской и Джудуккульской котловинах и имеет мощность до 45 м. Характеризуемые отложения залегают с размывом на породах карацумской свиты либо на палеозойском фундаменте (часто увенчанном корой выветривания) и связаны постепенным переходом с вышележащей красногорской свитой. Талдыдыргунская свита сложена алевритами, алевритистыми глинами с линзами и прослоями песков, глин, местами галечников. В керне буровых скважин породы обладают серой, зе-



Р и с . 19. Дифрактограммы глинистых фракций из средне-верхнеолигоценовых отложений (глины насыщены глицерином)

Чуйская впадина Горного Алтая: IIг- песок алевритистый, зеленовато-серый, озерные отложения, разрез Туерк; IIа - алеврит коричневый, гумусированный, с полуокисленным растительным детритом, озерно-болотные отложения, разрез Туерк; IIб - глины зеленые, алевритистые, с бурными пятнами ожелезнения, озерно-болотные отложения, разрез Туерк; С-13а-57 - глины темно-зеленые, с пиритом, озерно-болотные отложения, скв. 13а, гл. 57 м, Талдыдоргунское ме-

леновато-серой до черной окраской, содержат включения растительного детрита, прослойки углистых глин, обильные включения колчеданов. На поверхности, в зоне окисления, цвет пород становится белым, происходит разрушение органического вещества. Конкреции пирита, окисляясь, замещаются лимонитом. Подобные окисленные разности пород ассоциации развиты в обнажении Кызыл-Чин, где представлены пачкой белых кварцевых гравийных песков, сменяющихся в верхней части алевролитами, алевролитистыми глинами с обильными лимонитовыми конкрециями по пириту.

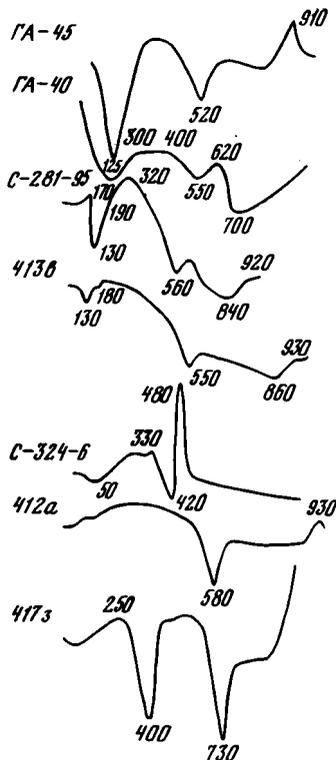
В Джулуккульской котловине к талдыдургонской свите, вероятно, относится нижняя 60-метровая часть разреза в верховьях р.Каргалы, представленная пере-слаиванием кварцевых песков, глин, углей с редкими линзами гравийно-галечников и щебней.

Кошагацкая свита среднего-верхнего олигоцена развита значительно шире и гораздо лучше изучена. К ней приурочен ряд бурогоугольных месторождений (Кошагацкое, Чаган-Узунское, Талды-Дургонское), часть из которых отработывалась для местных нужд. Свита имеет мощность до 250 м, залегает с размывом на нижнеолигоценовой красногорской свите и связана постепенным переходом с вышележащими отложениями миоцена. Свита сложена зеленовато-серыми алевролитами, глинами, углистыми глинами, углями и содержит линзы и прослойки песков, изредка с линзами щебней и галечников; почти повсеместно встречаются углистый детрит, конкреции пирита, сидерита. На разведанных участках Чуйской впадины в составе кошагацкой свиты выявлены рабочие пласты бурого угля мощностью от 0,75 до 3,5-3,7 м, а на недавно разведанном участке Талды-Дургон уже эксплуатируется небольшим карьером пласт бурого угля мощностью от 5-6 до 10 м.

Наибольшее развитие в разрезах кошагацкой свиты получают озерные и озерно-болотные циклы. В их основании обычно развиты хорошо сортированные пески или алевролитистые пески с волнистой и волнисто-горизонтальной слоистостью, постепенно переходящие вверх по разрезу в алевролиты и алевролитистые глины. В верхней части циклов часто увеличивается содержание органического вещества, и они сменяются углистыми глинами или углями (озерно-болотные или болотные фации). В неполных озерных циклах могут выпадать нижние (песчанистые) либо верхние (углистые) части. Мощность слоев, слагающих озерные циклы, обычно колеблется в интервале 0,1-0,5 м, иногда достигает 1,0-2,5 м. Доля озерно-болотных и болотных фаций (с промышленными пластами бурых углей) возрастает к периферии Чуйской впадины, тогда как в центральной части впадины их роль по-

Продолжение подписи к рис. 19

сторождение углей; С-13а-50 - глины темно-серые, гумусированные, с растительным детритом, озерно-болотные отложения, скв. 13а, гл. 50 м (там же); С-13а-60 - глины черные, углистые, болотные отложения, скв. 13а, гл. 60 м, там же; С-13а-40 - алевролит серый гумусированный, озерные отложения, скв. 13а, гл. 40 м, там же. Прииртыше: 413г - пески белые, косослоистые, русловые отложения, разрез Тектогай. Тургайский прогиб: 64б - глины углистые, озерно-болотные отложения, разрез Болаттам; С-13-23 - пески серые, полуокисленные, с остатком обугленного растительного детрита (озерные), скв. 13; С-13-5,7 - глины серовато-белые, с полуокисленным обугленным растительным детритом, озерно-болотные отложения, скв. 13, гл. 5,7 м; 64а - алевролитистые глины, серовато-коричневые, гумусированные, с полуокисленными остатками обугленного растительного детрита, озерно-болотные отложения, разрез Болаттам. Южный Урал: Кумакское месторождение каолиновых глин: 37а - пески белые, косослоистые, русловые; 34б - глины темно-серые, гумусированные, озерно-болотные, 34д - глины белые, с вертикальными красными пятнами (из горизонта древней почвы)



Р и с . 20. Термограммы глинистых фракций и аутигенных минералов средне-верхнеоценовых и средне-верхнеолигоценовых отложений

Горный Алтай, разрез Туерык, кошагачская свита: ГА-45 - глины зеленовато-серые; ГА-40 - глины серые, углистые. Рудный Алтай, Лениногорская впадина: С-28I-95 - алевриты темно-серые, тонкослоистые, гумусированные, с включениями обугленной древесины и лимонитовых конкреций по пириту, аштаская свита, скв. 28I, гл. 95 м. Семипалатинское Прииртышье: 4I3в - глины алевритистые серовато-белые, с пятнами ярозитизации и лимонитизации, аштаская свита, обн. Энбекши; С-324-6 - конкреция сидерита серого цвета, турангинская свита, скв. 324, гл. 6 м, у пос. Известкового; 4I2а - глины белые, турангинская свита, Майское месторождение каолиновых глин; 4I7з - желтая конкреция ярозита из пачки гумусированных глин, турангинская свита, у оз. Карасор

степенно сокращается /Розенберг, 1973/. Здесь доминирующее положение занимают озерные и озерно-аллювиальные отложения.

Наибольшее количество линз грубообломочных пород в составе кошагачской свиты встречено в разрезах Джудуккульской котловины. Песчаные породы имеют существенно полимиктовый либо мезомиктовый состав. Линзы щебнистых галечников обычно встречаются в базальных частях свиты, представляя собой делювиально-пролювиальные отложения и тяготеют к краевым частям впадин. Состав обломков пород кошагачской свиты обычно существенно полимиктовый.

Глинистое вещество пород свиты сложено полиминеральными смесями (рис. 19, обр. IIа, IIб), состоящими из каолинита (рефлексы 7,16 и 3,58 Å), гидрослюд (рефлексы 10,0 и 5,0 Å) и смектита либо смешанослойных смектит-гидрослюдистых минералов (рефлексы 18-19 Å). Кроме того, в глинистом веществе иногда фиксируется (обр. IIг) примесь хлорита (14,3 Å). В некоторых пробах из озерных фаций (С-13а-50, С-13а-57) смектит становится главенствующим минералом, а в единичных пробах (IIг) он отсутствует. В породах, сильно обогащенных углистым веществом (озерно-болотные или болотные фации), вероятно, происходило интенсивное аутигенное глинообразование и возникновение смешанослойных слоисто-смектитовых пакетов, имеющих на рентгенограммах широкий нечеткий рефлекс в области 18-20 Å, иногда до 30 Å (обр. С-13а-50; С-13а-60; С-13а-40; IIа). Результаты термического анализа (рис. 20, обр. ГА-45, ГА-40) согласуются с рентгеноструктурными данными.

Аутигенные минералы в неокисленных разностях пород повсеместно представлены колчеданами и реже сидеритом. Формы их выделения аналогичны вышеописанным в одновозрастных углистых толщах Зайсанской впадины.

В пределах мелкосопочных нагорий Казахского щита углистые отложения палеогена развиты только в локальных прогибах, древних долинах, эрозионно-тектонических депрессиях и впадинах типа грабеннов (рис. 2I, а-д). Геологосъемочными, поисковыми и специальными тематическими исследованиями вполне определенно установлено наличие в разрезах палеогена данного региона двух разновозрастных углисто-сидерит-колчеданных парагенезов. Залегание их в едином разрезе наиболее четко установлено на Балхаш-Иртышском водоразделе (Причингизье) при разбуривании грабена левобережья р.Ащису /Цеховский и др., 1969/. Здесь в основании разреза палеогена выделяется толща переслаивающихся сероцветных алевролитов и гумусированных глин с линзами конгломератобрекчий полимиктового состава. Породы насыщены обломками углефицированной древесины, мелкими конкрециями шрита и марказита. Вскрытая мощность их составляет II,5 м. Данные отложения содержат богатый палинологический комплекс, характеризующий субтропическую флору верхнего эоцена.

На описанных отложениях с резким размывом залегает средне-верхнеолигоценовая углистая толща мощностью от 36 до 80 м. В основании ее прослеживается пачка полимиктовых хорошо окатанных галечников мощностью до 4 м. Вышележащие части разреза представлены переслаивающимися серыми и темно-серыми алевролитами и алевролитистыми глинами с линзами мезомиктовых и полимиктовых песков. Глины и алевролиты часто известковисты. Все разности пород обильно насыщены обломками углефицированной древесины, содержат тонкую вкрапленность, конкреции и прожилки шрита и марказита. В ряде случаев отмечается "углистая слойка" с плоскими отпечатками широколиственной тургайской флоры; в известковистых алевролитах встречены отпечатки рыб, относящихся, по определению Е.К.Сычевой, к семейству карповых (см. рис. 2I, г).

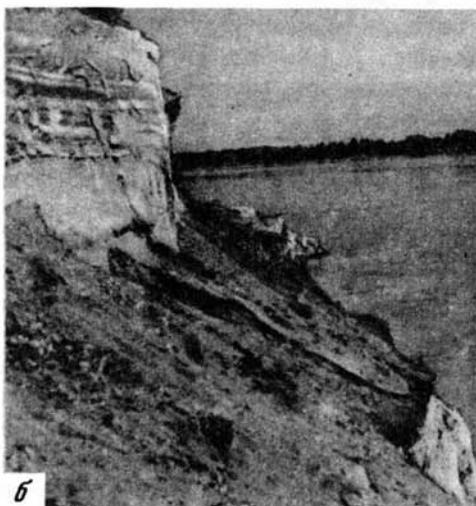
В генетическом смысле в составе описываемых отложений преобладают фации руслового и пойменного аллювия, а также мелких озер. Несколько повышенная известковистость пород объясняется местоположением района в непосредственной близости от аридной области палеогена. Из данной толщи Л.Н.Ржаниковой получен богатый палинологический комплекс, характеризующий тургайскую широколиственную флору среднего-верхнего олигоцена.

Аналогичное вышеописанному взаимоотношение средне-верхнеоценовой и средне-верхнеолигоценовой толщ характерно для внутренних областей Казахского щита. Здесь верхнеоценовые отложения в подавляющем большинстве представлены фациями аллювия и погребены в древних долинах Нуры и Кулан-Утпес, а также выполняют ряд эрозионных депрессий в центральной части Нура-Куланутпесского водораздела /Малиновский, 1967/. Они сложены преимущественно кварцевыми песками, разнозернистыми, с линзами гравелитов и галечников, переслаивающимися с алевролитами и алевролитистыми глинами. Наличие большого количества слоев и линз хорошо проницаемых песков и галечников и активный водообмен в древних долинах обусловили интенсивное окисление верхнеоценовых отложений. В результате этого они изобилуют бурыми "потеками" лимонита, пятнами и полосами осветления, местами подвергаются вторичному огипсованию песчаных прослоев. Именно эти, вторичные по своей природе, признаки и послужили основанием для многих геологов к отнесению данных образований к чаграйской свите верхнего олигоцена. И только находка В.Ю.Малиновским в разрезе древнеаллювиальной толщи правобережья р.Кулан-Утпес листовых отпечатков полтавской субтропической флоры среднего-верхнего эоцена окончательно решила вопрос о возрастной датировке данной толщи. Мощность отложений достигает 30 м и более.

В древних долинах бассейнов Нуры и Сарысу на средне-верхнеоценовую аллювиальную толщу и на более древние образования с резким размывом налегает тол-



а



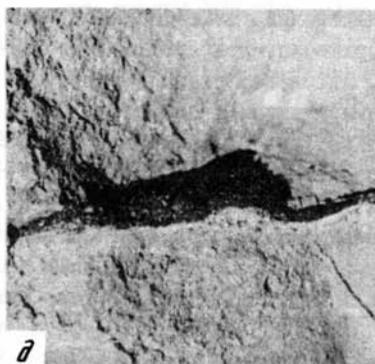
б



в



г



д

Р и с . 21. Обнажения и образцы средне-позднеолигоценовых пород Казахского Прииртышья и Причингизья

а - пачка русловых косослоистых песков, с линзами гравелитов, в обрывах р.Иртыш у пос. Тектогай; *б* - пачка русловых косослоистых песков и перекрывающих их пойменных тонкослоистых алевритистых глин в обн. Кара-Терек, Прииртышье (нат.вел.); *в* - тонкослоистые, глинисто-алевритово-известковистые озерные осадки, перемятые оползневными процессами, скв. 46, Причингизье (нат.вел.); *г* - отпечатки рыб, там же; *д* - прожилок пирита в алевритистых глинах (там же)

ща серых лигнитоносных песчаных глин, песков и алевроитов, содержащая листовые отпечатки, споры и пыльцу тургайской широколиственной флоры среднего-верхнего олигоцена. "Основание толщи иногда обогащено песками и линзами галечников, что затрудняет нередко расчленение среднеолигоценовых осадков и подстилающей толщи древнего аллювия" /Малиновский, 1967, с.207/. Песчаные глины и алевроиты насыщены обрывками и обломками углефицированной растительной органики, часто инкрустированными марказитом и пиритом. Глинистое вещество, по данным В.Н.Разумовой, представлено гидрослюдисто-каолинитовыми смесями. В песчаных фракциях преобладает кварц. Мощность средне-верхнеолигоценовой углистой толщи в древних долинах изменяется от 10 до 30 м. Выше по разрезу она перекрывается зелеными гипсоносными и мергелистыми глинами ниже-среднеолигоценовой аральской свиты.

Западно-Сибирская плита и Тургай

Средне-верхнеолигоценовая угленосная толща Западной Сибири и Тургай известна геологам еще с XIX в. и описана во многих работах. Наиболее полный обзор состава, строения и полезных ископаемых этой формации дан в обстоятельной монографии В.В.Лаврова /1965б/ и в его статьях /Лавров, 1965а, и др./. Вместе с тем, как указывалось в начальных разделах данной главы, в последнее десятилетие в пределах юга Западной Сибири явственно обозначился более древний, позднеоценовый, литогенетический аналог верхнепалеогеновой угленосной континентальной толщи. В ряде случаев эти отложения описывались в составе средне-верхнеолигоценовой толщи, иногда их относили к более древним или, наоборот, к более молодым образованиям. Поэтому в данном разделе основное внимание уделяется описанию средне-верхнеоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, а ее позднепалеогеновый аналог описывается в общих чертах.

Средне-верхнеоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация наиболее широко распространена вдоль восточного и северо-восточного склонов Казахского эпипалеозойского щита.

В Семипалатинском Прииртышье, на восточном погружении Казахского щита, она выподняет разные по размерам и конфигурации эрозионные впадины, древние долины и карстовые воронки, ложась с размывом на пестроцветные глины континентального мел-палеоцена или непосредственно на складчатый палеозой. Толща сложена преимущественно песчано-алевритовыми отложениями с линзами и прослоями алевритистых глин, черных гумусированных глин и бурых углей. Песчаные разности пород тяготеют к низам разреза толщи, но нередки и в ее средней части. В отдельных разрезах доля глин резко возрастает. Мощность толщи достигает 60 м.

В фациально-генетическом смысле преобладающими типами осадков эрозионных и карстовых котловин являются аллювиальные и озерно-болотные. Русловый аллювий представлен косослоистыми преимущественно кварцевыми песками с линзами гравелитов. Пойменные отложения характеризуются горизонтальнослоистыми алевритами и алевритистыми глинами с тонкими линзами мелкозернистых кварцевых песков, гумусированных глин и бурых углей - лигнитов. Озерные и озерно-болотные фации слагают в разрезах крупные линзы серых, иногда черных гумусированных глин, насыщенных растительным детритом, а также довольно мощные (14-18 м) линзы бурых углей (фаши торфяников). Угли изобилуют выделениями янтаря. Согласно исследованиям Л.Н.Ржаниковой, угли относятся к классам гелитов и липоидолитов. Мощные линзы бурых углей разведаны в эрозионных котловинах по обоим бортам долины Иртыша в районе пос. Известкового.

Обломочный материал песков и гравелитов имеет существенно кварцевый состав. Глинистое вещество представлено смесью в разных пропорциях гидрослюда, каолинита и смектита. Характерными являются крупные линзы более или менее мономинеральных каолиновых глин (см. рис. 20, обр.4I2а). Одна из таких линз от-

рабатывается карьерами у пос. Майского как огнеупорное сырье. Формирование подобного рода линз и пластов чистых каолиновых глин связано с верхнеэоценовым размывом мощной верхнемеловой коры выветривания, весьма широко развитой на восточном склоне Казахского щита.

Породы верхнеэоценовой углистой толщи, не подвергшиеся процессам эпигенетического окисления, имеют серые, зеленовато-серые, темно-серые до черных цвета окраски. Все фациальные разновидности отложений в той или иной мере насыщены углефицированным растительным детритом, вкрапленностью, конкрециями и фитоморфозами колчеданов. Аутигенный сидерит (см. рис. 20, обр. С-324-6) распространен гораздо реже, нежели колчедан. Он выделяется в форме тонких линзочек, пятен и конкреций в породах. Иногда он входит в состав цемента тонких линзочек песчаников.

По мере погружения восточного склона Казахского щита к Кулундинской впадине верхнеэоценовые континентальные углистые отложения занимают все большие и большие площади, приобретая в плане форму единого осадочного чехла. На правом берегу Семипалатинского Прииртышья, примерно по линии поселков Известковый-Башкуль-Балапан, они переходят в морские отложения верхнеэоценовой под-свиты. Зона сочленения континентальных и морских отложений верхнего эоцена здесь разбурена многими скважинами, благодаря чему довольно ясно обозначилась картина смыкания этих крупнейших фациальных комплексов.

В разрезах континентальных и прибрежно-морских отложений резко увеличивается доля песчаных разностей пород. Это отложения надводных и подводных дельт, представленные кварцевыми разнозернистыми песками с линзами гравийников и иногда включениями разрозненной гальки. Окатанность обломочного материала различная. В песках довольно часты углефицированные обломки древесины и растительный детрит. Крупные линзы серых алевроитистых глин и алевроитов представляют собой отложения озер и стариц прибрежной равнины. Эти отложения также насыщены углефицированным растительным детритом, обрывками веток и листьев.

Морские образования сложены микрослоистыми (листоватыми) серыми и серо-зелеными глинами и алевроитами, иногда с прослоями мелкозернистых песков с тонкой горизонтальной микрослоистостью. В породах как правило встречается растительный детрит и землистые обособления тонкокристаллического колчедана. Морские фаши в виде клиньев и "язычков" сочленяются здесь с разрезами континентальных фаши, характеризуя тем самым микроингрессии моря в область прибрежной аккумулятивной равнины. Довольно часто после местной ингрессии и последующего отступления моря формировались линзообразные пласты черных гумусированных глин и бурых углей, характеризующие собой фаши прибрежных торфяных болот. Один из подобных пластов бурого угля, мощностью от 4 до 12 м, прослежен скважинами на многие километры вдоль правобережья Иртыша ниже пос. Черемушки.

Вдоль северо-восточного и северного склона Казахского щита (Павлодарское Прииртышье) средне-верхнеэоценовые отложения представлены в основном континентальными и прибрежно-морскими фашиями. Белые кварцевые сахаровидные пески, песчаники и алевролиты можно наблюдать в верхней части карьеров Экибастуза, вдоль трассы канала Иртыш-Караганда. Они разбурены многими скважинами в районе пос. Шидерты. Это преимущественно отложения наземных и подводных дельт и заболачивавшихся озер. Прибрежно-морские отложения представлены кварцево-глауконитовыми песками, алевроитами и глинами, часто содержащими спиккулы губок и остатки кремнистых водорослей.

Особенностью дельтовых и прибрежно-морских отложений здесь является их довольно интенсивное окремнение. Это привело к формированию линз и пропластков сахаровидных кварцевых песчаников с кремнистым цементом различной степени

крепости (рис.22,а,б). Окременению подвергаются и обломки древесины (рис.22,в). Плотность кремнистых пород и устойчивость их к выветриванию обусловили сохранность прекрасных отпечатков жестколистной субтропической полтавской флоры позднего эоцена, обнаруженных в целом ряде местонахождений /Макулбеков, 1972/.

Строение углистой толщи верхнего эоцена этого региона может характеризовать разрез борта канала Иртыш-Караганда у озера Карасор, где собрана богатая коллекция субтропической флоры.

Согласно описанию палеоботаника Н.М.Макулбекова /1972, с.22-24/, обнаженная часть толщи сложена следующими слоями (сверху вниз):

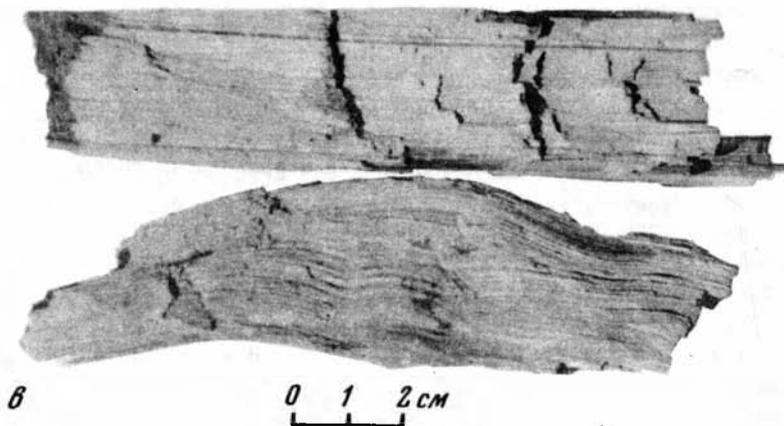
	Мощность, м
1. Слой, преобразованный современной почвой, с ясно выраженными плитами серого, желтовато-серого, желтого и оранжевого кварцитовидного песчаника с отпечатками листьев	0,5
2. Мучнистые алевролиты с охристыми или оранжевыми мелкозернистыми песками	2,5
3. Комковатые зеленые глины и суглинки.	1,5
4. Желтые пески с включениями глин.	0,2
5. Тонкослоистые темно-зеленые глины, при высыхании розовато-серые; в основании содержат отпечатки листьев и стеблей злаковых, редко деревьев.	3,2
6. Тяжелые темно-зеленые слоистые глины, при высыхании бурелющие, с обуглившимися поваленными стволами	3,1
7. Глины темно-зеленые, плотные, при высыхании на солнце светло-голубоватые, с тонкими прослоями серого песка, содержат частично лигнитизированные мощные стволы <i>Taxodioxydon sequoianum</i> (Mercklin) Schmal	2,5
8. Гравийно-галечные отложения	1,5 (видимая)

По данным бурения мощность верхнеэоценовой углистой толщи не превышает 25-30 м. Неокисленные разрезы имеют серые и зеленовато-серые тона окраски. Породы насыщены обломками углефицированной древесины и растительным детритом, содержат аутигенные колчеданы в форме мелкой вкрашенности, конкреций и разнообразных фитоморфоз. Породы, подвергшиеся эпигенетическому окислению, приобретают белые до снежно-белых (кварцевые пески) цвета окраски, в них появляются пятна и полосы лимонитизации и желтые порошковатые выделения ярозита по колчеданам (см. рис. 20; обр. 417з).

Аналогичный состав отложений верхнего эоцена наблюдается вдоль восточного борта Тургайского прогиба, в Мугоджарах и Орской депрессии. Геологами они выделяются как континентальные фации морской саксаульской свиты /Яншин, 1953; Лавров, 1957, 1959; Черняховский, 1963; и др./.

Средне-верхнеолигоценовая углистая ассоциация распространена почти сплошным чехлом на огромных платформенных равнинах Западной Сибири и Тургая. И повсеместно она отличается рядом характернейших признаков: преобладанием серых тонов окраски пород, постоянной насыщенностью разреза углефицированной органикой, наличием аутигенных колчеданов и сидеритов, полифазальностью и полигенетичностью отложений. В тех участках, где происходит окисление толщ, они приобретают светло-серые, белые, пестрые цвета окраски, в них появляются лимонит, ярозит, гипс. Мощность толщи обычно измеряется несколькими десятками метров и только на участках длительного погружения платформы достигает 100-150 м.

Как указывает В.В.Лавров /1965б/ все разнообразие отложений средне-верхнеолигоценовой углистой толщи Западной Сибири и Тургая представляет собой сочетание двух крупнейших фациальных комплексов - фаций крупных равнинных рек и



Р и с . 22. Образцы кремнистых средне-позднеэоценовых пород севернее г.Эки-бастуз, Прииртышье

а - разнонаправленная косая слоистость в кварцевых кремнистых песчаниках (фашия подводной дельты); б - тонкая горизонтальная слоистость в кварцевых кремнистых песчаниках (озерная фашия); в - обломки окремненной древесины (из дельтовой фашия)

фаший междуречных пространств области седиментации. При этом фашии междуречных пространств в разрезах толщи редки и эфемерны и в ходе седиментации подвергались разрушению благодаря боковому перемещению речных систем. Поэтому подавляющую по объему часть толщи слагают образования комплекса фаший равнинных рек. В составе последнего наибольшим распространением пользуются отложения группы аллювиальных фаший. Им подчинены образования озерно-болотных и болотных групп.

Аллювиальные отложения подразделяются на фашии песчаных осадков руслового аллювия и глинисто-песчано-алевритовых осадков пойменного аллювия. Песчаные косослоистые осадки руслового аллювия составляют одну из наиболее широко распространенных групп отложений описываемой толщи. В южной прибортовой части Западно-Сибирской низменности - в Приалтайском районе, вдоль периферии Казахского щита и в Приуралье пески руслового аллювия имеют разную размерность обломочного материала, включают линзы гравелитов, а иногда и галечников. Степень окатанности обломочного материала также подвержена широким колебаниям. В составе обломков доминирует кварц с примесью полевых шпатов и слюд. В гравийных песках Приалтайского района и Южного Урала содержание полевых шпатов и слюд часто значительно возрастает, в результате чего пески приобретают мезомиктовый состав. В песках довольно часты обломки лигнитизированной древесины, растительный детрит и "лепешкообразные" тонкие линзочки песчаников с пирит-марказитовым цементом.

По мере удаления от бортов в глубь Западно-Сибирской низменности и Тургая литологический состав руслового аллювия в значительной степени выравнивается. Здесь преобладают мелко- и тонкозернистые зеленовато-светло-серые пески, часто с высоким содержанием частиц алевритовой размерности. Как пишет В.В. Лавров, ссылаясь на материалы поисковых работ А.П.Сигова и П.В.Нечаева, пески верхнепалеогеновой углистой толщи Центрального Тургая "не содержат обломков крупнее 0,5 или 0,25 мм, ничтожно содержание фракций мельче 0,01 мм, преобладающую часть породы составляют фракции 0,25-0,1 или 0,1-0,05 мм /1965, с.16/. На многих участках Зауральских равнин эти пески несут высокие концентрации ильменита. В составе песков преобладает кварц (85-95%), но постоянна примесь полевых шпатов (5-10%), а иногда и слюд. Глинистое вещество русловых песков, как показывают данные рентгеноструктурного и термического анализов, имеет полиминеральный состав и сложено смесью каолинита, гидрослюды и смектита либо смешанослойных смектит-гидрослюдистых минералов (см. рис. 19, обр. 413г, С-13-23, 37а). Пески центральных районов низменности и Тургая постоянно обогащены рассеянным в породе углефицированным растительным детритом, который часто концентрируется на плоскостях микрослоек. Обильны также включения лигнитизированных щепы, сучьев и мелких древесных стволов. Из аутигенных образований наиболее характерны разнообразные по форме фитоморфозы пирит-марказита и тонкие линзочки и прослойки сидерита.

К песчаным отложениям аллювия средне-верхнеолигоценовой толщи Тургая, Приуралья и Западной Сибири приурочены рудопроявления и крупнейшие месторождения оолитовых железных руд сидерит-гидрогетит-лептохлоритового состава (Лисаковское, Лошиновское, Кутанбулакское и др.).

Глинисто-песчано-алевритовые осадки пойменного аллювия тесно переплетаются в разрезах толщи с образованиями руслового аллювия. Для них характерны волнисто-горизонтальная и пологокосая ленточная слоистость, зеленовато-серые и темно-зеленовато-серые цвета окраски пород, более интенсивные, нежели в русловых песках, насыщенность отложений углефицированным растительным детритом и колчеданность (разнообразные псевдоморфозы пирит-марказита по корневым системам, ориентированным поперек слоистости).

Глинистое вещество пойменных отложений имеет каолинит-монтмориллонитовый

состав с примесью гидрослюда (см. рис. 20, обр. 413в; рис. 19, обр. 646).

Озерно-болотные отложения представлены преимущественно глинисто-алевритовыми осадками пойменных озер и стариц. Для них характерны горизонтальная слоистость, наличие скоплений растительного детрита и алевритовой "присыпки" на плоскостях наложения, светло-серые, темно-серые до черных цвета окраски, определяемые степенью концентрации органического вещества в породах. Именно в этом типе осадков встречены основные захоронения отпечатков тургайской широколиственной флоры.

Глинистое вещество озерно-болотных отложений состоит из смеси каолинита и гидрослюда (см. рис. 19, обр. 64а, С-13-57). Главными аутигенными образованиями являются колчеданы, обособляющиеся в виде конкреций, землистых масс и фитоморфов, и сидерит, образующий тонкие линзы, пятна в породах и конкреции. В количественном отношении в большинстве районов преобладают колчеданы.

Образования собственно болотных фаций в виде погребенных торфяников, превращенных в линзы, слои и пласти бурых углей, чрезвычайно широко представлены в разрезах описываемой породной ассоциации. Как справедливо пишет В.В.Лавров, "нет ни одного района провинции, где среди этих отложений не была бы в той или иной степени отмечена углистость" /1965б, с.18/. По наличию промышленных залежей угля на территории Арало-Сибирских равнин выделены буругольные бассейны и районы - Приаральский, Жиланчикский, Иртышский, Среднеобский, Томский и др. Все многообразие угольных залежей характеризует две главные категории погребенных торфяников. К одной из них относятся торфяники лесных болот низкой поймы речных долин, периодически затопляемой речными водами. Они сформированы угольные пласти и линзы неоднородного состава, сложного строения и высокой зольности. В составе этих углей значительную долю составляют лигниты, в угольной массе нередко целые стволы деревьев и древесные пни. Угольные пласти такого строения часто отличаются (особенно на юге провинции) весьма высокой степенью колчеданности. Колчеданы образуют разноразмерные конкреции, округлые желваки и разнообразные фитоморфы. В некоторых угольных залежах Жиланчикского бассейна (Болаттам, Алтынжар) содержание сульфидных конкреций составляет 20-30% от массы пласта /Лавров, 1958/. В 1910-1915 гг. они добывались открытым карьером на Алтынжаре и применялись в качестве шихты при плавке медных руд в Карсакае. Как пишет В.В.Лавров /1958/, ссылаясь на данные К.И.Сатпаева, колчеданы Болаттама имеют повышенные содержания золота (0,4 г/т) и серебра (до 30 г/т). Аутигенный сидерит значительно менее распространен в угольных залежах этого типа и составляет отдельные тонкие линзовидные прослойки. Однако количественные отношения колчеданов и сидерита в угольных залежах различных районов низменности изменяются. В наиболее северных районах низменности, в Томском и Приенисейском, замечено преобладание сидерита над сульфидами.

К другой группе относятся торфяники зарастающих озер высокой заболоченной лесистой поймы. Они дали начало угольным залежам простого строения, сложным относительно малозольным плотным углем. Чередование горизонтальных слоев различного петрографического состава отражает собой эволюцию заторфования водоема. По сравнению с угольными залежами первой группы они характеризуются меньшей колчеданностью.

Отложения комплекса фаций междуречных пространств области седиментации составляют незначительную часть объема верхнепалеогеновой углистой толщи и представлены в разрезах фрагментарно. Большей частью они приурочены к разрезам окраинных частей области седиментации, но встречаются и в значительном удалении от них. Наиболее ярким, хотя и эфемерным, представителем данных образований являются пестроцветные автоморфные почвенные горизонты. Они развиты на различных фациально-литологических типах пород. Для этих горизонтов, мак-

симальная площадь которых редко измеряется первыми метрами, характерно нарушение первичной седиментационной слоистости, появление комковатой почвенной текстуры, мелких "дробинок" и псевдоморфоз гетит-гидрогетита по тонким корешкам растений. Исследованное нами на территории Южного Урала глинистое вещество древних почвенных горизонтов всё больше и больше приобретает мономинеральный каолиновый состав (см. рис. 19, обр. 34д), тогда как подстилающие их породы, служащие для них материнским субстратом, представлены более полиминеральной по составу смесью глинистого вещества (обр. 34б). Таким образом, в описываемых почвенных горизонтах происходит как бы "дозревание" глинистого вещества до каолиновой стадии.

Образования почвенных горизонтов иногда дают начало появлению в разрезах небольших линз и тонких прослоек балочного пролывия, представленного плохо сортированными песчанистыми глинами серо-бурого и коричневого цвета с включением перемытых "бобовин" гетит-гидрогетита и обломками ожелезненной древесины.

Описанные ранее В.В.Лавровым /1959/ в составе этого фациального комплекса алеврито-глинистые зелено-буроцветные отложения с костными остатками позвоночных относятся к более древним образованиям сарыинской свиты.

ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Явления эпигенеза углистых отложений описаны в литературе уже давно и известны широкому кругу геологов. Однако регистрация отдельных частных явлений и фактов не отразила, судя по всему, той поистине грандиозной по масштабам и глубине преобразований картины эпигенеза углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, контуры которой обозначались в последнее десятилетие. Получением этих данных мы обязаны прежде всего разбуриванию обширных "закрытых" площадей Западной Сибири, Тургай, Казахского щита и межгорных прогибов орогенных областей.

Только после проведения сравнения результатов бурения на участках, удаленных на сотни и тысячи километров друг от друга, стала выясняться вся грандиозность этих процессов, которые по своему значению могут быть отнесены к крупнейшим литогенетическим явлениям континентов.

Первопричиной особого характера эпигенетических преобразований и их чрезвычайной интенсивности является первичный литохимический состав углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, а именно присутствие в породах большого количества неустойчивых в кислородной среде химических соединений. К ним относятся органическое вещество, карбонаты и, главное, сульфиды железа. Иначе говоря, в этих толщах заключены огромные потенциальные запасы геохимической энергии, которая освобождается под воздействием агентов эпигенеза и вовлекается в процессы изменения минералов и горных пород. Поэтому практически в любых климатических зонах эпигенез углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций идет одним путем, но только с теми или иными вариациями. По своему характеру это принципиально родственные процессы с зоной окисления сульфидных месторождений, но благодаря несоизмеримо большему масштабу и большей динамике эпигенез углисто-сидерит-колчеданных толщ приобретает некоторые качественные отличия и многообразные следствия.

Последовательность эпигенетического преобразования отложений описываемой ассоциации лучше всего наблюдается во впадинах и прогибах орогенных областей, где благодаря интенсивной молодой тектоники и глубокому расчленению рельефа древние толщи подвержены различной длительности воздействия процессов выветривания.

Основным первоисточником всех последующих явлений эпигенеза в данном слу-

чае является окисление аутигенных сульфидов. Следует отметить, что аутигенные колчеданы углистых толщ крайне неустойчивы в кислородной среде. Даже в коллекциях, хранимых при постоянной температуре и низкой влажности, конкреции и особенно фитоморфозы пирит-марказита, не покрытые искусственным слоем защитного материала (лак, бальзам и т.п.), в течение нескольких месяцев распадаются в рыхлую массу, покрываются налетом сульфатных солей и в конечном итоге почти полностью окисляются.

Окисление аутигенных колчеданов поверхностными и подземными водами приводит к массовому поступлению в поровые воды ионов SO_4 . Результатом этого является резкое снижение pH поровых вод, которые приобретают кислую и очень кислую реакцию и высокую растворяющую способность. Согласно данным В.В.Лаврова /1952/, некоторые воды зоны гипергенеза верхнепалеогеновой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации Тургай и Западной Сибири имеют значения pH от 5,8 до 1,0, т.е. практически в породах данной ассоциации в этих участках движутся растворы серной кислоты разной степени концентрации, способные осуществлять в них интенсивные минеральные преобразования.

В современных засушливых ландшафтах (Зайсанская впадина, Тургай, Приаралье и т.п.) первая стадия окисления углисто-колчеданных толщ приводит к массовой ярозитизации и осульфачиванию пород. Породы на выходах покрываются белым порошковатым налетом воднорастворимых сульфатов и гипса¹. В песках, глинах и алевролитах появляется масса ярко-желтых порошковатых обособлений ярозита. Им замещаются колчеданные конкреции и "куклы", внутри которых можно часто встретить реликты полуокислившейся сульфидной массы. Ярозит образует также налеты на плоскостях трещин и тонкую вкрапленность в песчаниках и алевролитах. От пород исходит густой запах серы.

Кислые поровые воды (растворы), просачиваясь по трещинам в глинистые и алевролитовые породы, разлагают первичные породообразующие минералы (полевые шпаты, слюды, глинистое вещество и т.д.) и насыщаются ионами Ca, Mg, K. На той или иной глубине от поверхности в тонкозернистых породах происходит насыщение растворов основаниями (в основном кальцием) и осуществляется процесс интенсивного огипсования пород. В глинах и алевролитах образуются разнообразной формы и величины конкреции, друзы и отдельные монокристаллы гипса. Они захватывают в процессе кристаллизации часть вмещающего минерального вещества и окрашиваются в разнообразные цвета. Иногда захватываются кристаллами гипса конкреции и фитоморфозы колчеданов. Гипсом заполняются трещины в породах и полости.

В естественных разрезах указанных горизонтов наблюдаются целые поля гипсовых "развалов" (например, гипсовые развалы южного склона гор Ашудасти в Зайсанской впадине). Некоторые геологи в таких случаях выделяют разнообразные "гипсоносные" свиты и пачки, не зная о том, что первые же скважины, вышедшие из зоны окисления, не встретят здесь никаких гипсов и тем более гипсоносных пачек. Иногда огипсованию подвергаются и песчаные осадки, но это происходит на значительно большей глубине или на выклинивании подземных вод в зоне аэрации.

Во влажных ландшафтах стадия ярозитизации углисто-сидерит-колчеданных толщ часто выпадает (или сохраняется только в тонкозернистых породах), и процесс эпигенетических изменений сразу начинается со стадии лимонитизации и каолинизации пород. В этой стадии происходит полное окисление колчеданов и

¹ В Казахстане и Средней Азии географические названия таких мест обычно образованы сочетанием со словами "ашу", "аши" (Ашутас, Ашудасти, Ашитаститургай и т.п.), что на языках тюркской группы означает "солёный", "кислый".

ярозита (а также сидерита и сложных железистых карбонатов) до конечных продуктов — лимонита, гидрогетита. Одновременно с этим происходит вынос из пород всех легкоподвижных компонентов, каолинизация глинистого вещества, полевых шпатов, слюд и полимиктовых песчаных зерен. Более или менее неизменными остаются только кварц и обломки кремней. Полностью окисляется и исчезает рассеянная в породах углефицированная органика. Цвет толщи на выходах приобретает светло-серые и белые тона окраски с коричневыми, ржаво-коричневыми и бурными полосами и пятнами лимонитизации. Алевриты имеют золотодобный облик. В песках зерна полевых шпатов и обломки пород, сохраняя первичную форму, частично или полностью замещаются каолинитом или смешанными агрегатами глинистых минералов.

Насколько глубоким бывает разложение пород углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций кислыми водами зоны гипергенеза, показывают данные разведки некоторых россыпей. Так, на Южном Алтае при разведке оловоносной россыпи "Виктория-57", приуроченной к макрофации руслового аллювия верхнеэоценовой углисто-колчеданной толщи, явилось неожиданностью необычно высокое содержание касситерита в крупной линзе белой песчанистой глины. При проходке же шурфов выяснилось, что белая глина этой россыпи оказалась ничем иным, как гранитным валуном, разложенным кислыми водами до состояния глины. В стенках выработок прекрасно видны контуры валунов и гальки с гранитной структурой, которые при слабом ударе молотком рассыпались в массу песчанистой глины. Полевые шпаты и слюды полностью замещены белым каолинитом, а зерна кварца сохранили свой первичный облик. В центре некоторых валунов еще сохранился полуразложенный гранит.

Наличие в составе описываемой ассоциации большого количества слоев водопроницаемых пород (песков, гравелитов) обеспечивает глубокое проникновение в толщу кислых растворов и "промывание" ими вмещающих отложений. Формирующиеся подземные потоки, постепенно растрчивая кислород, приобретают способность к выщелачиванию восстановленных форм железа. Благодаря этому происходит прогрессивное осветление вмещающих пород, а кислые подземные воды насыщаются растворенным железом и частично алюминием. Пробы такой воды, взятые из скважин и перелитые в сосуд, первоначально прозрачны, но спустя несколько минут цвет воды приобретает сначала розоватый оттенок, а потом становится ржаво-коричневым за счет многочисленных хлопьевидных взвесей гидроокислов железа. По истечении нескольких часов на дне сосуда образуется слой железистого геля, а вода снова приобретает прозрачность. Опущенные в подобные скважины стальные фильтры и трубы очень быстро разрушаются и выходят из строя.

Этот процесс осаждения железа из кислых вод происходит в огромных масштабах в толще пород описываемой ассоциации в периферических частях прогибов. Для насыщенных ионами железа кислых вод достаточно небольшой подпитки кислородом (при встрече с кислородсодержащими трещинными или поровыми водами зон разломов, при приближении водопроницаемого пласта к уровню современного эрозионного среза и т.п.), чтобы началось массовое выпадение из раствора гидроокислов железа. Таким путем формируются многочисленные линзы, пласты и пятна железистых песчаников, так характерных для эпигенетически преобразованных пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации. На границах зон окислительной и восстановительной сред из раствора выпадают и многие редкие элементы, в том числе уран.

Выше уже указывалось, что эпигенетические преобразования углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций поистине грандиозны по масштабам своего проявления. Области наиболее интенсивного протекания этих процессов территориально приурочены к крайним частям прогибов, впадин и плит. В зависимости от характе-

ра тектонической структуры и ее геологической истории различна и масштабность эпигенеза.

В глубоких межгорных прогибах и впадинах орогенных областей с крутым залеганием осадочных формаций, многочисленными надвигами и сбросами (типа палеоген-неогеновой крутопадающей моноклинали южной части Зайсанского прогиба) ширина зон активного эпигенетического преобразования измеряется сотнями метров и первыми километрами. На отдельных участках ширина их может достигать первых десятков километров. Режим устойчивого погружения таких впадин и прогибов в течение длительного отрезка геологической истории не способствовал особо широкому протеканию процессов окисления углисто-сидерит-колчеданных толщ.

Зато окраинные части Западно-Сибирской плиты, особенно на стыке с Казахским щитом, явились наиболее благоприятными участками для широкого и интенсивного протекания процессов эпигенеза углисто-сидерит-колчеданных толщ. Сравнительно небольшие мощности отложений, спокойное моноклиналиное залегание водонепроницаемых слоев обеспечили глубокое проникновение формирующихся в зоне окисления подземных вод в толщу ассоциации. Однонаправленное движение этих растворов в течение длительной геологической истории привело к глубочайшему преобразованию ими пород углисто-сидерит-колчеданных толщ на большие расстояния в глубь территории окружающих аккумулятивных равнин. Выходы чрезвычайно кислых подземных вод, циркулирующих в породах средне-верхнеолигоценовой углистой толщи отмечены В.В.Лавровым /1952/ на расстоянии 1200 км вдоль северо-западной и северной периферии Казахского щита.

Зона полного или почти полного эпигенетического преобразования углисто-сидерит-колчеданной толщи среднего-верхнего олигоцена по периферии Казахского щита в ширину измеряется многими десятками и даже первыми сотнями километров. Внутри этой зоны в ряде районов устанавливаются своеобразные "целики" неокисленных и неизмененных пород ассоциации, измеряемые километрами и десятками километров в поперечнике.

В пределах древних долин и пологих депрессий внутренних областей Казахского щита породы углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций (особенно позднего эоцена) также подвержены интенсивным эпигенетическим изменениям. Последние особенно характерны для фаций руслового аллювия - основных вместилищ подземных водных потоков. Отгипсование песков и глин эоцена данного района всецело является следствием охарактеризованных выше вторичных процессов.

Относительно меньшие масштабы эпигенетических изменений в древних (палеозойских, нижнемезозойских) угленосных толщах объясняются скорее всего тем, что отложения окраинных зон древних бассейнов седиментации в основном уничтожены позднейшей денудацией. Поэтому в древних угленосных формациях мы наблюдаем разрезы более или менее удаленных от бывшей периферии территорий. Данное обстоятельство явилось причиной тому, что, приступая к изучению более молодых по возрасту углисто-сидерит-колчеданных толщ (меловых, палеоген-неогеновых), геологи оказались не подготовленными к встрече с явлениями эпигенеза такого крупного масштаба и интенсивности. Это в свою очередь повлекло за собой допущение разнообразных ошибок в стратиграфической корреляции разрезов, в трактовке геологической истории, формационном анализе и т.п. Только благодаря этому стало утверждаться мнение о принципиально разном характере отложений на щитах и плитах в эпоху углеобразования. Окисленные и интенсивно преобразованные эпигенетическими процессами отложения углисто-сидерит-колчеданной ассоциации выделялись в особый тип формации и противопоставлялись отложениям той же толщи, но в других районах, где сохранился ее первичный литогенетический облик. Аналогичным путем искусственно конструировались разнообразные историко-геологические "эпохи" интенсивного выветривания на щитах в момент формирования угленосных толщ в пределах плит и межгорных прогибов.

Явления же вторичного огипсования пород углисто-колчеданных толщ в зоне гипергенеза часто служат основанием для параллелизации их с аридными толщами.

В осадочном чехле платформ безусловно сохранились отложения древних (и очень древних) углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, интенсивно преобразованных описанными выше процессами эпигенеза. Судя по приводимой В.В.Лавровым /1952/ характеристике состава и литогенетического облика пород этих формаций, многие из них напоминают измененные окислением и сернокислыми растворами отложения углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций.

Как бы ни были сильно изменены процессами эпигенеза отложения описываемой ассоциации, геолог имеет возможность дать им правильную диагностику. Для этого он может использовать ряд характерных признаков, которыми обладают преобразованные сернокислотным эпигенезом породы углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций. Эти признаки таковы.

1. Наличие в измененных породах порошковатых обособлений, налетов и вкрапленности ярко-желтого ярозита.

2. Огипсование пород сочетается в разрезе с явлениями каолинизации обломочных зерен или присутствием в глинистом веществе доминирующих количеств каолинита. В аридных толщах огипсование не сопровождается указанными выше явлениями каолинизации.

3. Наличие псевдоморфоз лимонита (гидрогетита, гетита) по конкрециям и особенно "куклам" колчеданов. Внутренние полости таких конкреций очень часто сохраняют те или иные количества ярозита.

4. Пятна лимонитизации в породах не имеют четкой ориентировки в отличие от тенденции к вертикальной (к пласту) ориентировке пятен при поверхностном выветривании (в почвах, коре выветривания).

5. Явления широкой каолинизации и обесцвечивания пород "на месте", т.е. без нарушения первичных седиментационных и текстурных признаков отложений (процессы пластового окисления и выщелачивания).

Перечисленные выше признаки дают возможность однозначной диагностики измененных процессами эпигенеза пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации.

В заключение данного раздела хочется подчеркнуть, что углисто-сидерит-колчеданная ассоциация реагирует на процессы выветривания и эпигенеза как единая литохимическая система. Эти процессы, в свою очередь, очень ярко подчеркивают системный характер свойств данной совокупности отложений.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ И ОТНОШЕНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АССОЦИАЦИИ

Системный характер связей и отношений элементарных составляющих породной ассоциации может быть раскрыт только через анализ ее основных литологических и литогенетических характеристик. Этот анализ должен быть направлен на вычлечение из всего многообразия характеристик системы таких показателей или свойств, совокупность которых составляет качественную определенность парагенетической ассоциации, ее автономность существования.

Приведенный выше обзор состава и строения палеогеновых углисто-сидерит-колчеданных толщ различных геоструктурных областей Северо-Западной Азии показывает, что данный тип породной ассоциации обладает рядом специфических литологических характеристик. Основными из них являются следующие.

1. Широкое разнообразие петрографических типов пород, среди которых преобладающими являются песчано-алевритовые разности. Глинистые породы, равно как и резко грубообломочные (галечники, конгломераты, валунники) имеют подчиненное значение в породном составе ассоциации.

2. Преобладание в разрезах озерно-аллювиальных фациально-генетических комплексов отложений.

3. Разная степень зрелости обломочных компонентов пород.

4. Смешанный, преимущественно двух- и трехкомпонентный, состав глинистого вещества пород. Мономинеральные разности глин имеют подчиненное значение.

5. Серые (зеленовато-серые до черных) тона окраски пород.

6. Постоянная насыщенность пород углефицированной растительной органикой, хотя степень насыщенности может варьировать в широких пределах.

7. Повсеместное присутствие аутигенных соединений закисного железа в форме сульфидов (колчеданов) и сидерита.

Перечисленные литологические показатели породной ассоциации характеризуют ее с количественной и качественной сторон. Однако роль каждой из них в раскрытии качественной определенности породной ассоциации как системы далеко не одинакова. Одни из них хотя и определяют некоторые литологические особенности ассоциации, но не раскрывают способа взаимосвязи элементов в системе, порядок отношений между элементами. Иначе говоря, они не имеют значения системообразующих свойств породной ассоциации. Другие же показатели, наоборот, характеризуют собой устойчивую систему отношений между элементами породной ассоциации и тем самым составляют ее качественную определенность. Рассмотрим с этих позиций вышеперечисленные литологические характеристики углисто-сидерит-колчеданной ассоциации.

Литологические показатели 1, 2 и 3 являются весьма объективными характеристиками ассоциации, но тем не менее не раскрывают способа связи элементарных составляющих (пород, слоев, пачек) в системе.

Разнообразие петрографических типов пород во многом определяется полифашиальностью и полигенетичностью отложений, близостью или удаленностью от областей денудации и в конечном итоге испытывает от разреза к разрезу довольно сильные изменения. Наряду с разрезами, характеризующимися пестрым составом петрографических типов пород, можно встречать разрезы, сложенные более или менее однородными пачками пород (озерные и озерно-болотные фации). И, наконец, сама неоднородность петрографического состава пород и фашиально-генетических типов отложений не выражает какую-либо четкую форму связи их в ассоциации. Это же можно сказать и о разной степени "зрелости" обломочного материала.

В разрезах ассоциации орогенных областей среди обломочных пород более часто встречаются полимиктовые и мезомиктовые разности, нежели в разрезах платформы. В пределах Казахского щита полимиктовость обломочных компонентов пород ассоциации испытывает значительные колебания, что связано с тектоническими особенностями внутренних бассейнов седиментации. Как правило, в бассейнах седиментации типа грабенов обломочные компоненты пород отличаются большей полимиктовостью. В пологих эрозионно-тектонических впадинах и древних долинах наблюдается тенденция к повышению "зрелости" обломочного материала (мезомиктовые и олигомиктовые пески).

Степень "зрелости" обломочных компонентов испытывает большую зависимость и от состава размываемых пород в областях денудации. Так, например, почти чистые кварцевые галечники и пески в составе пород верхнеэоценовой углистой толщи Зайсанской впадины и Южного Алтая своим появлением обязаны эрозионному разрушению и перемыву мощной площадной коры выветривания верхнего мела-нижнего палеогена, т.е. в данном случае этот литологический показатель обязан геолого-историческим причинам, а не положению бассейна седиментации в определенной структурно-тектонической обстановке.

Таким образом, показатель разной степени "зрелости" обломочных компонентов пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации подчеркивает скорее различие фашиально-генетической и геолого-исторической обстановок формирования элементарных составляющих ассоциации, нежели их связь в системе.

Лучше черты общности пород ассоциации обнаруживаются по составу глинистого

вещества. Глинистое вещество различных фашиально-петрографических типов пород ассоциации составлено преимущественно полиминеральными смесями, иногда с некоторым преобладанием каолинита или гидрослуд. Широко распространенное мнение о преимущественно каолинитовом или монотермитовом составе глин углистых толщ палеогена Западно-Сибирской плиты не находит подтверждения фактическими данными. Указанное мнение скорее всего сложилось на основе обработки разрозненных материалов исследования глин каолиновых карьеров, окисленных разрезов толщи и использования аналитических методов недостаточной точности. Смешанный минеральный состав глинистого вещества характерен и для древних (мезозойских, палеозойских) угленосных формаций.

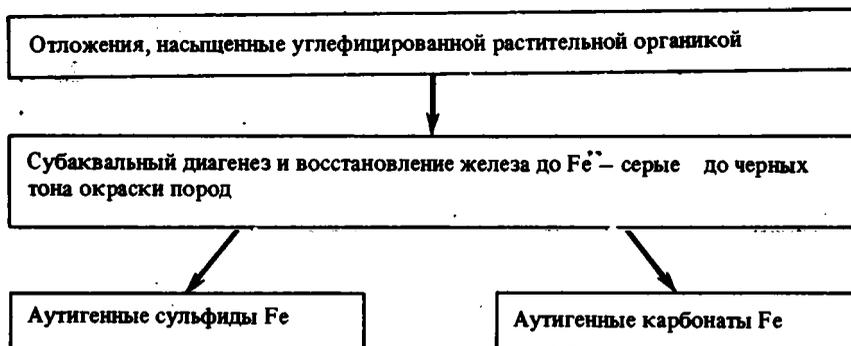
Хотя глинистое вещество, взятое само по себе, и подчеркивает некоторое "родство" элементарных составляющих ассоциации, оно не раскрывает их конкретных реальных связей в системе. Состав глинистого вещества, равно как и обломочного, часто обнаруживает прямую зависимость от состава размываемых пород в областях денудации (например, древних кор выветривания) и в процессах формирования породной ассоциации как системы не обнаруживает более или менее активной роли. Исключение составляет глинистое вещество болотных фаций (угольных залежей), испытывающее различные преобразования своего минерального состава. Но этот факт в данном случае более подчеркивает особенность отложений болотной фашиальной группы, чем их связь с другими фашиально-генетическими образованиями ассоциации.

Литологические характеристики 5, 6 и 7 имеют принципиально иное значение, нежели вышеописанные. Серые (зеленовато-серые до черных) тона окраски пород, насыщенность их углефицированной органикой и аутигенными выделениями сульфидов и карбонатов железа как совокупность литологических характеристик "проходят" через все (или почти все) литолого-фашиальные и генетические типы отложений, от разреза к разрезу и от региона к региону. Эта совокупность приобретает черты своеобразного фона (или "экрана"), на который проецируются все остальные литологические и фашиально-генетические особенности разрезов ассоциации.

Вышеотмеченные характеристики остаются принципиально неизменными как для орогенных областей, так и для платформ. Таким образом, они могут классифицироваться как системообразующие свойства данной породной ассоциации, как показатели ее качественной определенности. Благодаря этим свойствам ассоциации геологи в разных регионах и независимо друг от друга уверенно и более или менее однозначно выделяли и выделяют углистые толщи в разрезах континентального палеогена (равно как и в других системах). И при этом они руководствуются не только и не столько наличием или отсутствием непосредственных залежей угля, сколько характерным общим обликом отложений углистых толщ - сочетанием серых тонов окраски с общей насыщенностью разреза углистым веществом и характерным набором аутигенных минеральных образований. Совокупность вышеперечисленных системообразующих свойств углисто-сидерит-колчеданной ассоциации и составляет ее идентификационный комплекс.

Составляющие идентификационного комплекса обнаруживают реальную, четко выраженную связь между собой. В основе этой связи лежит органическое вещество в форме углефицированной растительной органики, в той или иной степени насыщающей разрезы ассоциации. С этим явлением обнаруживают прямую связь серые тона окраски пород, обязанные восстановлению органикой железа до двухвалентной формы. Высокая подвижность данной формы железа обеспечивает массовое аутигенное минералообразование сульфидов (колчеданов) и карбонатов железа (сидерит, сидерит-анкерит и т.п.):

Данная структура связи может быть выражена следующей схемой:



Изложенной структурой связи системообразующих свойств ассоциации очерчивается весь круг основных литогенетических явлений и процессов данной породной группировки. Благодаря ей элементарные составляющие ассоциации — горные породы, их слои и пакки, несмотря на различия петрографического состава, фациальных и генетических особенностей, вступают в определенную функциональную зависимость друг от друга, не могут "выйти" за очерченный схемой ареал парагенетических связей и отношений. При этом составляющие идентификационного комплекса выступают как набор переменных величин, относительная роль которых в комплексе может меняться от разреза к разрезу. Из предыдущего описания состава и строения углисто-сидерит-колчеданных толщ мы видели, что в одних разрезах резко увеличивается доля углистых пород и аутигенных колчеданов, в других — доля сидеритов с одновременным уменьшением доли колчеданов, в третьих — колчеданов, но с уменьшением углистости и т.п. Варьируют и тона окраски пород на общем сероцветном фоне. Однако при всем этом общая схема парагенетических связей и отношений элементарных составляющих ассоциации не нарушается. Резкой аномалией выглядят некоторые второстепенные члены ассоциации, которые отражают собой местные нарушения установившихся парагенетических связей и отношений. Это некоторые линзы бурого цвета делювия-пролювия или редкие горизонты аутоморфных почв, изобилующие окислами и гидроокислами железа. В неокисленных разрезах ассоциации данные образования выглядят как своего рода "экстраординарные" литогенетические явления и потому так привлекают внимание стратиграфов.

Изложенное выше дает право утверждать, что углисто-сидерит-колчеданная ассоциация обладает тремя главными свойствами системных объектов.

Она обладает свойством внутренней упорядоченности, что выражается в наличии у нее определенного способа парагенетической связи составляющих ее элементов — горных пород. Эта связь реализована в наборе строго поименованных переменных величин — составляющих идентификационного комплекса (аутигенные сульфиды и карбонаты железа, углистое вещество, тона окраски).

Свойство относительной устойчивости ассоциации выражено в факте существования определенных пределов колебаний ее переменных величин. Там, где эти пределы временно превзойдены, происходит разрушение структуры связей элементов системы и начинается формирование принципиально иных литологических объектов (как в случае с описанными выше второстепенными членами парагенеза).

Присуще данной ассоциации и свойство внутренней целостности. Оно реализуется в факте несводимости литологических и литогенетических свойств углисто-сидерит-колчеданной ассоциации к свойствам составляющих ее элементов. О том, что данная породная ассоциация является не просто суммативным целым, а качественно новым природным объектом, едва ли нужно много говорить. Она обладает определенной совокупностью литологических характеристик и своей специ-

фкой структуры (т.е. способа связи элементов в системе).

Все вышеизложенное позволяет, с нашей точки зрения, рассматривать углисто-сидерит-колчеданную ассоциацию как качественно определенный природный (естественный) объект, обладающий свойствами системы и находящийся на более высоком иерархическом уровне организации минерального вещества, нежели минералы и горные породы. Последние входят только как элементарные составляющие в систему и связываются между собой по способу, "диктуемому" ассоциацией. Специфика состава и структуры углисто-сидерит-колчеданной ассоциации характеризует ее как определенный тип литогенетической организации континентальных отложений.

Углисто-сидерит-колчеданная ассоциация как один из типов парагенеза встречается в разрезах континентальных отложений различных геолого-исторических эпох. И с ней всегда связан строго определенный комплекс полезных ископаемых. Если проанализировать состав этого комплекса, то нетрудно заметить, что то или иное полезное ископаемое фактически отражает собой определенное звено в изложенной выше структуре парагенетической связи элементов ассоциации. Рассмотрим это положение несколько подробнее.

Главнейшим полезным ископаемым в описываемой породной ассоциации являются каменные и бурые угли. Среди них выделяются отдельные пласты рабочей мощности, месторождения и целые каменноугольные бассейны. С геохимической спецификой органического вещества связаны адсорбционные месторождения редких и редчайших элементов (германий, уран и др.).

Присущие данной породной ассоциации литохимические процессы восстановления железа органическим веществом и перевод его в легко мигрирующие формы определяют формирование в благоприятных фациальных условиях различных рудных скоплений железа — от отдельных рудопроявлений и месторождений до крупнейших железорудных бассейнов (Лисаковский и Прииртышский бассейны).

С процессами аутигенного минералогенеза связаны рудопроявления и месторождения конкреционных (и тонко вкрапленных) колчеданов и сидерита, несущих иногда высокие содержания никеля, кобальта и других металлов.

С процессами же пластового окисления углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций во многих районах мира (США, Западная Европа, СССР и др.) связаны месторождения урана, часто локализующегося на границе зон окисления и восстановления.

В целом комплекс главнейших полезных ископаемых углисто-сидерит-колчеданной ассоциации обнаруживает прямую согласованность с вышеизложенной структурой связи ее элементарных составляющих и в известной мере служит зеркальным отражением этой структуры. Каждое из перечисленных полезных ископаемых ассоциации есть функция того или иного конкретного звена единой цепи взаимосвязей элементарных составляющих парагенеза.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗА

Главные особенности условий образования континентальных угленосных толщ различных геолого-исторических эпох в достаточной степени выяснены многими геологами. Фактических данных и обобщений, изложенных в работах этих геологов, вполне достаточно для представления общей картины литогенеза эпох углеобразования. Поэтому авторы решили лишь в общих чертах провести генетический анализ данного парагенеза на примере углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций палеогена Северо-Западной Азии. Вместе с тем авторы пытались учесть и то обстоятельство, что каждая эпоха углеобразования в геологической истории Земли своеобразна и в известной мере неповторима. Поэтому в процессе генетического анализа парагенеза они стремились подметить в особенностях истории формирования углистых толщ палеогена не их своеобразие и неповторимость, а черты

общности с другими эпохами углеобразования.

Палеогеографические условия формирования углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций палеогена Северо-Западной Азии выяснены в достаточной степени подробно и широко освещены в литературе /Лавров, 1959, 1965б; Ерофеев, 1969; Девяткин, 1965; Адаменко, 1963; и др./. Исходя из этого, в данном разделе мы остановимся только на тех вопросах и фактах, которые необходимы для целей генетического анализа парагенеза. Читатель, интересующийся деталями палеогеографических реконструкций палеогена этой территории, может найти ответы в перечисленных выше литературных источниках, а также в демонстрируемых здесь литолого-палеогеографических картах (рис. 23, 24, см. вкладку).

Описанные выше ассоциации Северо-Западной Азии складывались в условиях гумидного климата, но в существенно различных его вариациях.

В эпоху формирования позднеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации на обширных территориях Северо-Западной Азии господствовал гумидный субтропический климат муссонного типа /Ерофеев, 1969; Ржаникова, 1968/. Отпечатки флоры, собранные из отложений ассоциации Зайсанской впадины, Прииртышья и Северного Казахстана, характеризуют собой вечнозеленую влаголюбивую тропическую и субтропическую растительность с небольшой примесью листопадных элементов. Общая жестколистность флоры позднего эоцена, по мнению многих палеоботаников, свидетельствует о периодических засушливых сезонах. Однако анализировавший экологические особенности ископаемой флоры Северного Казахстана Н.М. Макулбеков дает этому факту и другое объяснение. Ссылаясь на С.В.Мейена, он пишет: "...кожистость листьев не обязательно свидетельствует о недостатке влаги. Листья такого типа могут возникнуть под воздействием избыточного света, губительного для растительных организмов. Толстая кутикула, восковой налет и опушение листа поглощают большую часть света и тем самым не допускают перегрева хлоропластов листа. Именно поэтому многие растения, живущие в условиях сильного освещения, имеют кожистую листовую пластинку" /1972, с.38/.

По-видимому, оба заключения являются верными, если учесть характер территориального распространения позднеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации. В настоящее время вполне определенно установлено, что к югу от северных отрогов Джунгарского Алатау и в Южном Прибалхашье гумидные сероцветные углистые отложения позднего эоцена латерально замещаются типичными аридными красноцветами. Столь близкое территориальное положение границы аридной палеоклиматической зоны безусловно должно было оказать определенное влияние на климат южных территорий гумидной зоны позднего эоцена. Этим фактом скорее всего объясняется и общая мелколистность ископаемой флоры позднего эоцена Зайсанской впадины и южной части Прииртышья.

Видовой состав флоры захоронения Карасор, по заключению Н.М.Макулбекова /1972/, имеет много близких и сходных форм с современной вечнозеленой субтропической флорой Юго-Восточной Азии. Поэтому главные современные климатические характеристики этой части континента могут быть в известной мере экстраполированы и на климат позднего эоцена Северного Казахстана: среднегодовое количество осадков 1000-1500 мм; средняя температура воздуха 15-10°; дождливое лето, сухая зима. По-видимому, близкими к этим величинам обладал и климат позднего эоцена Алтай, Казахстана и юга Западной Сибири.

Формирование средне-верхнеолигоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации происходило уже в иной палеоклиматической обстановке. Прошедшие изменения палеоклимата нашли свое яркое выражение в смене растительных сообществ. В среднем олигоцене навсегда прекращается экспансия южной вечнозеленой тропической и субтропической флоры и на всей территории Алтая, Казахстана и Западной Сибири утверждается теплоумеренная хвойно-широколиственная листопадная флора Тургайской ботанической провинции. В самых низах среднеолиго-

ценовых отложений Зайсанской впадины (буранские слои) еще заметна примесь вечнозеленой субтропической флоры, но весь ее облик носит черты деградации и отмирания /Ильинская, 1962/.

Наряду с возросшей континентальностью и похолоданием климат среднего-верхнего олигоцена на территории Северо-Западной Азии оставался еще довольно теплым. Об этом свидетельствует наличие в растительных ассоциациях представителей экзотической флоры, таких, как магнолия, лавр, камфорное дерево и др. На это же указывают и остатки насекомых из отложений ашутасской свиты Зайсанской впадины. Среди них установлены крупная ночная бабочка, несколько видов термитов и стрекоз, которые, по мнению А.В.Мартынова /1929/, близки к стрекозам Малайи и Северной Африки.

Таким образом, несмотря на значительные различия в характеристиках палеоклиматов позднего эоцена и среднего-верхнего олигоцена, в целом они были гумидными. Именно это имело определенные литогенетические следствия. Ведь различия в тех или иных характеристиках палеоклимата нашли свое отражение только в составе ископаемых палеонтологических остатков (в частности, в смене господствующих растительных ассоциаций), но не имеют четко выраженных литогенетических следствий. Однако общий тип климата (гумидный) нашел прямую фиксацию в сходном характере литогенетических явлений и процессов обеих углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций.

Верхнеэоценовая и средне-верхнеолигоценовая эпохи угленакопления Северо-Западной Азии характеризуются и общностью палеотектонических обстановок. В преддущих разделах мы указывали, что в полных разрезах континентального палеогена, как в межгорных прогибах орогенной области Алтая, так и на платформенных территориях, обе углисто-сидерит-колчеданные ассоциации ложатся с резким размывом на подстилающие отложения. Каждая из них начинается собой новый седиментационный цикл. Это говорит о том, что в данном случае формирование углисто-сидерит-колчеданной ассоциации начинается в гумидных ландшафтах только с проявлением импульса (фазы) тектогенеза. При этом данный импульс охватывает обширные территории континента, поскольку проявляется не только в орогенных областях, но и в пределах платформы.

Таким образом, довольно определенно выясняются главные показатели физико-географической обстановки эпох формирования углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций - это гумидный климат и значительная тектоническая активность территории. Данный вывод сам по себе не является новым, а служит лишь еще одним подтверждением ранее установленных положений - угленосные формации распространены в гумидных палеоклиматических зонах и пространственно тяготеют к тектонически активизированным районам /Страхов, 1960; Тимофеев, 1970/. Существенно важным представляется выяснить, посредством каких "механизмов" осуществляет влияние на ход литогенетических процессов подобное сочетание климата и тектонической активности. Такую информацию представляют данные изучения вещественного состава и фациально-генетических характеристик отложений.

Постоянное присутствие в глинистом веществе пород углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций каолинита, часто в больших количествах, и аутигенных соединений железа и марганца может свидетельствовать о том, что в областях денудации осуществлялись довольно интенсивные процессы химического выветривания, складывавшиеся по гумидному климатическому типу. Благодаря влажному климату поверхностные и грунтовые воды были недосыщены легкорастворимыми соединениями кальция, магния, щелочей, и они в подавляющем количестве мигрировали за пределы областей континентальной седиментации. Отложения описываемых ассоциаций не содержат более или менее значительных обособлений известняков, доломитов и близких к ним по химическому составу пород. Устанавливаемые химическим анализом некоторые количества Са, Mg, K и Na присутствуют в

основном в составе силикатных минералов.

Наряду с химическим выветриванием довольно высокая тектоническая активность эпох формирования углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций обеспечивала и высокую энергию эрозионно-денудационных процессов в областях мобилизации исходного вещества. Об этом говорит обилие кластогенных пород в составе данных толщ (галечники, пески, алевроиты), смешанный полиминеральный состав глинистого вещества и разная степень "зрелости" обломочных компонентов пород. Иначе говоря, в процессе мобилизации исходного вещества в областях сноса широко осуществлялась как площадная, так и линейная эрозия. В механическую денудацию вовлекался материал разной степени выветрелости и различного петрографического состава. Особенно это характерно для горных областей Алтая и Казахского щита, где в составе углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций довольно многочисленны линзы и прослои полимиктовых галечников, гравийников и песчаников.

Очень показательны в этом отношении верхнеэоценовые кварцевые галечники Южного Алтая. Их преимущественно кварцевый состав связан с резкой эрозией и денудацией верхнемеловой-нижнепалеогеновой коры выветривания, эрозионные останцы которой сохранились и поныне на поверхностях плато и нагорий. В позднем эоцене, благодаря размыву и денудации этой коры выветривания, вдоль северной границы области седиментации Зайсанской впадины был сформирован галечно-песчаный шлейф континентальных дельт /Ерофеев, 1969/. В Калбинском хребте В.М.Мацуем откартирована средне-верхнеолигоценовая речная долина с двумя комплексами террас, сложенных кварцевыми галечниками. Аналогичные галечники и пески выполняют и древние долины Казахского щита /Малиновский, 1967/.

Как показывают данные изучения литологического состава углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, в общем балансе процессов выветривания и денудации в областях сноса количественно преобладала механическая (физическая) форма денудации. Высокая энергия эрозионно-денудационных процессов обусловила вынос реками и временными потоками большого количества обломочного материала в бассейны континентальной седиментации. Транспортируемый водотоками обломочный материал в бассейнах осадконакопления подвергался механической дифференциации. Пестрота фациально-генетического состава отложений, столь характерная для разрезов углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, свидетельствует о том, что осадконакопление осуществлялось в условиях повышенного гидродинамического режима водотоков и озерных бассейнов. Данное явление всецело обязано относительно высокой тектонической активности эпох угленакопления. Непокойная тектоническая обстановка и одновременно равнинность рельефа областей седиментации обуславливали постоянные боковые перемещения гидросети, что приводило к непрерывному подмыванию и деформации плоских побережий, к неоднократному врезанию водотоков в ранее отложенные осадки, к их перемыву, перетолжению и т.д. Следы подобных явлений почти постоянно наблюдаются в разрезах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, особенно на детальных профилях горных и буровых выработок через разведочные участки. Все это убедительно говорит о динамичности среды осадконакопления.

В условиях общего опускания аллювиально-озерной равнины областей седиментации аккумуляция большой массы приносимого материала в конечном счете приводила к сравнительно быстрому погребению ранее отложенных осадков. Это в свою очередь приводило к массовому захоронению аллохтонной растительной органики и торфяников области седиментации под наносами и сохранению (консервации) их в условиях анаэробной среды. Подавляющая часть рассеянной в породах растительной органики имеет аллохтонное происхождение и представляет собой обломки стволов деревьев, щепу и разнообразный растительный детрит, транспортируемый реками в области седиментации и там захороненный в осадках.

На примерах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций хорошо видна несосто-

тельность широко бытующих воззрений, что скорость накопления осадков в областях седиментации может быть вычислена по показателям мощностей отложений той или иной толщи за единицу времени. И в зависимости от этих показателей высказываются суждения о динамике процессов осадконакопления, мере тектонической активности данной эпохи и т.п. Подобные суждения сразу же обнаруживают резкое противоречие с фактом принципиальной однотипности литологического состава отложений углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, как бы ни менялись ее показатели мощности от региона к региону. Действительно, захоронение и консервация растительной органики в осадках происходили в равной степени и на тех участках платформы, где мощность толщи достигает всего нескольких десятков метров, и в пределах межгорных прогибов, где мощность возрастает до сотен метров. Как же в таком случае может осуществляться одно и то же литогенетическое явление (накопление и консервация органики в осадках) при столь различных показателях динамики процессов осадконакопления, вычисленных по мощностям осадков за единицу времени? Факты, добытые изучением молодых углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций, устраняют это противоречие.

В процессе изучения данных ассоциаций многими геологами было замечено (пожалуй, впервые В.В.Лавровым /1965б/, что в предгорных и межгорных прогибах и участках платформ, испытывающих перманентное опускание и характеризующихся максимальными мощностями угленосных осадков, в строении этих толщ отмечается гораздо меньше разного рода внутриформационных размывов, вложений и резких срезаний пачек и слоев, нежели в разрезах ассоциации на менее опущенных участках платформы. Совершенно не случайно обилие внутриформационных перерывов в средне-верхнеолигоценовой некрасовской серии Западно-Сибирской плиты побудило геологов к расчленению ее на множество местных свит и пачек. В отличие от разрезов ассоциации межгорных впадин и прогибов на участках платформ в составе отложений углистых толщ редко присутствуют фашии крупных озерных бассейнов и только в виде реликтов сохраняются фашиальные комплексы отложений водораздельных пространств области седиментации. Этим фактам можно дать только одно объяснение.

В пределах межгорных и предгорных прогибов орогенных областей, равно как и на участках устойчивого однонаправленного опускания платформ, происходило более или менее непрерывное накопление приносимого обломочного материала, относительно постоянное захоронение и консервация приносимой и местной растительной органики в осадках. Конечно, этот процесс постоянно осложняется миграциями речной сети, перерывами, колебаниями знака и темпа тектонических подвижек и т.п. Тем не менее результирующий вектор всех этих явлений имел четкое направление - общее устойчивое опускание. Благодаря этому здесь формировались угленосные толщи большой мощности, часто с многоэтажными залежами углей.

На относительно слабо опущенных участках плит, которым тектонисты дали наименование "устойчивых", процесс формирования угленосной толщи происходит гораздо сложнее. Напряженная тектоническая обстановка эпох углеобразования проявляет себя и здесь, но в несколько иной форме. Эти участки испытывают непрерывные колебательные движения разных знаков и различной амплитуды. Обширность и низменность рельефа областей седиментации плит в условиях частых колебательных движений позволяет осуществляться широчайшим по площади боковым миграциям водотоков. Это приводит к постоянному и неоднократному уничтожению речными потоками низменных водоразделов, к многократному разрушению отложений водораздельных фашии и к их новой переработке аллювиальными потоками. В историческом аспекте данный процесс характеризуется как бы своеобразным "отбором" фашиально-генетических типов отложений. Поэтому многие из них присутствуют в разрезах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций только

как реликты, как второстепенные члены. Подобные факты очень обстоятельно описаны В.В.Лавровым /1965/ на примере олигоценовой углистой толщи Тургая и Западной Сибири. Однако основную, принципиальную важность здесь имеет не столько сам факт широкой миграции и перетолжения материала, сколько высокая динамика данного процесса. Именно благодаря ей вновь формирующиеся осадки постоянно приводят к захоронению и консервации огромных количеств растительной органики как в виде рассеянных в породе включений щепы, древесных стволов и растительного детрита, так и в виде погребенных торфяников. На таких участках плит не бывает многоэтажных угольных залежей, хотя имеющиеся немногочисленные пласты и характеризуются выдержанностью на больших расстояниях.

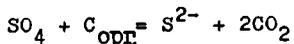
Таким образом, тектонический режим эпох углеобразования несколько по-разному реализует свое влияние на процессы осадконакопления в пределах орогенных зон и на "устойчивых" участках платформы. Однако в любом случае он приводит к принципиально аналогичным литогенетическим явлениям.

Захороняемая в массовом количестве в осадках растительная органика определила весь дальнейший ход литогенетических процессов. При диагенезе органика подвергалась различным биохимическим преобразованиям в условиях анаэробной среды (углефикация, разложение микроорганизмами растительной и животной ткани и т.п.). Данный процесс прежде всего приводил к восстановлению окисных и гидроксидных соединений железа в осадках и перевод его в легко мигрирующую двухвалентную форму. В связи с этим цвет осадков приобретал серые, зеленовато-серые и темные (до черных) тона окраски, осуществлялась широкая горизонтальная и отчасти вертикальная миграция железа. Анаэробные биохимические реакции, протекавшие, как известно, с участием сульфатредуцирующих бактерий и других микроорганизмов, обуславливают появление в осадках (в поровых пространствах) различных газов, и в первую очередь CH_4 , CO_2 и H_2S .

В современной теоретической литологии почему-то утвердилось мнение /Страхов, 1961/, что при диагенезе континентальных осадков гумидных зон деятельность сульфатредуцирующих бактерий не оказывает заметного влияния на литогенетические процессы и только потому, что в гумидных континентальных водах содержатся малые количества растворенного сульфат-иона. Данное заключение, конечно, выведено не из фактов, а путем логического следствия. Но оно так прочно вошло в сознание геологов, что даже, наблюдая обилие аутигенных сульфидов в разрезах сугубо континентальных толщ, многие исследователи пытались объяснить эти явления разнообразными посторонними причинами (проникновением морских вод, влиянием подземных вод из перекрывающих или подстилающих соленосных толщ и т.п.). Вместе с тем факты говорят об обратном. Когда стали более детально изучать аутигенные образования континентальных угленосных толщ, то выяснилось, что дисульфиды железа составляют одну из характернейших минеральных форм аутигенного комплекса данных образований. Сейчас установлено, что конкреции колчеданов преобладают в угленосных формациях Подмосковского и Днепровского бассейнов /Зарицкий, 1973/, они постоянны в угольных пластах Кузнецкого бассейна /Чухряева, 1973/, пиритом и гидротроилитом буквально насыщены континентальные углистые юрские отложения северо-востока Русской платформы /Ивашов, 1970/, широко распространены в юрских угленосных формациях Канско-Ачинского и Южно-Якутского бассейнов /Семериков, 1973/ и т.д. Объяснять чрезвычайную широту такого явления в угленосных формациях практически всех возрастов и различных регионов случайными причинами нет никакого основания. Скорее наоборот, повсеместность данного явления есть результат действия определенной закономерности литогенетических процессов в эпохи формирования угленосных толщ. При этом следует учесть, что в литературе приводятся сведения преимущественно о конкреционных комплексах угленосных формаций, т.е. здесь в основном не учитываются другие формы выделения колчедан-

нов - тонкая вкрапленность в породах, землистые массы и тончайшие фитоморфозы.

Процесс микробиологической редукции сульфатов в илах, насыщенных растительной органикой, согласно данным М.В.Иванова /1972/, протекает по следующему уравнению:



Данный процесс является типичной окислительно-восстановительной реакцией, протекающей с выделением энергии, которую используют бактерии для роста, размножения и процессов биосинтеза. Весь вопрос в данном случае упирается в источник сульфат-иона - в континентальных водах гумидных зон его содержание не высокое. В этом смысле очень интересные факты приводит М.В.Иванов /1972/. Наблюдения показали, что даже на нефтеносных структурах, где в воды непрерывно поступает такой сильнейший восстановитель, как водород, интенсивность сульфатредукции относительно мала в зонах затрудненного водообмена. На участках же активного движения подземных вод интенсивность данного процесса резко возрастает. Оказалось, что в пресноводных илах Куйбышевского водохранилища продуцирование H_2S составляет от 5 до 550 мг/м² в сутки, тогда как в илах Черного моря - от 0,1 до 0,80 мг/м². Исходя из этого, М.В.Иванов пишет: "...можно сделать вывод, что в водоемах гумидной зоны с обильным поступлением терригенного материала... наиболее характерной формой восстановленных соединений серы в илах являются сульфиды железа" /1972, с.21/.

Изложенные факты проливают свет на проблему источника серы в процессах литогенеза углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций. Сульфатредуцирующими бактериями используются в биохимических реакциях даже сравнительно невысокие концентрации сульфат-иона, присутствующие в иловых и грунтовых водах гумидных областей седиментации. Но преимущественно высокая пористость осадков (пески, алевроиты), обеспечивающая интенсивный водообмен, непрерывно поддерживает и стимулирует протекание реакций сульфатредукции и образования H_2S . Иначе говоря, низкие концентрации сульфат-иона в водах гумидных зон в данном случае компенсируются более быстрым притоком больших масс воды на единицу площади. Этим непрерывно поддерживается процесс сульфатредукции в насыщенных органикой осадках.

Поровые растворы и подземные водные потоки, насыщаясь сероводородом, проникают не только во вновь откладывающиеся илы, но и в ранее отложенные осадки. Осуществляется массовая сульфидизация железа и формирование разнообразных модификаций аутигенных обособлений колчеданов - конкреций, фитоморфоз, тонкой вкрапленности, землистых масс и т.п. Широкая миграция подвижных форм железа и сероводорода приводит в ряде случаев к цементации колчеданом водопроницаемых линз песчаных пород, а также к формированию крупных фитоморфоз и желваков пирит-марказита. В образовании последних большую роль играют явления диффузионного подтока железа и сульфатов, протекающие согласно закону выравнивания концентраций в растворах. На участках же, характеризующихся менее энергичными процессами продуцирования H_2S , осуществляется формирование аутигенных карбонатов железа (сидерит) и реже других металлов.

Таким образом, захоронение (консервация) в осадках огромного количества растительной органики и связанные с этим процессы массовой миграции, сульфидизации и карбонатизации железа составляют основное условие, характернейшую черту литогенеза углисто-сидерит-колчеданной ассоциации - ее закон появления и существования как определенного объекта природы. Описанные выше общие черты процессов литогенеза не являются в данном случае принадлежностью той или иной фацциальной разновидности отложений или определенного литологического типа пород. Наоборот, эти черты как бы пронизывают подавляющее большинство фацциально-генетических и петрографических типов отложений данной ассоциации и своим появлением обязаны комплексному взаимодействию многих первичных фак-

торов. Через посредство описанных выше парагенетических связей и отношений вся совокупность формирующихся в данный момент осадков проявляет себя как единая природная физико-химическая система.

Безусловно, в историческом аспекте появление углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций отражает собой существование специфических этапов в геологическом (и физико-географическом) развитии континентов. Ясно и то, что каждый из этих этапов характеризуется определенным сочетанием тумидной климатической обстановки и тектонического режима континента (или его части).

ПРИМЕРЫ ДРЕВНИХ АНАЛОГОВ АССОЦИАЦИИ

Углисто-сидерит-колчеданная ассоциация является одним из самых распространенных континентальных парагенезов пород. Данный парагенез часто описывают в литературе под названием угленосной формации, иногда углисто-колчеданной, углисто-лептохлоритовой и т.п. Несмотря на различие названий, принципиальная литологическая и литогенетическая сущность ее остается однотипной в течение по крайней мере всего фанерозоя.

Наиболее ярким примером углисто-сидерит-колчеданной ассоциации являются угленосные формации карбона, мезозоя и верхнего палеогена Казахстана, Западной и Южной Сибири /Тимофеев, 1969, 1970; Кушев, 1963; Яворский, 1957; Лавров, 1965б; Шутов, 1972; и др./. Примером угленосных формаций краевых или геосинклинальных прогибов могут служить карбоновые или пермские угленосные отложения Довбасса и Печоры /Строение..., 1959-1960; Македонов, 1961; Коссовская, 1972/. В пределах перечисленных геоструктурных областей углисто-сидерит-колчеданная ассоциация испытывает некоторые изменения своего состава, строения разреза, показателей мощностей и т.п. Однако принципиальная сущность ее как парагенеза горных пород, обладающего своей спецификой состава и определенной структурой связи слагающих элементов, остается однотипной. Различия проявляются только на фоне ее общих черт и могут быть охарактеризованы как вариации ее системообразующих качественных характеристик.

Повсеместно угленосные формации сложены континентальными отложениями; морские образования наблюдаются только в виде отдельных трансгрессивных пачек и слоев преимущественно в геосинклинальных и передовых прогибах. Повсеместно данные ассоциации сложены преимущественно песчано-алевритовыми породами с горизонтами и пачками глин (аргиллитов), углей и местами галечников и конгломератов. Для них характерны преимущественно полимиктовый или мезомиктовый состав обломочного материала, полиминеральные смеси глинистого вещества, постоянная насыщенность пород углефицированной растительной органикой, присутствие пластов, линз и пачек углей и углистых пород, шарочайшее проявление аутигенных закисно-железистых минеральных комплексов - колчеданов, сидерита, анкерита и т.п.

Появление в составе древних угленосных отложений зрелых существенно кварцевых или кварц-каолиновых пород зафиксировано многими геологами и обычно связывается с размыром более древних кор выветривания или "зрелых" осадочных толщ. По данным А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова /1972/, в областях развития вулканизма в угленосных толщах палеозоя фиксируется значительная примесь эффузивного материала. В составе глинистых фракций увеличивается роль монтмориллонита, связанного с диагенетическим преобразованием эффузивного материала. В измененных породах монтмориллонит преобразуется в смешанослойную фазу (ректорит и гидрослюда).

Строение, состав и условия образования перечисленных древних углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций детально освещены в литературе. В качестве примера типичной углисто-сидерит-колчеданной ассоциации приведем лишь краткую

характеристику верхнетриасовой толгойской угленосной свиты Кендерликской мульды Саур-Тарбагатай. Она в течение ряда лет изучалась В.П.Нехорошевым /1956/, Г.П.Клейманом /1960/, Н.Я.Шевченко /1974, 1977/ и в последние годы авторами данной работы.

Толгойская угленосная свита согласно (с постепенным переходом) залегает на среднетриасовых конгломератах айкальской свиты и имеет мощность до 380-400 м. В нижней части свиты (переходные слои) преобладают мощные пакки разнозернистых песчаников и гравелитов с линзами конгломератов и редкими пластами и пачками песчаных алевролитов серого и темно-серого цвета. Средняя и верхняя части разреза сложены ритмичными сериями. В основании каждой серии обычно залегает пачка косослоистых мезомиктовых или полимиктовых песчаников мощностью от 5 до 12 м. Вышележащая часть серии складывается переслаивающимися средне- и мелкозернистыми песчаниками, серыми и темно-серыми алевролитами, углистыми артыллитами и пластами каменных и бурых углей. Довольно часто отмечаются линзы гравелитов и конгломератов полимиктового состава. Мощность слоев варьирует в широких пределах - от 0,2 до 5-7 м. Мощность ритмичных серий колеблется от 10 до 40 м.

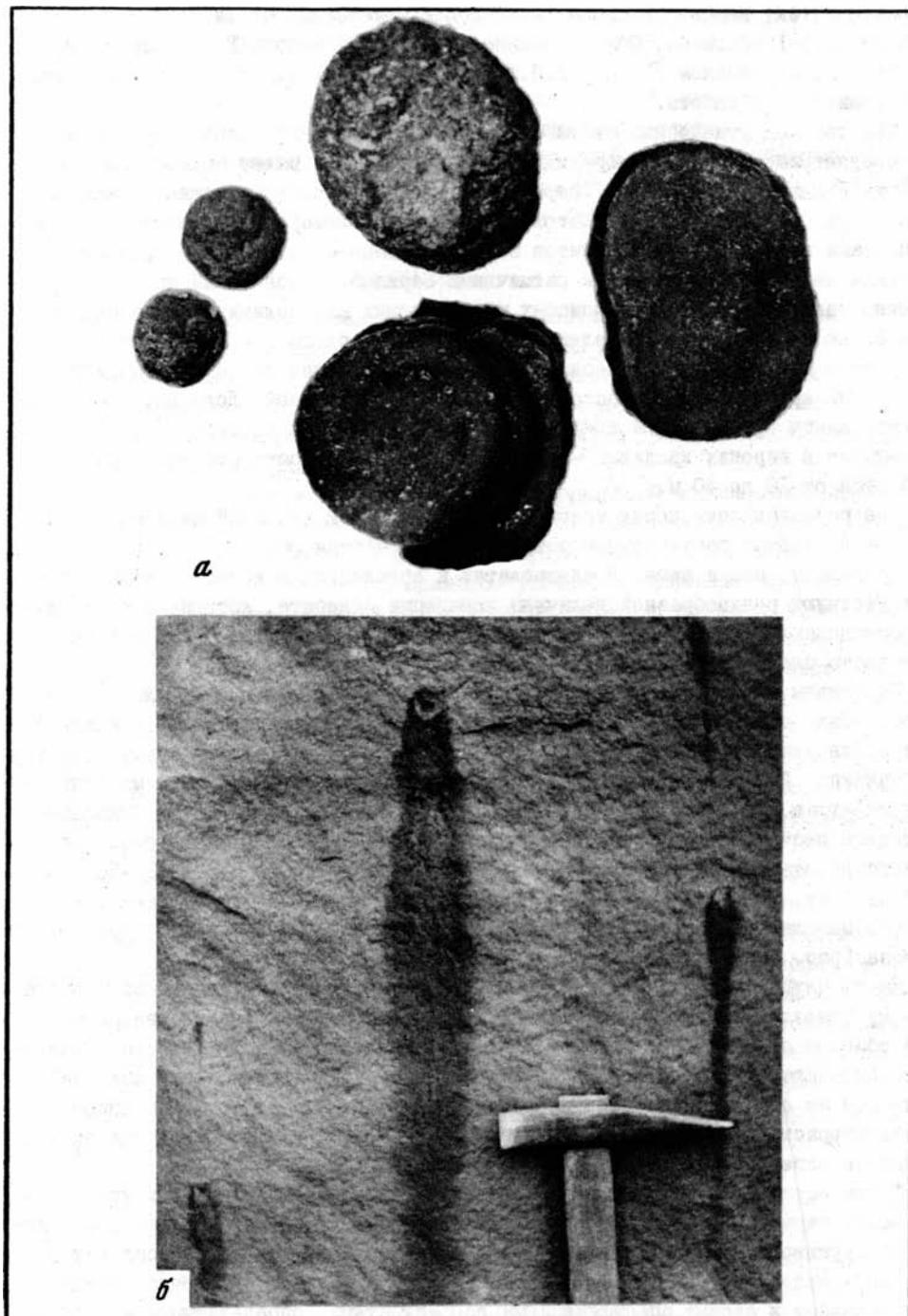
Все разновидности пород толгойской свиты в той или иной мере насыщены углефицированным растительным детритом. Встречаются обломки обугленных стволов деревьев, пни и щепы. В алевролитах и артыллитах в массовом количестве присутствуют разнообразной величины конкреции сидерита, которые в ряде случаев объединяются в конкреционные линзы и прослои. Сидеритом и сидерит-кальцитом часто сложены псевдоморфозы по древесине.

Колчеданы (пирит, марказит) образуют тонкую вкрапленность в алевролитах и артыллитах, а также дают инкрустации по растительным остаткам. В обнажениях они обычно окислены до лимонита. Основная же масса колчеданов присутствует в песчаниках. Помимо тонкой рассеянной вкрапленности, они образуют многочисленные округлые конкреции диаметром от 0,5 до 7 см (рис. 25,а). Они буквально насыщены песчаники толгойской свиты. По простиранию того или иного пласта интенсивность конкреционности колчеданов изменяется от 5-6 до 35-50 конкреций на 1 м^2 . При выходе на дневную поверхность конкреции колчеданов очень быстро окисляются, образуя на плоскостях обнажений бурные потеки гидроокислов железа (рис. 25,б).

Мы не случайно привели подробное описание и фотографии конкреций колчеданов из угленосной толгойской свиты, ибо в подавляющем большинстве региональных обзоров при описании стратиграфии и состава данной толщи вместо колчеданов описываются разного рода "железистые стяжения", "лимонитовые желваки" и подобные им образования, т.е. вторичные, эпигенетические признаки приводятся в характеристиках первичного состава толщи и потом на этом основании часто делаются определенные выводы и заключения.

Таким образом, в тех районах и разрезах, где литология древних угленосных формаций изучена глубоко и детально, основные их качественные характеристики не обнаруживают принципиальных отличий от характеристик углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций палеогена Северо-Западной Азии. Хотя, конечно, каждая из них обладает и своими специфическими особенностями, определяемыми возрастом толщи и историей развития региона.

В истории Земли формирование первых массовых континентальных промышленных залежей углей начинается с девонского периода /Егоров, 1970/, когда произошло интенсивное заселение суши растениями. Однако совокупности осадочных пород, насыщенных органическим веществом и аутигенными колчеданами, прослеживаются как тип парагенеза с самых древнейших эпох геологической истории нашей планеты. Подобный тип парагенеза в настоящее время известен уже в разрезах архея и протерозоя. Возникновение этих древних осадочных толщ связано с



Р и с . 25. Аутигенные колчеданы в триас-юрской угленосной толще (тологой-ская свита) из Кендерлыкской мульды хр. Саур

а - шаровидные конкреции пирит-марказита (I/2 нат.вел.); б - потоки лимонита на поверхности пласта песчаников, образующиеся при окислении колчеданных конкреций

древними докембрийскими шитами и цоколями платформ. Они сильно изменены наложенными процессами, превращены в разнообразные по составу кристаллические сланцы. Органическое вещество присутствует в форме графита, графитоида, пунгита. И тем не менее "среди метаморфических пород докембрия, в том числе и раннего докембрия, существует достаточно широко распространенный, вполне определенный и отчетливо индивидуализированный парагенезис первоначально осадочных пород: это глинистые, глинисто-карбонатные и карбонатные отложения, обладающие общим для всех них весьма существенным признаком - ассоциацией углеродистого вещества и сульфидов... Эта ассоциация пород слагает геологически обособленные и картируемые на местности толщи (свиты), т.е. ограничения его в пространстве и во времени являются достаточно определенными" /Розен и др., 1972/. Какие-либо определенные заключения по поводу изложенных выше фактов в настоящее время давать пока преждевременно, но вполне возможно, что некоторые из данного типа парагенезисов могут оказаться древнейшими аналогами континентальных углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций фанерозоя.

ЖЕЛЕЗИСТО-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данная парагенетическая ассоциация континентальных отложений весьма широко распространена в разрезах палеозоя, мезозоя и кайнозоя Северо-Западной Азии. Для нее характерна одна очень существенная черта - в наиболее полных и мощных разрезах гумидных континентальных серий данная ассоциация всегда залегает только над угленосными толщами и связана с ними постепенными переходами. В подавляющем большинстве случаев она имеет меньшие мощности, нежели подстилающие ее угленосные отложения. Указанное обстоятельство явилось причиной тому, что железисто-карбонатную ассоциацию геологи долго не выделяли как самостоятельный тип парагенезиса, и эти отложения или объединялись и описывались в составе угленосных толщ (часто под названием "озерный комплекс"), или выделялись в составе разнообразных пачек и свит. Даже названия этих свит часто образованы словосочетаниями с предлогом "над" (например, "надкарагандинская свита", "надугленосная свита" и т.п.). Степень изученности их строения и состава, полнота палеогеографических реконструкций значительно ниже, чем у контактирующих с ними угленосных толщ. Геологи, изучавшие угольные месторождения и бассейны, недостаточно уделяли внимания малоперспективным, практически безугольным отложениям "надугленосных" свит. Стратиграфы же использовали данные отложения как определенные маркирующие пачки и свиты, не обращая должного внимания на особенности их вещественного состава. Появление карбонатов и бурых окрасок пород всеми однозначно принималось за явные признаки аридизации палеоклимата в эпохи формирования данных отложений. Эта точка зрения очень широко бытует и в настоящее время.

Рассматриваемые образования как вполне самостоятельный тип парагенезиса континентальных отложений, пожалуй, впервые были описаны в сводном разрезе палеогена Зайсанской впадины /Лавров, Ерофеев, 1958; Ерофеев, Цеховский, 1966; Ерофеев, 1969/. На материалах изучения этого разреза была доказана принципиальная однотипность палеоклимата эпох формирования железисто-карбонатной и углисто-сидерит-колчеданной ассоциаций /Ерофеев, Цеховский, 1966; Ржаникова, 1968/. Аналогичное заключение подтверждается и исследованиями палеозойских аналогов железисто-карбонатной ассоциации Карагандинского бассейна /Коперина, 1956, 1960; Ошуркова, 1967/.

Железисто-карбонатная ассоциация палеогена имеет широкое распространение на территории Северо-Западной Азии. Ее разрезы прекрасно охарактеризованы здесь палеонтологически, что дало возможность уверенной их корреляции на больших расстояниях континентов. На этом примере мы и рассмотрим основные особенности данного типа парагенезиса континентальных отложений.

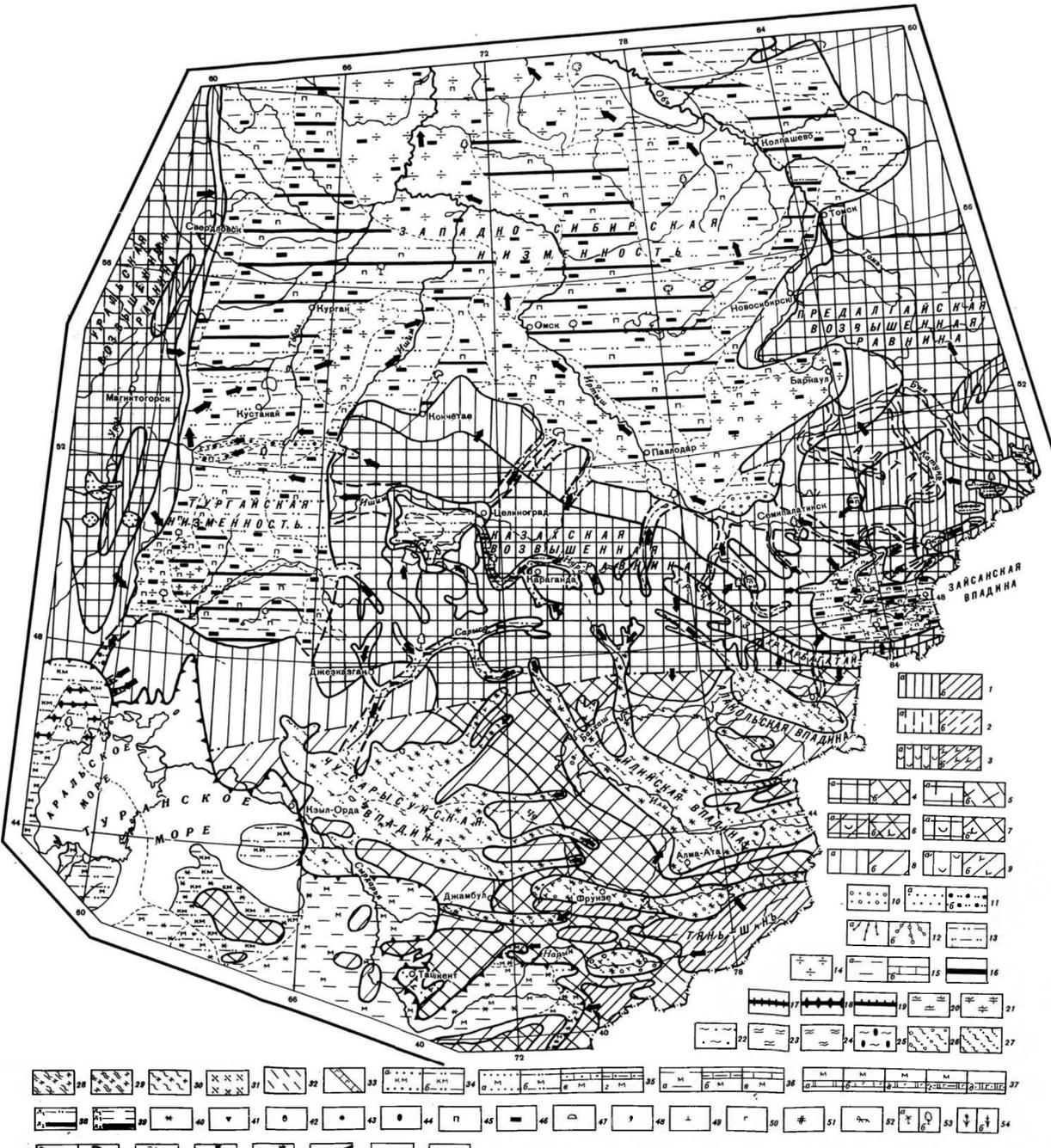


Рис. 23. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Северо-Западной Азии (средний-поздний олигоцен). Составлена по материалам Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, т. IV (1967) с изменениями и дополнениями авторов и с использованием данных А.И. Братина /1977/, А.И. Вознесенского /1978/.

Палеоландшафты областей денудации. 1 - Низкие и средневысотные горы. Здесь и ниже: а - в гумидных, б - в аридных областях; 2 - сложенные низкие и средневысотные горы; 3 - низкие и средневысотные горы с редкитами позднемиоценово-раннепалеогенового пенеплена и образованными унаследованной площадной коры выветривания (а - каолиновой, местами материтной, б - гидрослюдасто-сметитовой); 4 - расчлененные возвышенные равнины и нагорья; 5 - сложенные слабоклиматные возвышенные равнины и нагорья; 6 - слабообразованные возвышенные равнины и нагорья с редкитами позднемиоценово-раннепалеогенового пенеплена и образованными унаследованной площадной коры выветривания (а - каолиновой, местами материтной, б - гидрослюдасто-сметитовой); 7 - возвышенные пенепленизированные равнины (денудационный пенеплен) с площадными корами выветривания (а - с каолиновыми, местами материтными, б - с гидрослюдасто-сметитовыми); 8 - низменная холмистая равнина; 9 - низменная пенепленизированная равнина с площадными корами выветривания (а - с каолиновыми, б - с гидрослюдасто-сметитовыми).

Палеоландшафты области аккумуляции в районах с гумидным палеоклиматом. 10 - Зона континентальных дельт горных рек в предгорьях впадин или горных речных долин (с сероцветными галечными, песчано-галечными, иногда валунными осадками); 11 - зона аллювиальных равнин и отдельных долин равнинных рек (с осадками: а - сероцветными, местами белыми, красноцветными, пестроцветными песчаными, песчано-гравийными, глинисто-алевритовыми, б - буроземными железистыми оолитовыми или бобовыми); 12 - зона приморских или озерных дельт подводных и надводных (с сероцветными, белыми осадками: а - песчано-алевритовыми, б - песчано-галечными, иногда с валунами); 13 - зона озерно-аллювиальной равнины (с сероцветными песчаными, глинисто-алевритовыми осадками); 14 - зона аллювиально-озерной равнины или прибрежных частей крупных озер с подвижным гидродинамическим режимом вод (с сероцветными песчаными, алевритово-песчаными осадками); 15 - зона аллювиально-озерной равнины или центральных частей крупных озер с малоподвижным или застойным гидродинамическим режимом вод (а - с сероцветными алевритовыми или глинистыми осадками, б - с мергелисто-глинистыми осадками); 16 - зона заболоченной аллювиально-озерной равнины (с темно-серыми, черными, углистыми, углисто-алевритово-глинистыми осадками); 17 - зона заболоченных участков аллювиально-озерных равнин горных впадин (с темно-серыми, черными, углистыми, углисто-алевритово-глинистыми осадками); 18 - зона осадков заболоченных приморских равнин (с темно-серыми, черными, углистыми, углисто-алевритово-глинистыми осадками); 19 - зона заболоченных карстовых озер (с черными, серыми, углистыми, углисто-алевритово-глинистыми осадками); 20 - зона аллювиально-озерно-болотной равнины, лишеной торфонакопления с горизонтальными гумидных почв (с пестроцветными, коричневыми, зелеными алевритово-глинистыми осадками, содержащими прослойки песков); 21 - зона болотно-озерной равнины, лишеной торфонакопления с горизонтами гумидных почв (с зеленоцветными, реже красноцветными и пестроцветными алевритово-глинистыми осадками, с прослоями песков); 22 - зона впадин аллювиально-делювиально-проливальной возвышенной пенепленизированной равнины с гумидными почвами и горизонтами выветривания (с красно-пестроцветными песчано-глинистыми, песчаными осадками, иногда содержащими линзы щебня, бобовников); 23 - зона аллювиально-проливальной низменной равнины с гумидными почвами и горизонтами выветривания (с красно-пестроцветными, красноцветными, белыми глинистыми, реже алевритовыми осадками, иногда с линзами песков); 24 - зона проливальной, озерно-проливальной низменной равнины с гумидными почвами и горизонтами выветривания (с красно-пестроцветными, белыми, существенно глинистыми осадками, иногда содержащими линзы песков, реже окатшей бобовников); 25 - зона карстовых депрессий с делювиально-проливальными, редко озерными и аллювиальными осадками в пределах возвышенной пенепленизированной равнины (красноцветными, красноцветно-пестроцветными, редко белыми каолиново-бокситовыми, гравийными, гравийно-бобовыми, бобово-глинистыми или глинистыми, иногда с линзами щебня, галечников материтного состава).

Палеоландшафты области аккумуляции в районах с аридным палеоклиматом. 26 - Зона прибортовых частей предгорных и межгорных впадин, горных речных долин с делювиально-аллювиально-проливальными осадками (с красноцветными и сероцветными, карбонатными: глинисто-песчано-галечными, иногда со щебнем, глыбами, валунами); 27 - зона аккумулятивных холмистых равнин, а также центральных частей крупных межгорных и внутригорных впадин с проливальными, аллювиально-проливальными, озерно-проливальными осадками (красноцветно-карбонатными, местами сероцветными и зеленоцветными песчано-глинистыми, иногда с линзами гравийников, галечников, щебней); 28 - зона солончаковой аллювиально-проливальной равнины с аридными почвами и горизонтами выветривания (с пестроцветными, красными, коричневыми и зелеными алевритово-глинистыми осадками с включениями гипса, реже доломита, кальцита, опала, местами содержащими линзы песков); 29 - зона солончаковой проливальной низменной равнины с аридными почвами и горизонтами выветривания (с пестроцветными, красными, коричневыми и зелеными существенно глинистыми осадками, с конкрециями гипса, реже доломита, кальцита, опала, местами содержащими линзы алевритов, песков); 30 - зона солончаковой озерно-проливальной равнины (с зеленоцветными, реже пестроцветными глинистыми, местами мергелисто-глинистыми осадками с выделениями гипса, кальцита, доломита, местами содержащими линзы песков, алевритов); 31 - зона участков озер с подвижным гидродинамическим режимом вод умеренной минерализации (с белыми, серыми карбонатными песчано-алевритовыми осадками); 32 - зона озер с застойным гидродинамическим режимом вод умеренной минерализации (с зеленоцветными сероцветными алевритово-глинистыми осадками); 33 - зона озер или их отдельных частей (заливов) с повышенной минерализацией вод и застойным гидродинамическим режимом (с белыми, серыми известково-доломитово-глинистыми осадками, местами с включениями солей).

Палеоландшафты моря и его прибрежных частей. 34 - Зона прибрежных частей морского мелководья с подвижным гидродинамическим режимом вод, включая внешние части континентальных дельт (с осадками: а - песчаными, б - песчано-глинисто-алевритовыми); 35 - зона открытого моря с подвижным гидродинамическим режимом вод (с осадками: а - песчаными, б - песчано-алевритовыми, в - песчано-известковистыми, г - песчано-алевритово-известковистыми); 36 - зона открытого моря либо морских заливов с застойным гидродинамическим режимом вод (с осадками: а - алевритово-глинистыми, б - алевритово-глинисто-известковистыми, в - известково-мергелистыми); 37 - зона осолоняющихся заливов или лагун моря (с осадками: а - доломитовыми, б - гипсоносными, в - алевритово-глинистыми доломитово-гипсоносными, г - доломитово-гипсоносными, д - песчаными доломитово-гипсоносными).

Сочетание и перемежаемость различных палеоландшафтных зон: а - в гумидной, б - в аридных областях. 38 - Примерно равное соотношение между ландшафтами типа "Л-1" и "Л-2"; 39 - преобладание ландшафта типа "Л-1" над ландшафтом "Л-2".

Главные аутигенные образования. 40 - Тонкорассеянные выделения гетита и гематита, окрашивающие породы в красный или бурый цвет; 41 - слуски, пилла, конкреции гематита и гетита в красно-пестроцветных либо красноцветных толщах; 42 - скопления бобовин гетит-гематита; 43 - оолитовые бобовины гетит-гематита; 44 - глыбы в бокситовых; 45 - пирит, марказит; 46 - углесты (включая растительного детрита, гумусированные и углесты глины, пропластки бурых углей); 47 - железисто-кальциевые карбонаты (сидерит, анкерит и др.); 48 - глауконит; 49 - кальцит, кальцит и доломит (тонкорассеянные в породе либо в форме конкреций); 50 - гипс, 51 - опал и халцедон.

Фауна и флора. 52 - Фауна наземных позвоночных; 53 - растительность гумидных областей: а - леса и перемешанно-влажные саванны тропической и субтропической зон, б - леса и лесостепи теплоумеренной либо умеренной зоны; 54 - растительность аридных областей: а - сухих саванн полупустынь и пустынь тропической и субтропической зон, б - сухих степей, лесостепей, полупустынь и пустынь теплой и умеренной зон.

Контур и границы. 55 - Контур палеоландшафтов областей денудации и аккумуляции (а - достоверные б - предполагаемые); 56 - граница палеоландшафтов внутри областей аккумуляции; 57 - граница между гумидной и аридной климатическими зонами; 60 - граница площади максимальной аридности климата (для палеогена). 61 - Направление транспортировки материала.

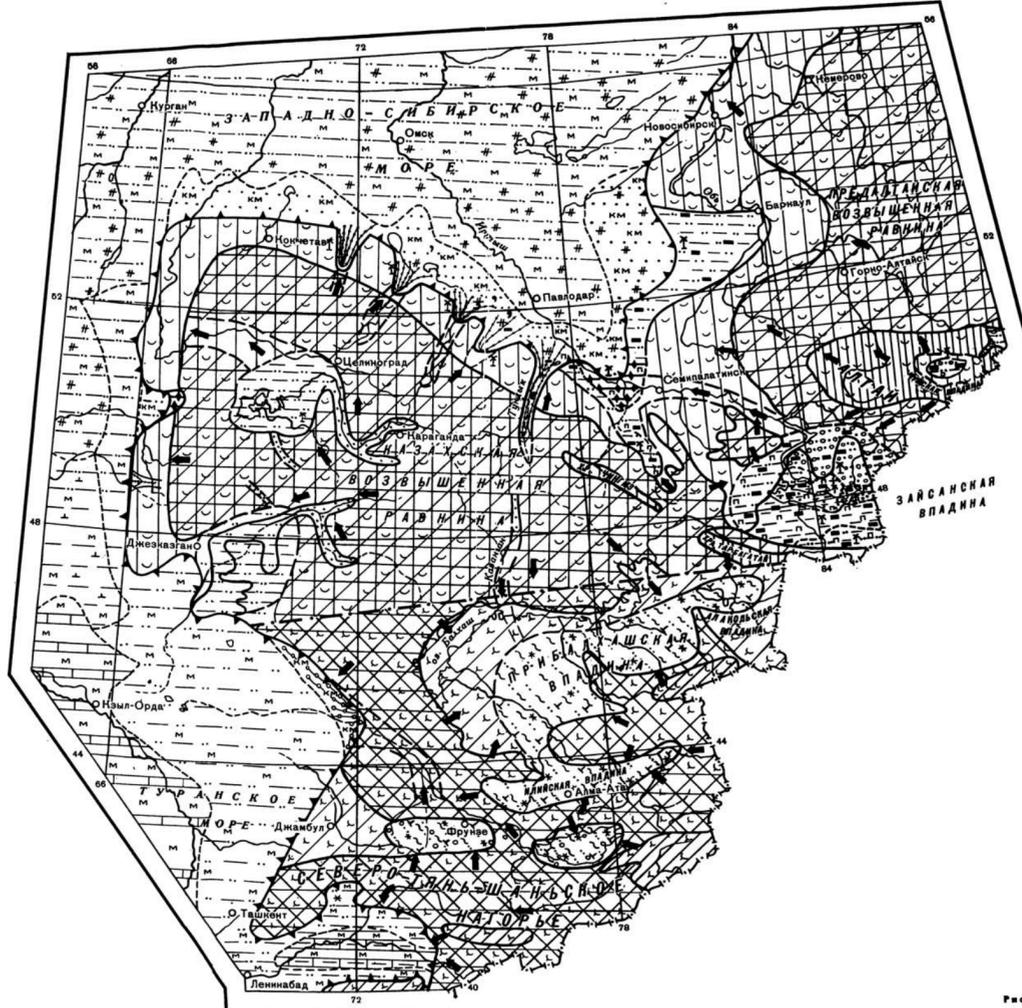


Рис. 24. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Северо-Западной Азии (средний-поздний эоцен). Составлена по материалам Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, т. IV /1967/, с изменениями и дополнениями авторов. Условные обозначения см. на рис. 23.

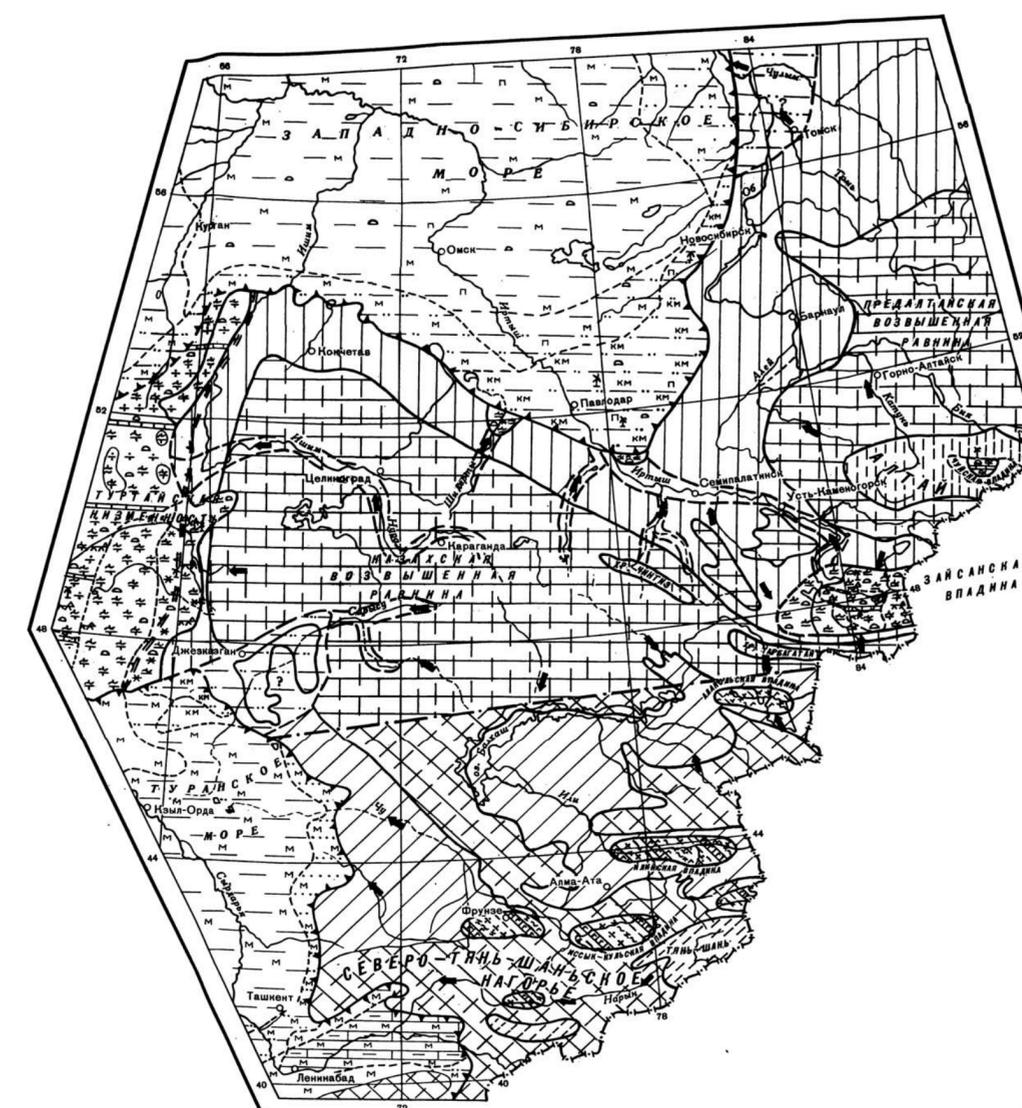


Рис. 36. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Северо-Западной Азии (поздний эоцен-ранний олигоцен). Составлена по материалам Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, т. IV /1967/, с изменениями и дополнениями авторов, с использованием данных: В.А. Сахарова /1977/, И.Г. Зальмана /1968/, М.Я. Рудневич /1964/, Е.В. Шуваловой /1963/. Условные обозначения см. на рис. 23.

Железисто-карбонатная ассоциация нижнего олигоцена в настоящее время установлена (рис. 26, смотри вкладку) в разрезах палеогена Зайсанского межгорного прогиба, впадин горных областей Алтая и Саур-Тарбагатай, а также в разрезах южных окраин Западно-Сибирской плиты и Тургай. Во внутренних областях Казахского щита отложения континентального раннего олигоцена достоверно пока не установлены. Описываемая толща выделена под разными наименованиями, но везде она сложена принципиально однотипным составом отложений - переслаивающимися алевроитами и глинами зеленых, зеленовато-бурых и бурых окрасок, с тонкими пропластками и линзами преимущественно мелкозернистых мезомиктовых и кварцевых песков и песчаников с железисто-карбонатным или известковистым цементом. Характерной чертой толщи является обилие аутигенных выделений железистых, железисто-кальциевых и кальциевых карбонатов, ассоциирующихся с оксидами и гидроксидами железа. Принципиально однотипна палеонтологическая характеристика данной толщи и занимаемое ею положение в сводных размерах континентального палеогена различных регионов Северо-Западной Азии (см. табл. I).

Наиболее четко положение железисто-карбонатной ассоциации в разрезе континентального палеогена установлено в Зайсанском межгорном прогибе. Здесь она выделена под названием тузкабакской глинисто-алевритовой свиты и имеет мощность от 35 до 100 м. Она связана постепенным переходом (через переслаивание) с подстилающими углистыми отложениями позднеэоценовой турангинской свиты и с размывом перекрывается углистыми осадками ашутасской свиты среднего-верхнего олигоцена /Ерофеев, 1969/. Почти повсеместно отложения тузкабакской свиты включают костные остатки фауны позвоночных так называемого бронтозернового комплекса /Лавров, Бажанов, 1959; Бажанов, 1962; Барсков, 1963; и др./.

Возраст отложений датируется палеонтологами в пределах верхнего эоцено-нижнего олигоцена. С этими определениями позвоночных согласуются датировки палинологического комплекса тузкабакской свиты /Ржаницкова, 1968/. Пыльца и споры характеризуют в основном тропическую и субтропическую растительность позднего эоцена, но со значительной примесью теплоумеренной широколиственной листопадной флоры, утвердившейся в среднем-верхнем олигоцене в качестве господствующей растительной ассоциации на всей территории Сибири и Казахстана. Таким образом, палинологический комплекс тузкабакской свиты характеризует переходный тип растительности от эоценовой субтропической к средне-позднеолигоценовой листопадно-широколиственной флоре. По заключению Л.Н.Ржаницковой, палинологический комплекс тузкабакской свиты Зайсанского прогиба сопоставляется с таковым морской чеганской свиты Зауральских равнин. Следует отметить, что чеганская свита Западной Сибири занимает и аналогичное тузкабакской положение в разрезе.

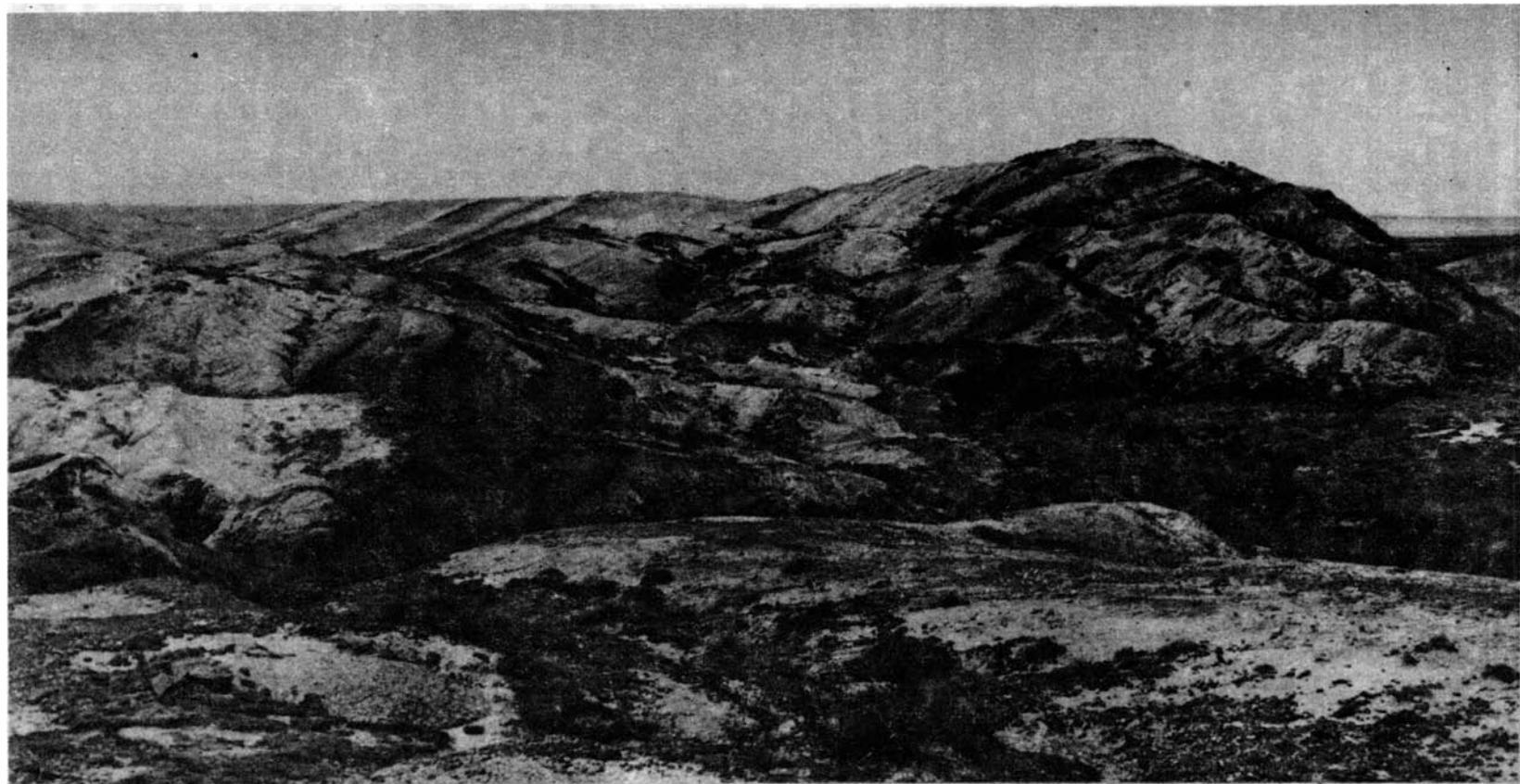
В горных областях Алтая преимущественно глинисто-алевритовые отложения нижнеолигоценовой железисто-карбонатной ассоциации описаны под наименованием красногорской свиты в Чуйской и Курайской межгорных впадинах /Ерофеев, Ржаницкова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/. Как и в Зайсанском прогибе, данная толща сменяет вверх по разрезу углистые отложения эоценовой талдыдоргунской свиты и с размывом перекрывается средне-верхнеолигоценовой угленосной кошачинской свитой. Иначе говоря, положение в сводных разрезах палеогена тузкабакской и красногорской свиты однотипно. В прибортовых частях Чуйской впадины отложения красногорской свиты иногда трансгрессивно налегают непосредственно на палеозойский складчатый фундамент. Палинологический комплекс описываемых отложений аналогичен таковому тузкабакской свиты Зайсанской впадины, что служит основанием для их возрастной корреляции.

На огромной территории Западно-Сибирской плиты возрастные аналоги желези-

сто-карбонатной ассоциации представлены нижнеолигоценовой морской чеганской свитой. Однако в Павлодарском Прииртышье в настоящее время установлены континентальные отложения нижнего олигоцена. Они распространены на значительной территории к западу от Экибастуза, а также слагают ряд обнажений в бортах долины р.Иртыша в районе с.Кривенского. Представлены толщей переслаивающихся глин и алевроитов зеленовато-коричневой окраски с обильными выделениями аутигенных железистых и железисто-кальциевых карбонатов и с рассеянными в массе пород лимонитовыми бобовинами. В обширных депрессиях палеорельефа они с постепенным переходом залегают на углистых отложениях позднего эоцена, охарактеризованных палинологически. На междепрессионных участках описываемые отложения ложатся непосредственно на палеозойский фундамент. Мощность толщи от 10 до 30 м.

В Тургае континентальные отложения железисто-карбонатной ассоциации имеют очень широкое распространение. Ранее толща бурых и зеленых глин восточного борта прогиба, лежащих на морской чеганской свите, В.В.Лавровым /1959/ была описана в составе среднеолигоценовой угленосной индрикотериевой свиты (как ее фациальная разновидность). Именно в этих отложениях найдены основные захоронения индрикотериевой фауны позвоночных. Позже В.А.Сахаров /1971/ пришел к выводу, что данная глинистая толща восточного борта Тургай (челкарнуриинская свита) при прослеживании на запад постепенно замещается зеленоватыми глинисто-алевритовыми породами, которые залегают стратиграфически ниже средне-верхнеолигоценовой углистой толщи, содержащей тургайский комплекс широколиственной флоры. Этот вывод в настоящее время подтвержден при разбурировании восточной части Тургайского прогиба (см. рис. 2). Прослеженная глинисто-алевритовая толща, лежащая между морской чеганской свитой и средне-верхнеолигоценовой угленосной толщей, получила наименование сарыинской (челкарнуриинской) свиты. Следовательно, в Тургае верхи разреза чеганской свиты эоцен-нижнеолигоценового возраста представлены отложениями континентальных фаций, которые и выделены в сарыинскую свиту. Последняя здесь имеет мощность до 50 м. Возраст сарыинской свиты установлен по флоре местонахождения Хаман-Каннды, Мын-Ескесуек, Торгамы, которая в последних работах /Токарь, Корнилова, 1974/ датируется в интервале нижний-средний олигоцен. В местонахождении Шинтузсай Р.Я.Абузяровой /1973/ получены спорово-пыльцевые комплексы из того же слоя, где была собрана фауна млекопитающих индрикотериевого комплекса. Она считает возможным датировать этот слой в пределах верхнего эоцена. Следует отметить, что в Зайсанской впадине верхнеэоценовый возраст нижней части железисто-карбонатной ассоциации не вызывает возражений. Но в Тургайском прогибе эквивалентом нижней (эоценовой части) континентальной тузкабакской свиты является чеганская свита. Поэтому на долю сарыинской свиты реально остается лишь возрастной диапазон в пределах нижней половины олигоцена. Следовательно, верхнеэоценовая датировка возраста ее низов - вероятно, занижена.

Фауна индрикотериевого фаунистического комплекса собрана в красноцветных и зеленоцветных пачках пород данной свиты во многих участках Тургай. По мнению В.С.Бажанова /1962/, Е.И.Беляевой с соавторами /1974/, возраст этой фауны - средний олигоцен. В то же время Е.И.Беляева, Б.А.Трофимов и Д.А.Решетов /1974/ отмечают, что многие представители индрикотериевой фауны (*Schizotherium*, *Enthelodon*, *Progmotherium* и др.) известны в Европе с нижнего олигоцена, а М.Д.Бириков считает также, что такой ее представитель, как пристинотерий, был характерен не только для первой половины олигоцена, но и для верхнего эоцена. Проведенное в последнее время М.Д.Бириковым сопоставление индрикотериевого комплекса фауны сарыинской свиты Тургай и бронготериевого комплекса фауны Зайсанской впадины свидетельствует о присутствии в них многих общих форм, что указывает на возможность их синхронного обитания в пределах нижнего-среднего



Р и с . 27. Моноклиналиное падение пород тузабакской свиты у юго-западного склона горы Киин-Кереш в Северном Призайсанье

олигоцена. Следует подчеркнуть, что в пределах Казахстана верхняя возрастная граница палеогеновой железисто-карбонатной ассоциации ограничивается однозначно по появлению песчано-алевритовой углистой ассоциации пород с умеренно-теплой широколиственной флорой тургайского типа и исчезновением субтропических и тропических форм, характерных для нижнего олигоцена. Однако датировка этой границы проводится в разных районах по-разному: в Зайсане она проводится в середине среднего олигоцена, в Тургае - на границе среднего и верхнего олигоцена. При двучленном делении олигоцена рационально датировать кровлю сарыинской (челкарнуринской) и тузкабакской свит однозначно - верхами нижнего олигоцена.

Таким образом, в пределах значительной территории Северо-Западной Азии в разрезах палеогена прослеживается своеобразная толща отложений, характеризующаяся литологической и палеонтологической спецификой. Она прослеживается от Урала до горных районов Алтая, "проходя" через различные геоструктурные области континента.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Зайсанский межгорный прогиб

Толща зеленовато-коричневых глин и алевритов железисто-карбонатной ассоциации тузкабакской свиты представлена почти во всех опорных разрезах континентального палеогена Зайсанского прогиба. В Северном Призайсанье таковыми являются обнажения северного побережья оз.Тузкабак, гора Киин-Керш (рис.27), западное основание мыса Бакланье оз.Зайсан и западного подножья горы Кара-Бирж, которые включают костные остатки позвоночных бронетериевого комплекса раннего олигоцена.

В Южном Призайсанье полные и палеонтологически охарактеризованные разрезы описываемой толщи обнажены на междуречье Кусто-Кызылкаина, в долинах рек Тайкузген, Конур-Кура, Калмакпай, Аксыр и ряде других пунктов (рис. 28, а, б, 29, а-в). Кроме того, она пройдена многими скважинами, в том числе Зайсанской опорной скважиной в интервале глубин 1187-1304 м.

Во всех разрезах и скважинах можно наблюдать постепенный переход от подстилающих углистых отложений турангинской свиты к глинисто-алевритовой тузкабакской через переслаивание пород, имеющих характерные черты подстилающей или перекрывающей толщи. Вверх по разрезу постепенно начинают доминировать железисто-карбонатные отложения, и на довольно коротком интервале они полностью сменяют отложения с характерными литологическими признаками подстилающей углистой толщи.

Железисто-карбонатная ассоциация - это преимущественно глинисто-алевритовая толща, неравномерно окрашенная в зеленые, зеленовато-коричневые и бурные тона. Преобладающие типы пород - алевриты, глинистые алевриты и глины, находящиеся в частом переслаивании между собой. Мощность слоев в большинстве случаев измеряется от 0,3 до 3 м, и только отдельные слои достигают мощности 5-8 м. В массе переслаивающихся глин и алевритов выделяются тонкие линзы и слои мелкозернистых олигомиктовых песков и песчаников с железисто-карбонатным и известковистым цементом, а также линзы темно-серых и черных омарганцованных глин и иногда мергелей.

Одной из специфических особенностей ассоциации является неравномерность окраски пород. Обычно на общем зеленовато-сером фоне глин и алевритов выделяются бесформенные пятна и разводы бледно-коричневых, буроватых и даже розоватых тонов. Какой-либо ориентировки пятен в большинстве случаев не наблюдается, границы пятен также нечеткие, размазанные. Пятнистость окраски в целом неяркая, бледных тонов и по простиранию пласта иногда совсем исчезает.

Отдельные линзы и прослои включают редкие, сильно окисленные обрывки углефицированной растительной органики, однако темно-серые и черные цвета некоторых прослоев в большинстве случаев обязаны присутствию в породе окислов марганца (пояломелая-вад). Линзы грубообломочных песков, гравелитов и галечников в тузкабакской свите встречаются чрезвычайно редко. В строении толщи некоторых разрезов (например, у северного побережья оз. Тузкабак) отмечаются кратковременные внутриформационные размывы с грубозернистыми осадками в основании. В составе обломков этих осадков основная роль принадлежит перемытым железисто-карбонатным конкрециям, лимонитовым "дробинам" и глинистым катунам подстилающих пород. К данным горизонтам часто приурочено большое количество обломков костей позвоночных животных (черепах, крокодилов, носорогов, свинообразных и др.).

Характернейшей чертой литологического и литохимического состава ассоциации является обилие аутигенных железистых, железисто-кальциевых и кальциевых карбонатов, ассоциирующихся с окислами и гидроокислами железа. Карбонатными конкрециями иногда буквально усыпаны обнажения тузкабакской свиты.

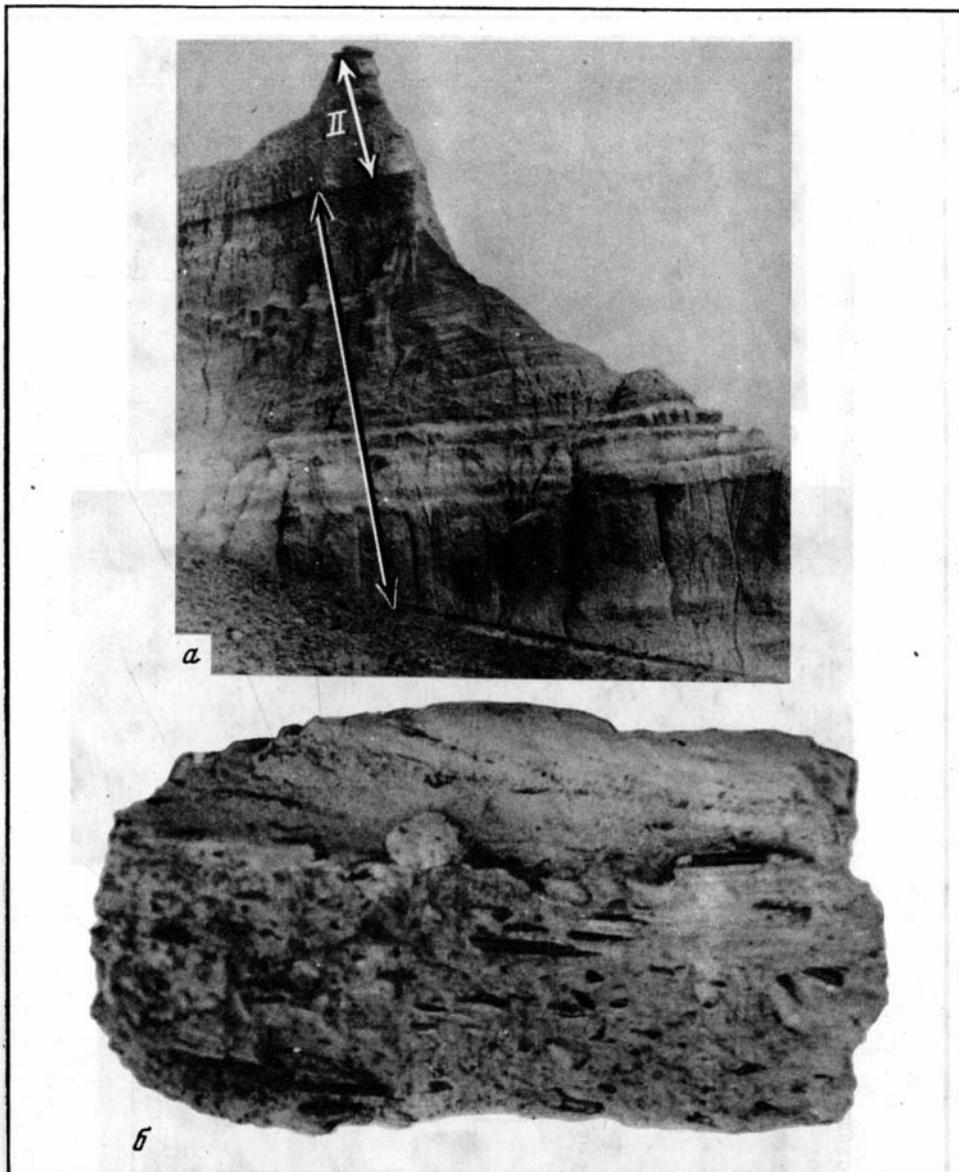
Отложения раннеолигоценовой железисто-карбонатной ассоциации представлены преимущественно озерными, болотными и аллювиально-озерными комплексами фаций. В большинстве случаев характеризуемая толща складывается переслаивающимися зеленоцветными, глинами и алевролитистыми глинами, местами с тонкими линзами мелко- и тонкозернистых песчаников и известковистых глин. Отложения наиболее крупных озер, включающие слои и линзы белых, зеленых и зеленовато-коричневых мергелей и известковистых глин, можно наблюдать, например, в разрезах тузкабакской свиты междуречья Кусто-Кызылжакан, и у р. Конуркура (см. рис. 28, а) в Икном Призайсанье. В глинах и алевролитистых глинах заболачивающихся озер и болот часто заключены редкие полуокисленные обрывки растительной ткани (обрывки листьев, веточек, трав и т.п.).

По-видимому, к особой категории прибрежно-озерных фаций относятся отложения тонких линз и прослоев (0,2-0,3 м) черных омарганцованных алевролитистых глин и алевроитов. Содержание MnO в них иногда достигает 4-5%.

Аллювиальные отложения представлены русловой и пойменной макрофациями. Русловый аллювий складывается линзами и тонкими прослоями преимущественно мелкозернистых (иногда среднезернистых) олигомиктовых песков и песчаников с железисто-кальциево-карбонатным цементом. Обломочные компоненты имеют среднюю и хорошую окатанность. В основании песчаных линз и прослоев часто отмечаются катуны подстилающих глин, перемытые железистые и железисто-марганцевые бобовины. Пойменные фации представлены алевролитами с тонкими линзами и прослоями алевролитистых глин. Цвет пород зеленый с большим количеством бледно-коричневых и коричневых пятен и разводов. Как и озерные отложения, они характеризуются обилием разнообразных по форме конкреций железистых, железисто-кальциевых и кальциевых карбонатов.

Описанные фациально-генетические типы отложений составляют основную часть разрезов железисто-карбонатной ассоциации. Значительно меньше развиты делювиально-пролювиальные образования, которые чаще всего представлены линзами плохо сортированных алевроитов и глин с намытыми скоплениями разнообразных по составу конкреций и полуокатанных обломков костей позвоночных.

В ряде разрезов железисто-карбонатной ассоциации присутствуют горизонты ископаемых почв. Они обычно приурочены к верхам озерных, озерно-болотных циклов седиментации (фациям осушающихся озер, зарастающих болот) и связаны с локальными перерывами осадконакопления; в делювиально-пролювиальных отложениях роль почв возрастает. Древние почвы ассоциации обычно имеют мощность в несколько десятков сантиметров и редко достигают I-I,5 м. Они сложены пестроокрашенными или зеленоцветными глинами и алевроитами. Выделения гидроокислов

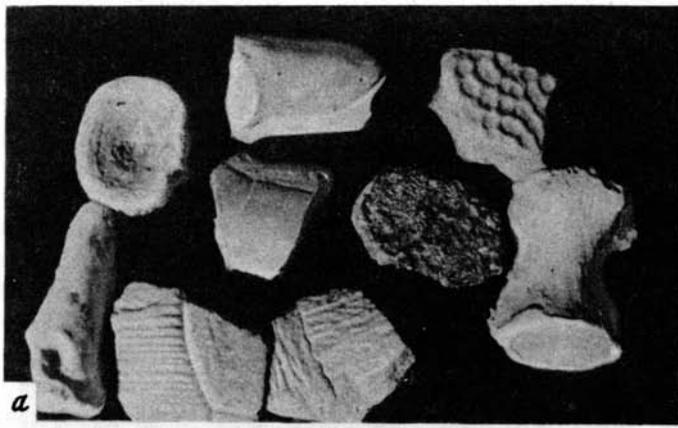


Р и с . 28. Породы тузкабакской свиты в Южном Призайсанье

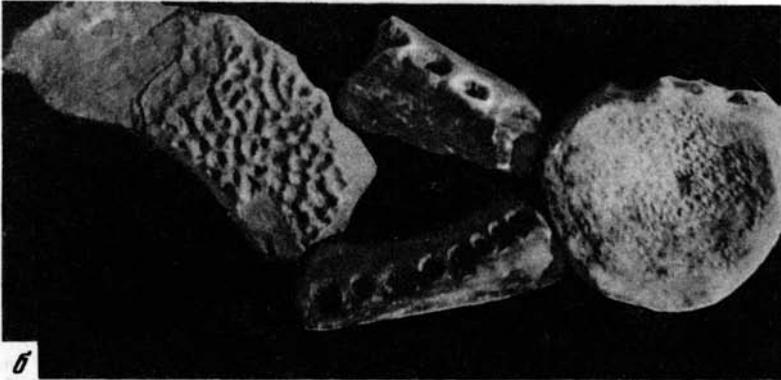
а - белые мергелистые глины, мергели среди глин и алевритов тузкабакской свиты (I), перекрытые с резким размывом белыми алевритами ашугасской свиты (II), разрез Конур-Кура; б - обильные включения обломков костей рыб в озерных песчаниках, разрез Калмакпай

железа имеют бурый или розово-красный цвет, преобладают вертикальные ориентировки пятен по отношению к границам напластования. В этих почвенных горизонтах нарушена первичная седиментационная слоистость, породы становятся комковатыми, в них иногда встречается корневая система растений, замещенная гидроокислами железа или железисто-кальциевыми карбонатами.

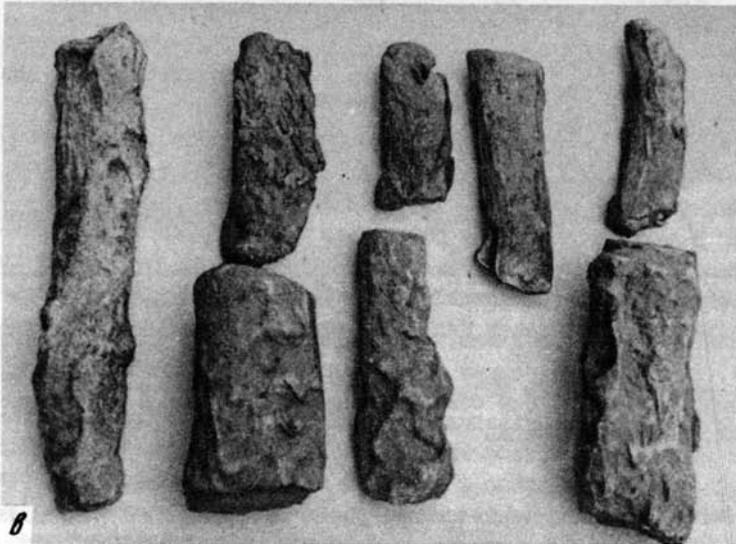
В Южном Призайсанье в отложениях фаций осушающихся озер иногда встречаются отдельные линзы гипсоносных глин. Дело в том, что к югу от предгорий Саур-Тарбагатая отложения железисто-карбонатной ассоциации сменяются типично аридными образованиями. Влияние аридного палеоклимата раннего олигоцена южных



a



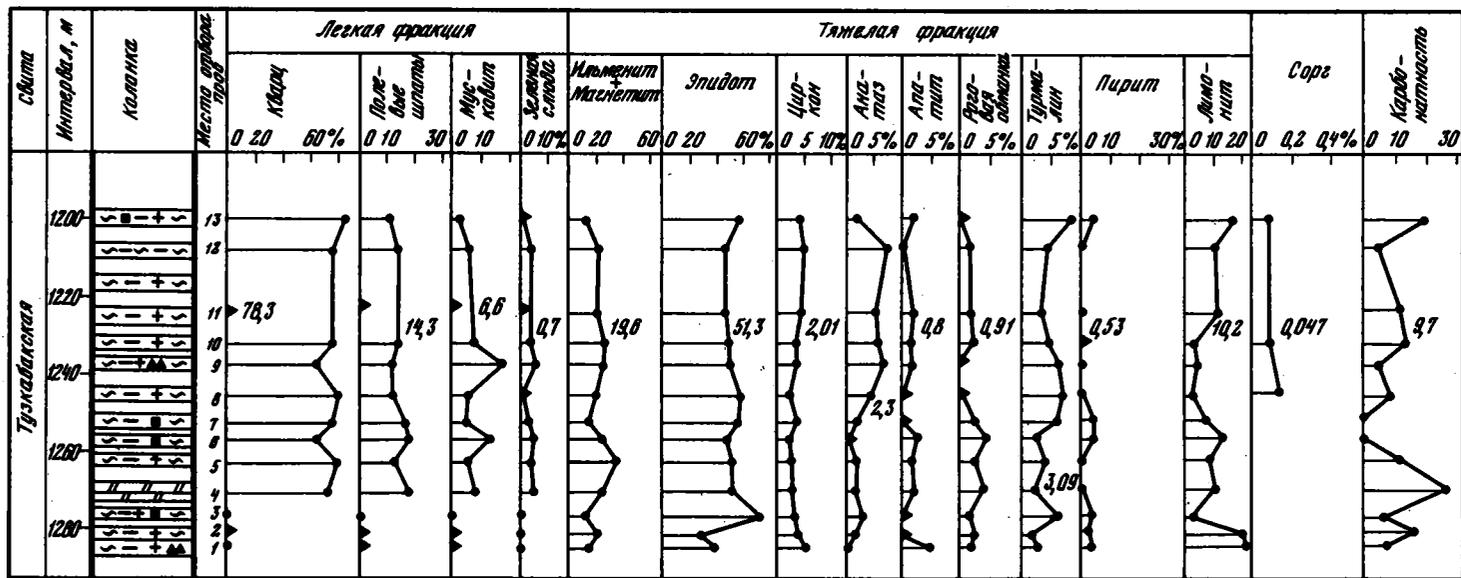
b



в

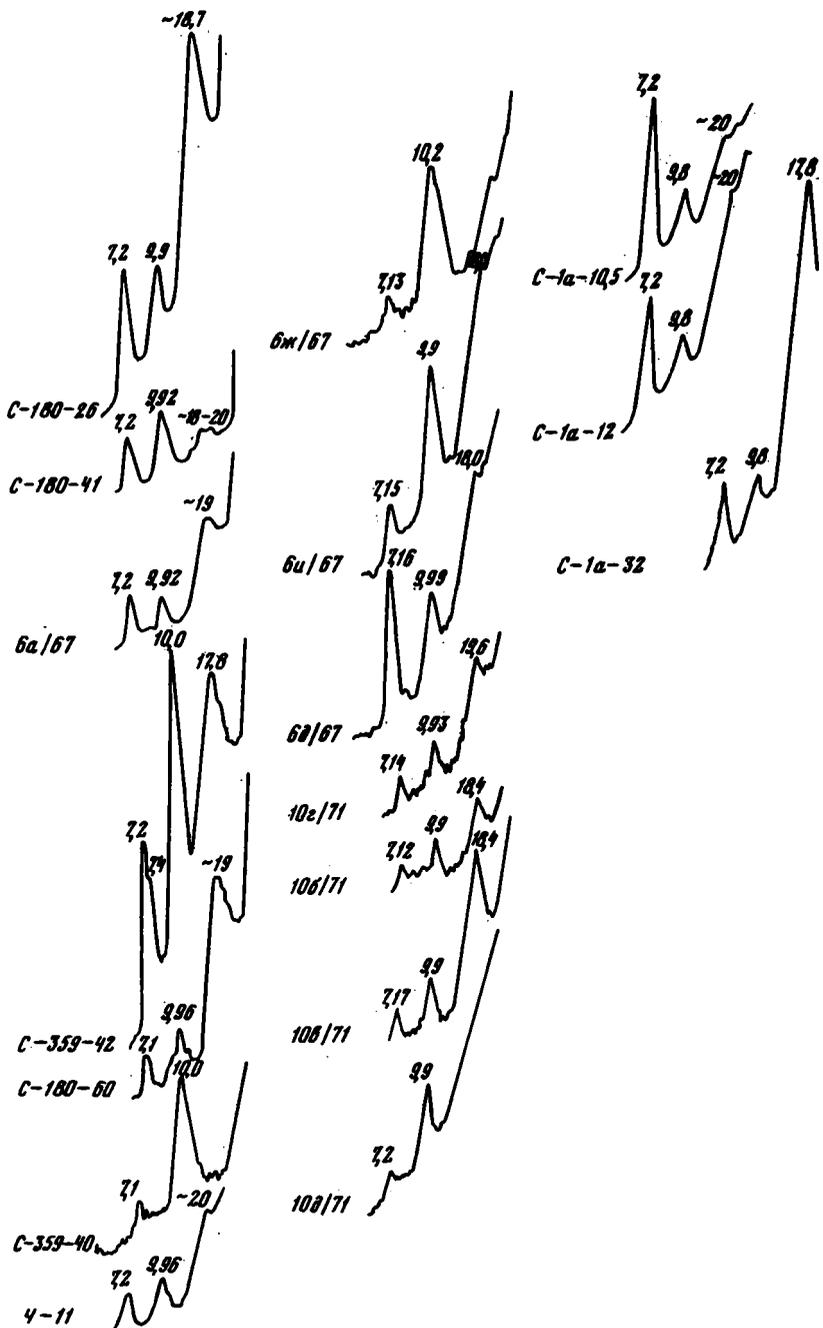
Р и с . 29. Органические остатки из пород тузкабакской свиты Южного Призай-
саяня

a, б - обломки костей рыб, черепах, крокодилов, разрезы: Конур-Кура (*a*),
Кусто (*б*), нат.вел.; *в* - псевдоморфозы железисто-кальциевых карбонатов по
корням растений, разрез Кусто, нат. вел.



Р и с . 30. Диаграммы распределения терригенных и аутигенных минералов в тузубакской свите Зайсанской опорной скважины. Составлена по материалам В.К.Василенко.

▶ - следы минерала; числа посередине диаграмм - среднее содержание минерала



Р и с . 31. Дифрактограммы глинистых фракций (насыщенных глицерином) из пород железисто-карбонатной ассоциации

Зайсанская впадина: С-180-26 - глины зеленые, с коричневыми пятнами, скв. 180, гл. 26 м, участок Акжон; 6а/67 - глины коричневато-зеленые, с костями рыб, разрез Кусто; С-180-41 - глины зеленовато-серые, вязкие, со светло-коричневыми пятнами, скв. 180, гл. 41 м, участок Эспе; С-180-60 - глины белые, с коричневыми пятнами, скв. 180, гл. 60 м, участок Акжон; 4-11 - глины светло-бурные, мергелистые, неслоистые, разрез Чакельмес; 6ж/67 - глины мергелистые, разрез Кусто; С-359-40 - глины красно-коричневые, с прослоями серых, скв.359, гл. 40 м, участок Эспе; 6д/67 - глины зеленые, с редкими коричневыми пятнами

провинций Казахстана и Средней Азии периодически распространялось на пограничные территории Призайсая и сказывалось здесь на характере осадконакопления.

Обломочные компоненты пород железисто-карбонатной ассоциации имеют мезомиктовый и олигомиктовый состав. По результатам изучения керна Зайсанской опорной скважины (данные В.К.Василенко) обломочные компоненты пород тузкабакской свиты (рис. 30) представлены преимущественно кварцем (среднее содержание 78,3%) с небольшой примесью полевых шпатов (14,3%), мусковита (6,6%) и зеленых слюд (0,7%). По сравнению с подстилающей и перекрывающей углстыми толщами в породах железисто-карбонатной ассоциации увеличивается доля кварца (на 8-18%) за счет снижения доли полевых шпатов и слюд. Иначе говоря, состав обломочных компонентов пород описываемой ассоциации отличается большей "зрелостью".

Глинистое вещество различных по генезису и составу пород описываемой ассоциации складывается смесью гидрослюд, монтмориллонита и каолинита (рис. 31). Подобный состав глинистого вещества характерен и для пестроокрашенных глин фации осушающихся озер и болот с горизонтами ископаемых почв (обр. С-180-26, 6а/67, С-180-41, С-180-60), а также для локально встречающихся в породах ассоциации гумусированных алевритов и глин фации заболачивающихся пойм (обр. С-359-42).

Среди буроватых, часто мергелистых глин пересыхающих озер установлено преобладание гидрослюд (обр. С-359-40) либо гидрослюдиисто-каолининовых глин (обр. ч-11). Высокое содержание гидрослюд фиксируется и в озерных мергелистых глинах (обр. 6ж/67), пойменных алевритах (обр. 6и/67).

Преобладание каолинита в полиминеральной глинистой массе отмечено лишь в одном образце (6д/67) озерной фации.

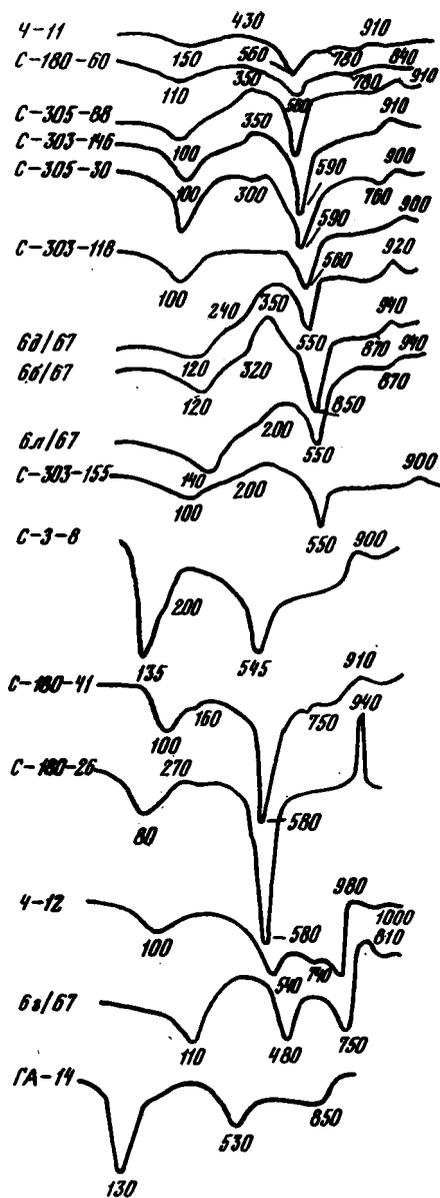
Термограммы различных литологических и генетических разновидностей глины тузкабакской свиты подтверждают полиминеральный состав исследованных проб (рис. 32). Лишь в образцах С-180-41, С-180-26 фиксируется повышенное содержание каолинита, а в образце С-3-8 - монтмориллонита. Эндотермические остановки в интервале 300-320° связаны с присутствием гетита (обр. С-305-30, 6б/67, 6д/67); экзотермическая реакция в интервале 320-350° вызвана содержанием примеси органического вещества (обр. С-180-60, С-305-88, 6б и др.). Появление резкой эндотермической реакции в интервале 750-800° (обр. ч-12, 6г/67) связано с присутствием кальцита.

Аутигенные образования железисто-карбонатной ассоциации отличаются обилием и разнообразием состава и морфологии. Главными из них являются железистые, железисто-кальциевые и кальциевые карбонаты, а также окислы и гидроксиды железа (рис. 33, а-г; 34, а-д).

Карбонаты в подавляющей массе обособляются в породах ассоциации в виде разнообразных конкреций. Кроме того, входят в цемент песчаников и в виде пятен отмечаются в глинах и алевритах. В некоторых разрезах карбонатные породы

Продолжение подписи к рис 31

и гипсом, разрез Кусто; 6и/67 алевриты с конкрециями вторичного гипса, разрез Кусто; С-359-42 - глины алевритистые углстые, скв. 359, гл. 42 м, участок Эспе. Горный Алтай, Чуйская впадина, разрез Красная Горка: 10г/71 - алевриты коричневые, слоистые; 10б/71 - алевриты серые, с коричневыми пятнами; 10в/71 - глины светло-зеленые, с коричневыми пятнами; 10д/71 - глины черные, гумусированные. Тургайский прогиб: скв. 1а, участок Каинды: С-1а-10,5 - глины коричневые, гл. 10,5 м; С-1а-12 - глины зеленые, гл. 12 м; С-1а-32 - глины черные, гумусированные, гл. 32 м



Р и с . 32. Термограммы глинистых фракций железисто-карбонатной ассоциации

Зайсанская впадина (тузкабакская свита): C-305-88 - глины плитчатые, серовато-белые, с коричневыми пятнами, скв. 305, гл. 88 м, участок Уш-Кара; C-303-146 - глины серые, с белыми известковистыми конкрециями, скв. 303, гл. 146 м, участок Роскель-Тума; C-305-30 - глины серо-зеленые, с белыми пятнами, скв. 305, гл. 30 м, участок Роскель-Тума; C-303-118 - глины серовато-белые, с рже-бурыми пятнами, скв. 303, гл. 118 м, участок Роскель-Тума; 6б/67 - глины темно-зеленые, с конкрециями железисто-кальциевых карбонатов, разрез Кусто; 6д/67 - глины зеленые, с карбонатными конкрециями, разрез Кусто; C-303-155 - глины белые и зеленовато-белые, скв. 303, гл. 155 м, участок Роскель-Тума; C-3-8 - глины зеленовато-коричневые, с карбонатными конкрециями, скв. 3, гл. 3 м; ч-12 - глина бурая, известковистая, разрез Чакельмес; 6г/67 - глины мергелистые зеленые, разрез Кусто. Литологическая характеристика проб ч-II, C-180-60, 6д/67, C-180-41, C-180-26 см. в подписи к рис. 31. Горный Алтай, Чуйская впадина (красногорская свита): ГА-14 - глины коричневые, разрез Чаган-Узун

образуют пласти и линзы мергелей и известковистых глин. Многие обнажения тузкабакокой свиты буквально усыпаны карбонатными конкрециями. Они имеют различные размеры (от 3 до 15 см), округлую, геометрически неправильную форму; большая часть из них с поверхности окрашена в коричневые цвета. Подобенная окраска конкреций связана с их химическим составом. Конкрекции серого цвета, с поверхности покрытые коричнево-бурой пленкой окисления, обычно сложены сидеритом. Иногда сидерит образует тонкие линзовидные прослои в породах и отдельные пятнистые обособления. На кривых нагревания (рис. 35, обр. C-358-35 и 687б) этот минерал характеризуется эндотермической реакцией в интервале 310-360°.

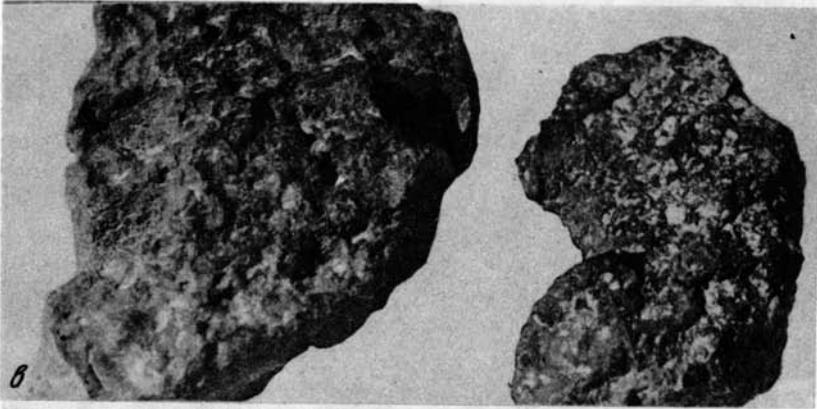
Конкрекции карбонатов, окрашенные с поверхности в бледно-коричневые тона, часто имеют сложный полиминеральный состав. После обработки подобных конкреций слабым раствором соляной кислоты с целью удаления кальция на термограм-



а



б



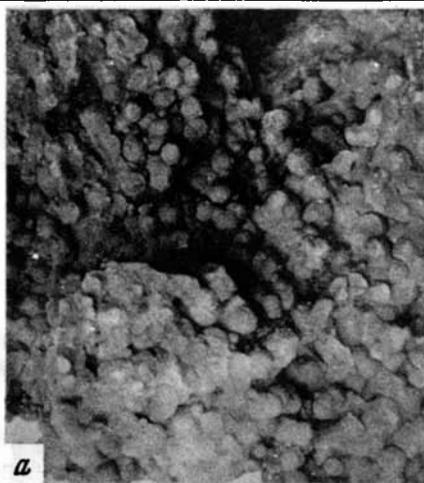
в



г

Р и с . 33. Карбонаты из тузкабакской свиты Зайсанской впадины

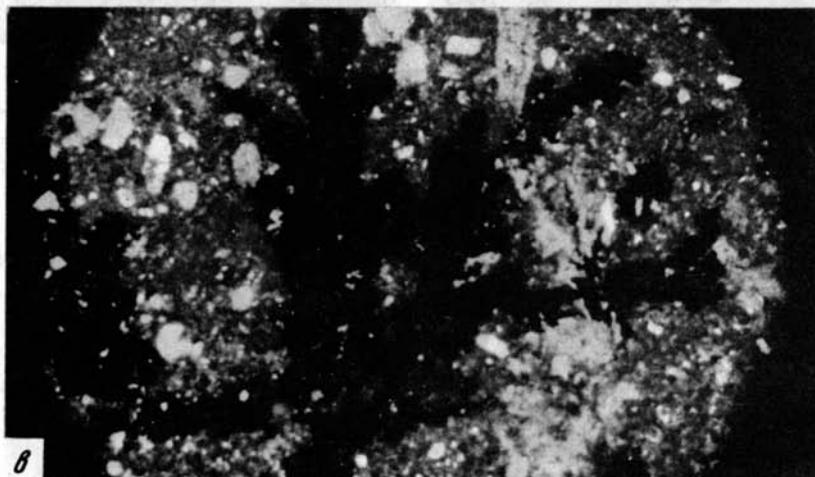
а - конкреции сидерита (темные пятна и полосы) в алеуритах, разрез Тайжуген; б - псевдоморфозы лимонита по конкреции сидерита, разрез Тайжуген; в - конкреции железисто-кальциевых карбонатов коричневого цвета, разрез Калмакпай; г - выходы песчаников с известковистым и железисто-кальциево-карбонатным цементом, разрез Калмакпай



а



б



в



г

Р и с . 34. Выделения аутигенных минералов из тузкабакской свиты Южного Призайсанья

а - оолитовый известняк, разрез Калмакпай, (нат. вел.); б - пелитоморфный известняк с секрецией, заполненной кристаллическим кальцитом, разрез Конур-Кура, шлиф, ув. 30; в - мергель с дендритами гидроокислов марганца, разрез Конур-Кура, шлиф, ув. 30; г - корочки лимонита, разрез Кусто, нат. вел.

мах (см. рис. 35, обр. 36а-2) фиксируются термические остановки сидерита ($660,740^{\circ}$) и других минералов (остановки 590, 440, 215°), природа которых пока не выяснена.

Значительная часть карбонатных конкреций сложена кальцитом (см. рис. 35, обр. С-3318, 108ж). Они обычно имеют белый цвет, иногда с очень бледной коричневой коркой окисления, появление которой обязано, по-видимому, небольшой примеси сидерита или лимонита. Для этих конкреций характерна эндотермическая реакция в интервале $870-900^{\circ}$. Помимо кальцита, в коричневых карбонатных конкрециях фиксируются часто черные пятна и дендриты окислов марганца (см. рис. 34, в). Содержание MnO в таких конкрециях достигает I-I,8%.

Во многих разрезах отмечаются фитоморфозы карбоната по растительным остаткам, большей частью по корням высших растений и обломкам древесных стволов (см. рис. 29). По форме они такие же, как и сульфидные фитоморфозы углесто-сидерит-колчеданной ассоциации. Фитоморфозы тузбакской свиты сложены железисто-кальциевыми и кальциевыми карбонатами пелитоморфной текстуры. В породах они часто ориентированы поперек слоистости (замещенная корневая система).

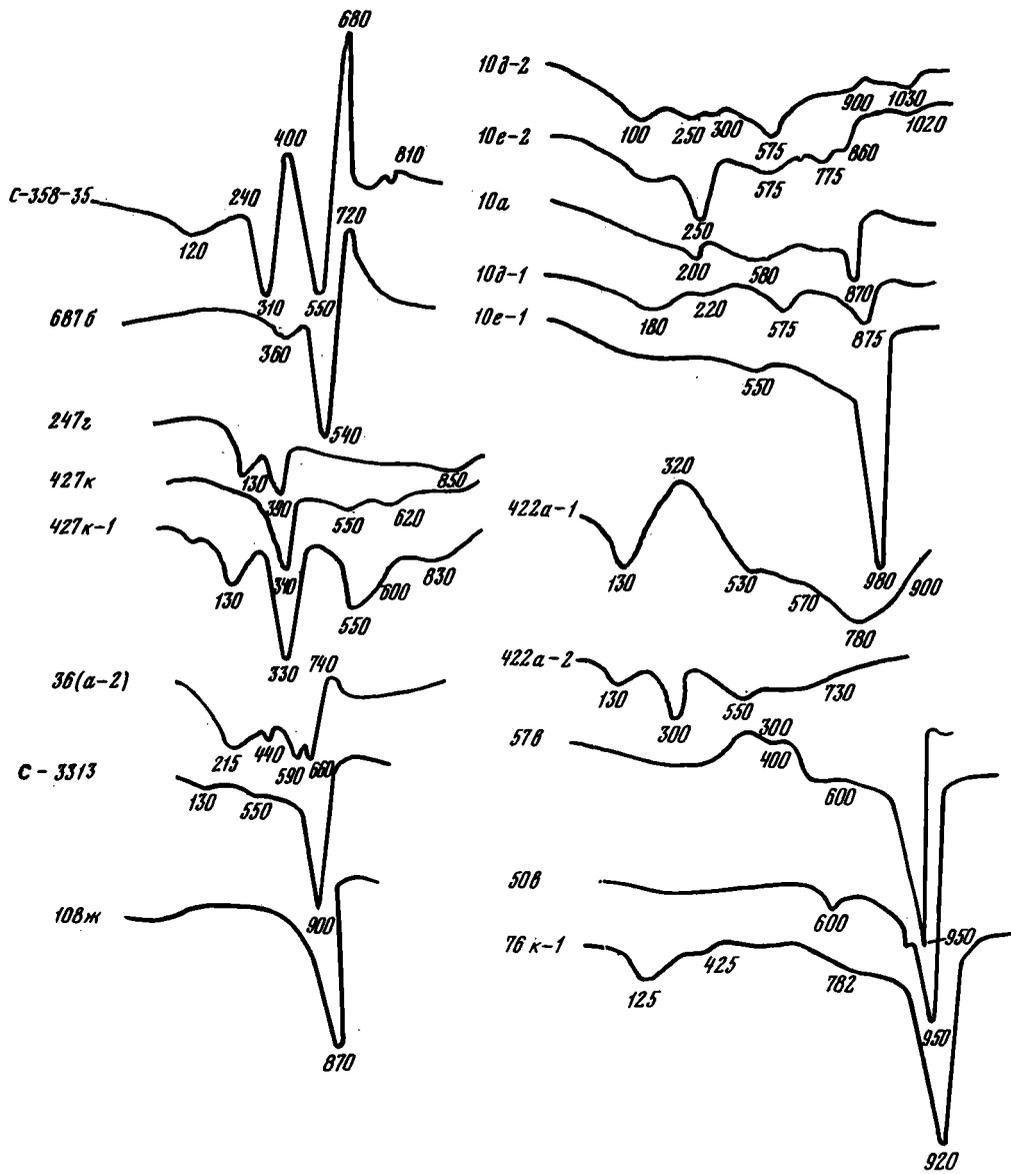
Основная масса карбонатов, цементирующих песчаники, представлена кальцитом, но всегда с примесью железистых карбонатов и лимонита. Поэтому на выветрелой поверхности они повсеместно окрашены в буро-коричневые цвета. В региональных обзорах стратиграфии их описывают под наименованием "перечные песчаники". Иногда они приобретают даже коричневато-черный цвет благодаря присутствию окислов марганца.

Известковистые глины и мергели встречаются в отложениях озерных фаций и слагают отдельные пласти и линзы. Во многих разрезах они отсутствуют. Сами глинистые и алевроитовые породы железисто-карбонатной ассоциации обычно, как показывают данные силикатного анализа, не известковисты. Сумма $CaO + MgO$ не превышает 2-3%. Карбонаты в них сконцентрированы в конкрециях. И только отдельные редкие слои и линзы глинистых пород характеризуются значительной известковистостью.

Оксиды и гидрооксиды железа также входят в состав главных аутигенных образований железисто-карбонатной ассоциации. Большая их часть образует в породах охристые пятна бледно-коричневого, коричневого и бурого цвета. В данном случае оксиды и гидрооксиды железа в виде пленки - "рубашки" обволакивают минеральные частички породы. Довольно частой формой обособления гидрооксидов железа являются мелкие округлые "дробинки" и "горошины" лимонита, рассеянные в породе, а также тонкие "корочки" лимонита на плоскостях напластования (см. рис. 34, г) размером 0,2-0,5 см. Многие конкреции и фитоморфозы сидерита бывают частично, а иногда и полностью замещены лимонитом.

Для многих разрезов описываемой ассоциации весьма характерны линзы и крупные округлые пятна (размером до 0,8 м) черных или темно-бурых марганцево-железистых пород. Под микроскопом такие породы выглядят как алевролиты, плотно сцементированные марганцево-железистым цементом. Содержание Fe_2O_3 в них достигает 40% и выше при содержании MnO до 17%. На термограммах этих пород (см. рис. 35, обр. 247г, 427ж, 427к-1) фиксируется эндотермическая остановка $390-330^{\circ}$, соответствующая лимониту, и целая гамма термических реакций ($130-150^{\circ}$, 550 , $600-620$, $830-850^{\circ}$), так характерных для различных соединений марганца. Большая часть соединений марганца, по-видимому, представлена псиломелан-вадом.

Особенности главного аутигенного минералообразования железисто-карбонатной ассоциации Зайсанского межгорного прогиба хорошо отражаются на данных специального литологического изучения неокисленных пород керна скважин. Так, в Зайсанской опорной скважине (см. рис. 30) аутигенный лимонит в породах описываемой ассоциации составляет 10,2% от всей тяжелой фракции минералов. Карбо-



Р и с . 35. Термограммы аутигенных минералов железисто-карбонатной ассоциации

Зайсанская впадина: С-358-35 - сидерит из оолитовых руд, скв. 358, гл. 35 м; 6876 - конкреция сидерита, разрез Чайбулак; 247г - железисто-марганцовистая конкреция, разрез Ашутас; 427к, 427к-1 - железисто-марганцовистые конкреции - корочки черного цвета, разрез Клин-Кериш; 36а-2 - железисто-кальциево-карбонатная конкреция, обработанная слабым раствором соляной кислоты, разрез Тайжузген; С-3313 - песчаник с известковистым цементом, скв. 3313 юго-восточнее г. Чакельмес, гл. 15 м; 108ж - песчаник с известковистым цементом, разрез Калмаклай; Горный Алтай: 10д-2, 10е-2, 10а, 10д-1, 10е-1 - железисто-марганцовистые конкреции с примесью кальцита, разрез Красная Горка. Прииртышье: 422а-1 - железисто-марганцовистая конкреция и 422а-2 - лимонитовая конкреция, разрез Кривенское. Тургайский прогиб: 57в - железисто-кальциево-карбонатная конкреция, разрез Кулебай-Баксы-Жиланчик; 50в - железисто-кальциево-карбонатная конкреция, разрез Ашитастытургай; 76к-1 - известковистая конкреция, разрез Шинтузсай

натность составляет 9,7%, что связано с наличием в породах железистых (сидерит), железисто-кальциевых и кальциевых карбонатов. Характерны для пород чрезвычайно малое содержание органического вещества (0,047%) и малое содержания сульфидов (0,53%). Аналогичную картину мы наблюдаем по анализу реакционноспособных форм железа (табл. 3). Видно, что среди легко растворимых форм железа в отдельных пробах преобладает закисное железо, а в других - окисное. Это явление, скорее всего, связано с тем, что в одних пробах резко преобладает железо сидеритов и железисто-кальциевых карбонатов (железо двухвалентное), а в других - трехвалентное железо лимонита. Оно отражает собой главную черту аутигенного минералогенеза железисто-карбонатной ассоциации - одновременное образование минералов окиси и гидроокиси железа и сложной гаммы железистых, железисто-кальциевых и кальциевых карбонатов.

Из второстепенных аутигенных образований можно назвать сульфиды железа и гипс. Сульфиды железа (пирит, марказит) иногда обнаруживаются в редких линзах пород, содержащих обугленный растительный детрит. Чаще всего сульфиды присутствуют в виде мелкой вкрапленности. Гипс обособляется в форме редких конкреций и прожилков (секущих) в породе, преимущественно в фациях пересыхающих озер и чаще всего в южных районах впадины, близ границы с зоной аридного палеоклимата. Костные остатки позвоночных замещены в основном фосфатом с существенной примесью кальцита и лимонита.

Впадины горных областей Алтая

В Чуйской и Курайской впадинах отложения раннеолигоценовой железисто-карбонатной ассоциации описаны под наименованием "красногорская свита" /Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/. В сводном разрезе палеогена Чуйской впадины красногорская свита занимает такое же положение, как и тузкабаковская свита Зайсанского межгорного прогиба. Она сменяет вверх по разрезу углистые осадки позднего эоцена и с размывом перекрывается углистыми отложениями среднего-позднего олигоцена. Иллюстрацией сказанному может служить буровой профиль правобережья р.Талды-Дюргун (см. рис. 18). В прибортовых частях Чуйской впадины отложения красногорской свиты иногда трансгрессивно налегают непосредственно на складчатый палеозойский фундамент, и тогда в основании свиты отмечаются слои и линзы плохо окатанных галечников и щебеночников. Лучшие обнажения свиты располагаются в бассейне Чаган-Узуна и вдоль южных подножий Курайского хребта.

Повсеместно описываемая толща сложена переслаивающимися глинами, алевро-тистыми глинами и алевроитами зеленовато-коричневой, коричневой и бурой окраски с отдельными прослоями зеленых и даже темно-серых (редко) глин и алевроитов. Общая окраска толщи полосчато-пятнистая, когда один и тот же слой по простиранию может менять тона окраски от зеленых до бурых. В массе глинисто-алевритовых отложений выделяются редкие линзы мезомиктовых песков и песчаников с железисто-карбонатным цементом, иногда щебеночников и галечников. В некоторых алевроитах и глинах присутствуют обломки полувыветрелых и выветрелых палеозойских сланцев. Характерной чертой отложений красногорской свиты является массовое выделение шаровых конкреций, линз и прослоев сидеритов. Особенно обильны они в обнажениях бортов долины р.Талды-Дюргун. Именно это явление побудило Е.Н.Щукину /1960/ к выделению в составе палеогена Чуйской впадины "озерной глинисто-сидеритовой свиты". Мощность свиты в прибортовых частях впадины от 30 до 50 м. К внутренней части Чуйской впадины мощность красногорской свиты увеличивается /Розенберг, 1976/. Одновременно начинают преобладать зеленые окраски пород и появляются пласты известковистых глин и мергелей.

В составе отложений данной породной ассоциации преобладает комплекс фации

Таблица 3

Содержание органического вещества и форм железа в породах тузкабакской свиты Зайсанской впадины, вес. %

Номер образца, место взятия	Fe ⁺⁺ раств.	Fe ⁺⁺⁺ раств.	Fe ⁺⁺ раств. тр.	Fe ⁺⁺⁺ раств. тр.	Fe _{пир.}	Fe _{вал.}	CO ₂	C _{орг.}
С-2/232-2I, скв. 2/232, гл. 2I м	0,6I	0,17	0,28	2,17	0,18	1,46	-	-
С-258-142, скв. 258, гл. 142 м	0,06	3,69	0,12	3,72	0,1	7,69	-	-
С-2/232-13, скв. 2/232, гл. 13 м	0,11	3,8	0,11	3,57	0,06	7,65	0,1	-
С-359-25, скв. 359, гл. 25 м	4,8I	0,29	-	0,48	0,1	5,65	4,45	-
С-359-60, скв. 359, гл. 60	0,11	1,23	-	1,78	0,08	3,20	1,25	-
С-26/258-17, скв. 26/258, гл. 17 м	0,22	1,79	0,39	0,17	0,08	2,65	-	-
С-359-40, скв. 359, гл. 40 м	0,56	1,46	-	3,56	0,08	5,66	11,65	-

Примечания: I. Fe⁺⁺ раств. - железо двухвалентное растворимое, Fe⁺⁺⁺ раств. - железо трехвалентное растворимое, Fe⁺⁺ раств. тр. - железо двухвалентное труднорастворимое, Fe_{пир.} - железо пиритное, Fe_{вал.} - железо валовое.

2. Обр. С-2/232-2I - алевритистый песок; обр. С-258-142 - глина коричневая с лимонитовыми бобовинами; обр. С-2/232-13 - алеврит зеленовато-серый; обр. С-359-25 - алеврит зеленовато-серый; обр. С-359-60 - глина коричневая с зелеными пятнами; обр. С-359-40 - глина пестроцветная и красная.

3. Анализ произведен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

периодически осушающихся озер и болот с горизонтами ископаемых почв (пестроцветные глины и алевриты). Им подчинены делювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения (глинистые щебни, пески, гравийно-галечники и пойменные алевриты). В центральных районах впадины подавляющая часть отложений представляет собой фации крупных озерных бассейнов.

Обломочные компоненты пород красногорской свиты имеют мезомиктовый состав. И только в прибортовых частях впадины некоторые линзы пород обогащены полимиктовыми обломками, в большинстве случаев интенсивно выветрелыми.

Глинистое вещество пород имеет полиминеральный состав и состоит из смеси гидрослюда, каолинита и монтмориллонита (в разных пропорциях). Иногда присутствуют смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования. Данный состав глинистого вещества характерен для различных по литологии и генезису отложений (см. рис. 31, обр. 10г/7I, 10б/7I, 10в/7I, 10д/7I; рис. 32, обр. 1А-14). Отмечается только некоторое возрастание доли монтмориллонита в фации зеленоцветных глинистых осадков крупного озерного бассейна (обр. 10в/7I) и, напротив, исчезновение этого минерала в гумусированных озерно-болотных глинах (обр. 10д/7I).

Комплекс главных аутигенных образований красногорской свиты в принципе аналогичен таковому тузкабакской свиты Зайсанской впадины. Некоторым отличиям

ем его от тузбабакского является довольно значительное преобладание сидерита над другими аутигенными обособлениями карбонатов.

Большая часть сидеритов обособляется в виде шарообразных и эллипсоидных конкреций размером от 5 до 20 см. Встречаются конкреции сидерита размером до 0,7 м, которые некоторыми геологами ошибочно принимались за валуны. Химический анализ сидеритовой конкреции показал содержание в нем FeO 18,97%, Fe₂O₃ II, 73%, MnO 0,69%, CaO 9,48%, MgO I, 55% и P₂O₅ 3,80%. Учитывая эти данные, можно сказать, что сидеритовые конкреции частично окислены (сравнительно высокое содержание трехвалентного железа), содержат примесь кальциевых карбонатов и, по-видимому, фосфатов. Сидерит также образует линзы в породах и тонкие прослойки мощностью до 15 см. Очень часто сидерит, иногда в смеси с кальцитом и окислами марганца, образует плотный цемент песчаников или в виде неправильной формы пятен цементирует алевролиты.

Конкреции карбоната кальция резко подчинены сидеритовым и имеют бледно-коричневый или белый цвет. По направлению к центральным частям Чуйской впадины, согласно данным Л.И.Розенберга /1973/, их доля в аутигенном комплексе увеличивается. Появляются и пласты мергеля.

Окислы и гидроокислы железа обособляются в виде пятен в породах, мелких дробинках и горошин, а также, как и в Зайсанской впадине, слагают в породах редкие пятна, линзы, конкреции псиломелан-лимонитового состава (см. рис.35, обр. I0д-2) часто с примесью кальцита (обр. I0е-2, I0д-I, I0е-I, I0а).

Следует отметить, что в породах красногорской свиты Горного Алтая в составе второстепенных аутигенных образований не отмечен гипс. Зато присутствие колчеданов здесь несколько увеличивается.

Западно-Сибирская плита и Тургай

Почти на всей территории Западно-Сибирской низменности распространены морские отложения чеганской свиты. Континентальные фации названной свиты ранее практически почти никем не выделялись и не описывались. Если иногда и упоминалось о таковых, то это носило характер условных стратиграфических корреляций. В последние годы благодаря разбуриванию периферии низменности в районах Павлодарского Прииртышья и Тургай были получены и фактические данные о континентальных аналогах чеганской свиты. Поскольку эти данные во многом новы и не получили еще детального освещения в литературе, авторы вынуждены привести здесь некоторые послонные описания разрезов.

В Павлодарском Прииртышье к отложениям железисто-карбонатной ассоциации относится толща коричневых, буровато-зеленых и пестро-коричневых алевритов и глин с рассеянными бобовинами лимонита и железистых карбонатов, обнажающихся в обрывах р.Иртыша в районе пос. Кривенского. Кроме того, эта же толща вскрыта сетью буровых скважин в 50-100 км западнее г.Экибастуз в долине р.Шидерты. В нижней части разреза отложения ассоциации обычно связаны постепенным переходом с углистой толщей верхнего эоцена, охарактеризованной листовыми отпечатками флоры, или трансгрессивно залегает на породах палеозойского фундамента. На правом берегу р.Иртыша у пос. Кривенского описываемая толща мощностью 10,7 м подстилается отложениями раннеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, видимая часть разреза которой представлена пачкой алевритов серовато-белого цвета. Выше залегают:

Мощность , м

- I. Глины алевритистые, серовато-зеленые, с тонкими прослоями алевритов, с большим количеством пятен коричневого цвета и железисто-карбонатными, железисто-марганцовистыми и лимонитовыми конкрециями 2,5

2. Глины зеленые, с коричневыми пятнами (общего коричневого цвета с поверхности); у верхнего контакта-прослой (0,1 м) темно-серых глин	1,7
3. Алевриты зеленовато-серые, с большим количеством бурых пятен, с железисто-карбонатными конкрециями	2,5
4. Глины коричневатозеленые, с бурыми пятнами и редкими железисто-карбонатными конкрециями	4

Выше с размывом залегают гравийники антропогена.

Скважиной 60 в районе пос. Шидерты данная толща вскрыта в интервале 3-22 м, Здесь с размывом на коре выветривания порфиритов (снизу вверх) залегают:

Мощность, м

1. Глины зеленовато-коричневые, с бурыми пятнами; в нижней части обогащенные гравием	8
2. Глины бурные, со светло-серыми пятнами, с лимонитовыми бобовинами размером до 0,4 см	2
3. Глины зеленовато-серые, с коричневыми пятнами, местами с мелкими известковистыми либо железисто-карбонатными конкрециями	5
4. Глины желтовато-серые, сверху с коричневыми и бурыми пятнами, встречаются обломки кремнистых пород размером до 0,5 см	3

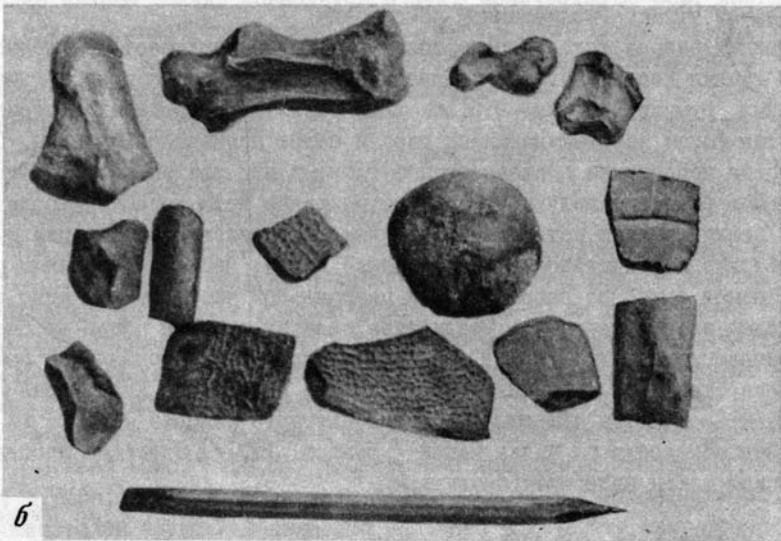
Выше с размывом залегают гравийно-галечные отложения неогена. Скв. 60 является одной из многих в серии меридиональных профилей, пробуренных к западу от пос. Шидерты. В большинстве этих скважин хорошо прослеживается зелено-буроцветная глинистая толща железисто-карбонатной ассоциации, залегающая с размывом на выветрелых породах палеозойского фундамента, а в переуглублениях рельефа сменяющаяся вниз по разрезу углистыми отложениями верхнезоценового возраста.

Руководящих палеонтологических остатков в описываемой толще обнаружено не было, но ее положение в разрезе региона, а также большое литологическое сходство с нижнеолигоценовой тузкабакской свитой Зайсанской впадины позволяют проводить между ними прямую корреляцию. В фациальном отношении в разрезах железисто-карбонатной ассоциации Павлодарского Прииртышья преобладающее развитие получает комплекс фаций озер, болот, рек, часто содержащий горизонты пестроцветных почв. В породах ассоциации большая роль принадлежит аутигенным железистым карбонатам и лимонитовым и псиломелан-лимонитовым конкрециям (термограммы конкреций см. на рис. 35, обр. 422а-1, 422а-2).

Как уже говорилось, в Тургае континентальным аналогом чеганских отложений является сарыинская (челкарнуринская) свита. Она может быть сопоставлена с верхней частью тузкабакской свиты Зайсанской впадины. Сарыинская (челкарнуринская) свита, до 40-50 м мощностью, залегают на отложениях морской чеганской свиты или породах палеозойского фундамента, а в западной (Приуральской) части прогиба - на отложениях раннеолигоценовой углистой уркимбайской свиты.

В восточном борту Тургай обнажения железисто-карбонатной ассоциации хорошо прослеживаются по правым склонам долин рек Сарытургай и Каратургай - это бурая толща глин с прослоями алевритов, слагающая преимущественно нижнюю часть обрывов (рис. 36,а), местами содержащая обломки фауны (рис. 36,б).

Полный разрез ассоциации описан нами в скв. 1^а, пробуренной на правобережье р.Жаман-Канды.



Р и с . 36. Выходы пород саринской (челкарнуринской) свиты и обломки костей позвоночных

а - обнажение в разрезе Шилисай (правый берег р.Саритургай); б - обломки костей из обнажений Мынуска-Суйек

В характеризуемом районе на черных палеозойских сланцах в интервале 8,0-33,8 м залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевриты пепельно-серые, горизонтальнослоистые, плитчатые	0,8
2. Глины черно-серые, с голубоватыми пятнами, неслоистые, местами с горизонтальной слоистостью	3
3. Глины зеленовато-серые, алевритистые, переходящие в темно-серые и черные, неслоистые, комковатые	2
4. Глины темно-зеленые, с коричневыми пятнами, с неясной горизонтальной слоистостью, с отпечатками лимонита по растительному детриту	1,5

5. Глины светло-зеленые, в средней части содержат прослой песков (0,1 м) кварцевых, с бурными лимонитовыми конкрециями	0,5
6. Глины коричневато-зеленые, постепенно переходят в зеленые с коричневыми пятнами, содержат лимонитовые дробины	4
7. Глины коричневые, местами с голубовато-серыми пятнами и лимонитовыми дробинами	4
8. Глины коричневые, с серыми пятнами, местами с прослоями серых либо коричневых глинистых алевроитов	3,5
9. Глины зеленовато-серые, с мелкими вишнево-красными пятнами вертикальной формы	2
10. Глины голубовато-зеленые, с сереными и коричневыми пятнами . .	0,5
II. Глины коричневые, плотные, с мелкими лимонитовыми дробинами (до 0,5 см)	I
12. Глины светло-желтые и белые, с коричневыми пятнами, количество которых возрастает книзу	2

Выше с размывом залегают белые алевроиты и алевроитистые глины средне-верхнеолигоценовой углисто-колчеданной ассоциации.

Приведенный разрез железисто-карбонатной ассоциации имеет двучленное строение. Его нижняя часть складывается зеленоцветной пачкой алевроитов и глин, местами черных, гумусированных. Это локально развитые в пределах восточного борта Тургай фации заболачивающихся озер и болот приморской равнины. Основная часть разреза ассоциации сложена бурными глинами или алевроитами, в которых преобладающее развитие получает фация осушающихся пойм, озер или болот с горизонтами пестроцветных почв. Многие почвенные горизонты ассоциации имеют вишнево-красные вертикально ориентированные пятна. При прослеживании разрезов челкарнуринской свиты по направлению к центральной части Тургай ярко проявляется еще одна их особенность - увеличение зеленых окрасок пород за счет уменьшения коричневых и пестроцветных. Эти изменения хорошо проявляются при просмотре керн скважин в профилях, пробуренных в районе рек Каратургай и Жиланчик. В качестве примера существенно зеленоцветного разреза ассоциации приведем описание обнажения из чинка Машай /Сахаров, 1971/. Здесь на морских глинах чеганской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины фиштакково-зеленые, комковатые	I
2. Глины красно-коричневые, карбонатные	2
3. Глины фиштакково-зеленые, комковато-оскольчатые, с белыми карбонатными включениями, приуроченными к верхней части слоя, где наблюдается прослой (0,5 м) красно-коричневых глин	2,5
4. Пески тонкозернистые, светло-серые, кварцево-слюдистого состава, с зёрнами темноцветных минералов	0,5
5. Глины серые, песчанистые, содержащие включения тонкозернистого песка, с раковинами крупных остракод	0,3
6. Глины зеленовато-серые, сильно песчанистые, переполненные створками раковий крупных остракод	0,3
7. Глины серые, в выветрелом состоянии листоватые, содержат включения (2-5 см) ржаво-желтого песка, в нижней части слоя сильно песчанистые	0,4
8. Глины зеленовато-серые, песчанистые, слоистые, при высыхании имеют щелеватую отдельность; местами ожелезнены	0,4
9. Пески глинистые, светло-зеленовато-серые, местами ожелезненные, с мелкими белыми карбонатными включениями	I

10. Глины зеленовато-серые, местами розовые за счет ожелезнения, слабо песчанистые	5
11. Глины зеленые, комковато-оскольчатые, с обильными карбонатными включениями	0,8
12. Глины бледно-желтые, оскольчатые, карбонатные	0,6
13. Глины фиолетово-зеленые, комковато-оскольчатые, по трещинам слабо ожелезненные	2,6
14. Пески тонкозернистые, кварцевые, с примесью слюды и темноцветных минералов	1,5
Суммарная мощность 18,4 м.	

Появление зеленоцветных глин, мергелистых глин и мергелей в центральных частях Тургайского прогиба, наличие горизонтально-слоистых песчанистых пород, хорошая их сортировка - все это свидетельствует о накоплении осадков преимущественно в озерной обстановке.

Обломочные компоненты челкарнуринской свиты имеют существенно кварцевый или олигомиктовый состав. По данным В.А.Сахарова /1971/, содержание кварца обычно колеблется в них в количестве 80-88%, иногда снижаясь до 60%, полевые шпаты составляют 7-12%, иногда 40%, слюды - 1-7%.

Глинистое вещество различных по литологии и генезису пород челкарнуринской свиты имеет полиминеральный состав. Его термограммы и рентгенограммы (см. рис. 31, обр. С-1а-10,5; С-1а-12) свидетельствуют о присутствии каолинита, гидрослюда и примеси монтмориллонита. Содержание последнего иногда резко возрастает (обр. С-1а-32), что обычно связано с перемывом монтмориллонита из глинистых пород чеганской свиты.

Аутигенные минералы челкарнуринской свиты представлены лимонитом, сидеритом, железисто-кальциевыми карбонатами, кальцитом.

Лимонитовые бобовины и дробины размером 0,5-10 мм встречаются во многих разрезах ассоциации (рис. 37,а). Среди конкреций и цемента песчанников наиболее часто присутствуют железисто-кальциевые карбонаты, окрашенные в коричневый цвет, белые выделения кальцита, сидерита. В ряде обнажений карбонаты образуют псевдоморфозы по корням и веткам растений. Иногда они замещают целые стволы деревьев (рис. 37,б,в). Термограммы карбонатов приведены на рис. 35 (обр. 57в, 50в, 76к-1). Результаты данных анализов свидетельствуют, что основным минералом конкреций является кальцит; в качестве примеси часто присутствуют сидерит, лимонит, соединения марганца.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ И ОТНОШЕНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АССОЦИАЦИИ

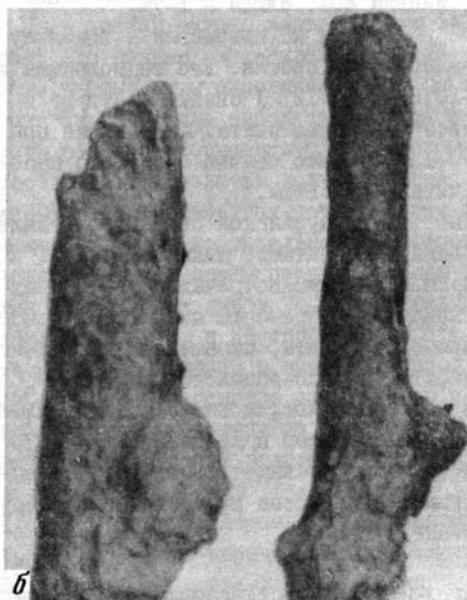
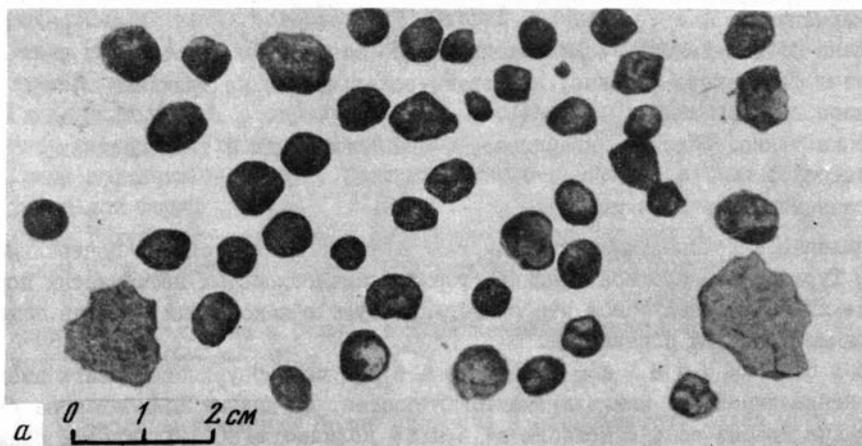
Региональный обзор состава и строения раннеолигоценовой железисто-карбонатной ассоциации убеждает нас в том, что на всем протяжении от юго-восточных склонов Урала и до высокогорных областей Алтая и Саур-Тарбагатая данная породная ассоциация отличается постоянством своих специфических литологических характеристик. Они могут быть сведены к следующему.

1. Преимущественно глинисто-алевритовый состав отложений. Песчаные разности пород имеют резко подчиненное значение и слагают маломощные линзы и пропластки. Грубообломочные породы (галечники, гравелиты) чрезвычайно редки.

2. Преобладающая часть отложений представлена озерными, болотными и аллювиально-озерными фациями.

3. Относительно высокая степень "зрелости" обломочных компонентов пород - они имеют мезо- и чаще олигомиктовый состав.

4. Полиминеральный (двух-трехкомпонентный) состав глинистого вещества пород.



Р и с . 37. Аутигенные минералы из сарынской (челкарнуриной) свиты Тургайского прогиба

а - лимонитовые дробины и стяжения, разрез Сарытургай; псевдоморфозы железисто-кальциевых карбонатов из разреза Шинтузсай: б - по корешкам (1/2 нат. вел.); в - по стволу дерева

5. Слабая насыщенность пород углефицированной растительной органикой. Последняя представлена только в отдельных линзах и прослойках и часто сильно окислена.

6. Полосчато-пятнистый тип окраски пород, составленный из сочетания зеленых и буро-коричневых тонов.

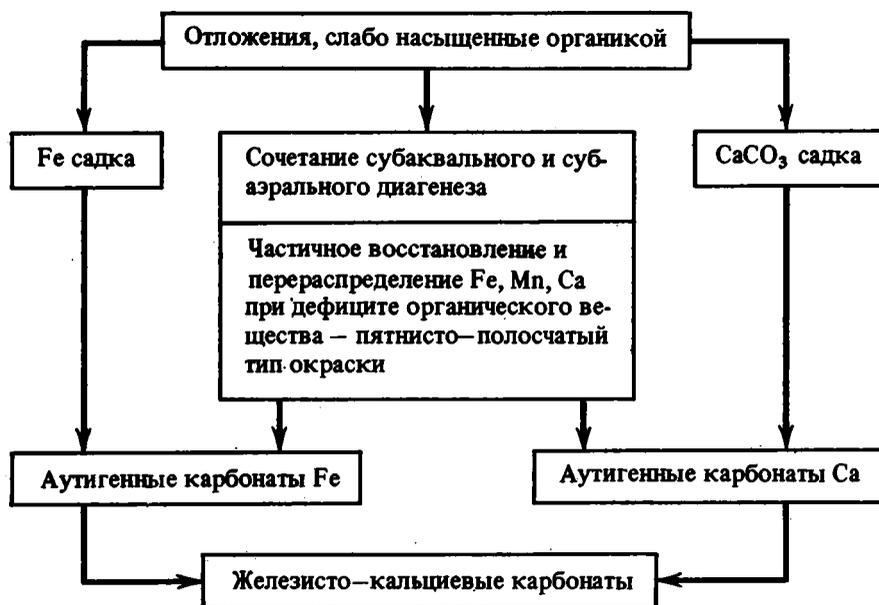
7. Интенсивное аутигенное минералообразование, характерной чертой которого является тесная ассоциация железистых, железисто-кальциевых и кальциевых кар-

бонатов с окислами и гидроокислами железа. Специфической чертой комплекса главных аутигенных образований является примесь того или иного количества окислов марганца.

Вот основные литологические и литогенетические характеристики (параметры) континентальных отложений железисто-карбонатной ассоциации. Они более или менее постоянны для разрезов ассоциации межгорных прогибов, впадин орогенных областей и платформ. Из них чертами главных системообразующих свойств породной ассоциации обладает совокупность характеристик 5, 6 и 7. Именно эта совокупность образует тот общий фон (идентификационный комплекс), на который проецируются все остальные литологические и фациально-генетические частности ассоциации в любой из рассмотренных геоструктурных областей. Реальная связь составляющих данной совокупности выражена довольно четко (а через нее и связь слагающих ассоциацию пород).

Дефицит органического вещества в породах железисто-карбонатной ассоциации обуславливает только частичное восстановление и перераспределение окислов и гидроокислов железа. С этим явлением связана полосчато-пятнистая окраска пород, составленная сочетанием зеленых (железо восстановлено или вынесено) и буро-коричневых (железо окислено) тонов. Часть перераспределяемого железа образует соединения двухвалентной его формы в виде разнообразных конкреций, линз и фитоморфоз сидерита. С явлением перераспределения железа тесно связаны процессы восстановления марганца до двухвалентной формы, миграция и перераспределение его в породах совместно с двухвалентным кальцием. Другая часть перераспределяемого железа, благодаря дефициту органического вещества и, следовательно, неустойчивости процессов восстановления, выпадает в форме окислов и гидроокислов, образуя округлые лимонитовые дробины и горошины, корочки по слоистости, пленки на зернистых агрегатах, пятна и т.п. Формирование пятнистых бурых и красных окрасок пород, возникновение стяжений гидроокислов железа нередко были связаны также с накоплением осадков ассоциации в субаэральной обстановке и преобразованием их в древних почвах (субаэральный диагенез).

Вышеохарактеризованная структура связи элементарных составляющих ассоциации может быть выражена следующей схемой:



Благодаря данной структуре связи элементарные составляющие железисто-карбонатной ассоциации – горные породы, их слои и пачки – повсеместно проявляют себя как единая совокупность, как определенный тип природной физико-химической системы. Идентификационный комплекс породной ассоциации (литологические характеристики 5, 6 и 7) может рассматриваться при этом как набор переменных величин. Их отношение друг к другу может испытывать некоторые количественные и качественные изменения. Так, например, в разрезах ассоциации впадин Горного Алтая наблюдается резкое преобладание аутигенного сидерита над карбонатами кальция с одновременным возрастанием аутигенных окислов и гидроксидов железа в породах. В Зайсанской впадине и Тургае, наоборот, преобладают железисто-кальциевые и кальциевые карбонаты. Однако общая структура связи при этом не нарушается.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗА

Относительно хорошая литологическая изученность отложений раннеолигоценовой железисто-карбонатной ассоциации и их исключительное богатство разнообразными палеонтологическими остатками позволяют более или менее однозначно интерпретировать главные особенности физико-географической обстановки времени ее формирования. Приводимые ниже характеристики климатов и ландшафтов раннего олигоцена относятся к территории юга Западно-Сибирской низменности, северной части Казахстана и Алтая. Севернее перечисленных регионов простиралось обширное чеганское море, а территория южной части Казахстана и гор Средней Азии располагалась, как показывают последние данные изучения разрезов палеогена, в аридном палеоклиматическом поясе (рис. 38, см. вкладку).

Климат эпохи образования железисто-карбонатной ассоциации был влажным субтропическим муссонного типа (сказывалась близость обширного чеганского моря). Об этом свидетельствуют органические остатки, присутствующие в отложениях описываемой ассоциации. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют в целом влаголюбивую тропическую и субтропическую растительность с небольшой примесью представителей хвойно-широколиственной теплоумеренной флоры. По видовому составу и экологическим особенностям флора раннего олигоцена Северо-Западной Азии существенно не отличается от флоры предшествующего позднеэоценового времени (когда здесь формировалась углисто-сидерит-колчеданная ассоциация), и обе они относятся к типу субтропических флор Полтавской ботанико-географической области /Ильинская, 1962; Ржаникова, 1968; Ерофеев, Ржаникова, 1969; Ерофеев, Цеховский, 1966; и др./. В Зайсанской впадине и Горном Алтае в раннем олигоцене отмечается даже больше представителей влаголюбивой флоры (водоросли, влаголюбивые травы и т.п.), нежели в позднем эоцене.

На характер климата и ландшафтов однозначно указывают и костные остатки позвоночных, принадлежащих представителям фауны тропических лесов и водоемов. Судя по наблюдаемым танатоценозам /Лавров, 1959; Ерофеев, 1969/, фауна раннего олигоцена подразделяется на две экологические группы: фауна водно-болотных ландшафтов и фауна лесов и влажной саванны.

К первой экологической группе относятся представители болотных носорогов, титанотериев, свинообразных и гигантских носорогов – пристинотериев и индрикотериев. Из пресмыкающихся сюда входили крокодилы-аллигаторы и водные черепахи – трионикиды. Обилие водных черепах – триониксов, по мнению палеозологов В.С.Бажанова и В.В.Кузнецова, может свидетельствовать о муссонном типе палеоклимата. Все перечисленные представители группы заселяли заболоченные заросли побережий озер, протоков и заливов, частично влажные заболоченные лесные массивы (энтелодонт), а также сами водоемы (крокодилы, водные черепахи, рыбы).

Вторая экологическая группа включает представителей позвоночных, таких, как халикотерий, гобиомерикс, мелких явчных гелицид и сухопутных черепах - тестудид. Это обитатели более или менее сухих водораздельных пространств с ландшафтами лесов и влажной саванны.

Как видно, раннеолигоценая железисто-карбонатная ассоциация отличается однотипностью состава и строения разрезов. Повсеместно она сложена преимущественно тонкообломочными глинисто-алевритовыми осадками. Роль относительно грубых осадков несколько увеличивается только в разрезах прибортовых частей впадин Горного Алтая, но и здесь они имеют резко подчиненное значение. Во впадинах орогенных областей Алтая и Саур-Тарбагатай, в Зайсанском межгорном прогибе и в пределах Западно-Сибирской плиты данная породная ассоциация постепенно сменяет вверх по разрезу более грубые в целом отложения позднеэоценовой углистой толщи. В строении разреза железисто-карбонатной ассоциации отмечается гораздо меньше разного рода внутриформационных размывов, нежели в подстилающей углистой толще. Характер напластования пород более спокойный, выдержанный. Все это свидетельствует о том, что формирование данной ассоциации осуществлялось в условиях затухания тектонической активности как орогенных областей, так и платформы, в условиях снижения динамики эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов.

Следствием пассивности тектонического режима явилась общая слабость, вялость эрозионно-денудационных процессов в областях мобилизации исходных компонентов пород, особенно процессов аккумуляции в континентальных бассейнах осадконакопления. На обширных пространствах заболоченных озерно-речных равнин областей седиментации накапливались преимущественно глинисто-алевритовые осадки и только в русловых фациях аллювия и у побережья больших озер формировались маломощные песчаные ленты и полосы мелкозернистых олигомиктовых песков. С низкой динамикой эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов связано также явление дефицита органики в породах железисто-карбонатной ассоциации.

Н.М.Страхов, рассматривая вопрос о благоприятных условиях для накопления органического вещества в континентальных отложениях, отмечает /Страхов, 1960, с.362/: "Не сама по себе та или иная разновидность гумидного климатического режима порождала массовые угленакопления, а сочетание ее с определенным благоприятным для углеобразования тектоническим режимом". В регионах с вялым тектоническим режимом "тектонические движения благодаря своей медленности здесь, по существу, как бы выключаются из процесса формирования угольного пласта либо редко и мало в нем участвуют" /там же, с.361/. Справедливость этого заключения Н.М.Страхова прекрасно иллюстрируется примером железисто-карбонатной ассоциации. Дело в том, что в связи с пониженной динамикой аккумулятивных процессов происходит захоронение в осадках только небольшой части органического вещества, тогда как подавляющая его часть окисляется и разлагается на месте и мигрирует в растворенной форме. Мы не видим здесь поступления и большой массы растительной органики аллохтонного происхождения, как в эпохи формирования углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций. Слабая эрозия водоразделов и низкая динамика водных потоков не способствуют переносу и захоронению в осадках большой массы растительной органики аллохтонного происхождения.

В отличие от законов накопления органического вещества подобный тектонический режим оптимальным образом способствовал некоторой концентрации карбоната кальция в накапливающихся осадках. Н.М.Страхов /1960, с.264-271/ отмечает, что осаждение известковистых осадков в водоемах гумидных климатических зон осуществляется почти всегда. Однако количество карбоната кальция в илах контролируется скоростью поступления в бассейн седиментации терригенного материала. В орогенных ландшафтах поступление обломочного материала резко возрастает. Здесь происходит разбавление в илах карбоната кальция большой массой

приносимого терригенного материала (как в случае с углисто-сидерит-колчеданными ассоциациями). В тектонически же пассивных ландшафтах в связи с медленным поступлением обломочного материала создаются благоприятные условия для обогащения илов карбонатом кальция. Это фактически мы и видим на примере железисто-карбонатной ассоциации.

В процессе диагенеза осадков те небольшие количества органики, захороняемые в илах, расходовались на восстановление окисных и гидроокисных соединений железа и марганца, в обилии поступавших из аллювия областей сноса. Однако органического вещества было настолько мало, что процесс восстановления железа часто останавливался где-то на "полпути": часть железа восстанавливалась, а другая часть его оставалась по-прежнему в форме окиси и гидроокиси. Этот процесс частичного восстановления и перераспределения железа прекрасно отражен во внешнем облике пород ассоциации - основная масса их имеет коричнево-зеленую окраску, на фоне которой выделяются пятна и разводы коричневого и коричнево-бурого цвета, обусловленного присутствием окислов и гидроокислов железа.

Тем не менее органического вещества было достаточно для перераспределения реагирующих компонентов в осадках и формирования разнообразного по составу конкреционного комплекса карбонатов и гидроокислов. Миграция двухвалентных металлов осуществлялась в форме бикарбонатов $Fe(HCO_3)_2$, $Mn(HCO_3)_2$ и $Ca(HCO_3)_2$. Нарушение карбонатного равновесия приводило к выпаданию в осадок карбонатов этих металлов и образованию многочисленных и разнообразных по составу конкреций сидерита, сидерит-кальцита, кальцита и сложных железисто-кальциево-марганцевых карбонатов. Карбонатами цементировались и более пористые песчаные осадки. Другая часть железа окислялась, образуя лимонитовые и лимонит-псиломелановые пятна, конкреции, горошины и дробины.

Кроме того, большая часть осадков железисто-карбонатной ассоциации испытывала превращение в породы в субаэральной обстановке (субаэральный диагенез). В геологической литературе сущность процессов субаэрального диагенеза раскрыта плохо /Шанцер, 1966/. К этим процессам мы относим накопление осадков в аэральной обстановке, осушение, окисление, растрескивание, разрастание на осадках почв и воздействие процессов почвенного литогенеза. В свою очередь почвенный литогенез включает в себя /Тимофеев и др., 1977/ преобразование осадков в породы в почвенных профилях, внутриформационных горизонтах выветривания или за пределами элювиальных профилей в зоне воздействия на осадки грунтово-почвенных вод. Таким образом, к сфере действия процессов субаэрального диагенеза, в отличие от мнения Е.В.Шанцера /1966/, нами относятся и процессы почвенного литогенеза, часто во многом определяющие направленность преобразований осадков в субаэральной обстановке.

В отложениях железисто-карбонатной ассоциации процессы субаэрального диагенеза способствовали формированию бурочетных пород, возникновению многочисленных маломощных почвенных профилей (еще плохо изученных), содержащих мелкие вертикально ориентированные коричневые, красно-коричневые и зеленовато-серые пятна ожелезнения или осветления, стяжения гетита, железисто-кальциевых карбонатов.

Таким образом, накопление преимущественно тонких алевритово-глинистых осадков, повышенная садка железисто-кальциевых карбонатов, захоронение в осадках чрезвычайно малых количеств органических веществ, проявление как субаэрального, так и субаквального диагенеза осадков - вот те главные минералообразующие процессы, которые привели к формированию железисто-карбонатной ассоциации пород.

Следовательно, господствующими геохимическими обстановками среды осадко-накопления в областях седиментации в эпоху складывания железисто-карбонатной

ассоциации являются карбонатная слабовосстановительная и нейтральная слабо-окислительная обстановки, образующие непрерывные сочетания в пространстве и во времени. Нарушения этого сочетания происходило, по-видимому, крайне редко, ибо разрезы описываемой породной ассоциации отличаются однообразием состава и литохимического облика. Такое однообразие условий среды литогенеза накладывает свой отпечаток на все литологические и фациально-генетические составляющие железисто-карбонатной ассоциации, направляя их формирование и сочетание в строго определенном направлении и по определенному типу.

Из всего вышеприведенного описания видно, что накопление осадков железисто-карбонатной ассоциации отражает собой определенный этап развития гумидной суши - начальную стадию затухания здесь тектонических движений и выравнивания рельефа. Этот этап обычно непосредственно сменяет во времени эпохи активизации тектонических движений и орогенеза.

ПРИМЕРЫ ДРЕВНИХ АНАЛОГОВ АССОЦИАЦИИ

Железисто-карбонатная породная ассоциация очень широко распространена в разрезах континентальных отложений разных возрастов. В начальном разделе мы уже говорили о том, что повсеместно, где данная породная ассоциация более или менее твердо устанавливается, она занимает строго определенное положение в разрезе - над угленосными толщами. С ними она всегда связана постепенными переходами.

Хорошим примером сказанному может служить разрез континентального мезозоя и верхнего палеозоя Кендерлыкской впадины Саур-Тарбагатай. Здесь описываемый тип ассоциации повторяется дважды в разрезе и занимает в нем четкое положение - это тайсуганская (тигровая) свита нижней кры и ужумская свита верхней перми. Н.Я.Шевченко /1974/, изучивший в последние годы разрез континентального верхнего палеозоя и мезозоя этой впадины, так и описывает вышеназванные свиты под наименованием "железисто-карбонатные формации". Приведем краткую характеристику состава и строения этих толщ.

Тайсуганская свита нижней кры согласно залегает на отложениях рэт-юрской угленосной толгойской свиты и связана с ней постепенными переходами. Она перекрывается с разрывом конгломератами нижнего мела. Мощность свиты до 250 м. Свита сложена тонко переслаивающимися (мощность слоев от 0,5 до 2 м) зеленовато-серыми и темно-серыми (до черных) аргиллитами, алевролитами и алевропесчаниками, с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников бледно-коричневого и желто-коричневого цветов. Окраска пород полосчатая, из-за чего свита первоначально была названа тигровой /Нехорошев, 1956/. В региональных обзорах стратиграфии темно-серые и черные аргиллиты тайсуганской свиты непременно описывались как углистые. Однако при химическом изучении пород оказалось, что значительная часть темных окрасок пород обязана не органическому веществу, а тонкорассеянными оксидам марганца. Во многих слоях отмечается рассеянный в породе полуокисленный растительный детрит. Песчаники преимущественно кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелко- и тонкозернистые. Крупно- и грубозернистые песчаники встречаются крайне редко и слагают тонкие, быстро выклинивавшиеся линзы. В разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты. Некоторые из них содержат небольшое количество рассеянного карбоната кальция.

Разрезы тайсуганской свиты характеризуются обилием аутигенных минеральных образований. Среди них наибольшим распространением пользуется сидерит. Им сложены отдельные линзы и прослойки мощностью 0,1-0,3 м, округлые конкреции и чаще пятна неправильной формы в алевролитах и аргиллитах. Как видно по данным химического анализа (табл.4), сидериты тайсуганской свиты имеют значительную примесь карбонатов кальция и магния, а также карбонатов (?) и окис-

Таблица 4

Химический состав аутигенных образований тайсуганской свиты нижней юры Кендерлыкской впадины

Компоненты	Кп-247	Кп-250	Кп-24I	Компоненты	Кп-247	Кп-250	Кп-24I
SiO ₂	21,44	19,96	16,84	P ₂ O ₅	0,78	0,68	0,48
п.п.п.	22,84	21,5	17,1	MnO	2,52	3,36	4,44
Fe ₂ O ₃	2,79	5,91	47,53	TiO ₂	0,93	0,85	1,02
FeO	26,3	26,3	Нет	K ₂ O	1,2	1,06	0,72
Al ₂ O ₃	8,08	7,35	7,0	Na ₂ O	0,54	0,49	0,42
CaO	7,39	7,39	1,42	Сумма	99,14	99,18	100,42
MgO	4,33	4,33	3,45				

Примечания: 1. п.п.п. - потери при прокаливании.

2. Обр. Кп-247 - сидерит; обр. Кп-250 - сидерит; обр. Кп-24I - псиломелан-лимонитовая конкреция.

3. Анализ произведен в химической лаборатории ГИН АН СССР

лов марганца. Благодаря последним некоторые сидериты и сидеритовые песчаники окрашены в темно-серые, почти черные цвета.

Оксиды и гидроксиды железа присутствуют в породах в виде неправильной формы пятен, прожилков, а также образуют псиломелан-лимонитовые конкреции коричнево-черного цвета.

Найденные в отложениях тайсуганской свиты растительные отпечатки изобилуют папоротниками и хвощевыми и характеризуют в целом влаголюбивые фитоценозы.

Ужумская свита верхней перми согласно залегает на отложениях угленосной акколканской свиты и с резким размывом перекрывается конгломератовой толщей позднего триаса (аккальская свита). Свита сложена тонко переслаивающимися зеленовато-серыми и темно-серыми (до черных) алевролитами и аргиллитами и желто-коричневыми мезомиктовыми песчаниками и алевро-песчаниками. Цемент песчаников в большинстве случаев сидеритовый и сидерит-кальцитовый. Отложения изобилуют тонкими прослоями, линзами и разнообразными конкрециями сидеритов коричнево-серого цвета. Отмечаются пятна омарганцевания и линзы псиломелан-лимонитовых пород. В средней и верхней частях разреза довольно часты тонкие (0,1-0,15 м) линзы и прослой темно-серых известняков с текстурой "конус в конус".

В отложениях ужумской свиты довольно часто встречаются фитоморфозы кальция и сидерита. В обнажениях левобережья р. Акколки встречены вертикально стоящие (по отношению к напластованию) древесные пни в диаметре до 0,5 м, замещенные карбонатом кальция (рис. 39). Мощность толщи до 60 м.

Хорошим примером типичной железисто-карбонатной парагенетической ассоциации может считаться раннекарбоневая надкарагандинская свита Карагандинского угольного бассейна. Свита имеет мощность до 500 м и согласно (с постепенным переходом) залегает на угленосной карагандинской свите (визе-нампр). Как пишет Г.А. Кушев /1963, с.118/, "о существовании толщи, лежащей выше карагандинской свиты, предполагали еще в первые годы исследований бассейна, но она не выделялась в самостоятельную свиту и называлась обычно в геологических отчетах неопределенным термином "верхи карагандинской свиты"... . Перекрывается надкарагандинская толща конгломератами базальных слоев долинской угленосной свиты.

Описываемая толща сложена тонко переслаивающимися зеленовато-серыми и темно-серыми аргиллитами и алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, окрашен-



Р и с . 39. Окаменевший ствол дерева (замещенный карбонатом кальция), ориентированный поперек слоистости аргиллитов ужумской свиты

ными в "перечный" цвет (на выветрелой поверхности). Отдельные слои и пачки имеют пятнистую зеленовато-бурую окраску. К верхам разреза бурные тона окраски становятся более частыми, что послужило основанием Г.Л.Кушеву к выделению этой части разреза в самостоятельную свиту, которую он назвал алабасской. Однако большинством геологов она включается в состав надкарагадинской свиты.

В составе отложений описываемой толщи иногда отмечаются тонкие линзы и пропластки углистых аргиллитов, но они тяготеют к низам толщи - переходным слоям к карагадинской угленосной свите. Полосчато-пятнистая окраска пород надкарагадинской свиты не обнаруживает устойчивости от разреза к разрезу. Как справедливо указывает Г.Л.Кушев /1963, с.119/, "характерная для пород свиты пятнистость в одних разрезах слабо развита, в других - выступает почти во всех слоях аргиллитов и алевролитов; карбонатность песчаников также не выдержана - одни бурно вскипают от соляной кислоты, другие не вскипают совершенно".

Отложения надкарагадинской свиты включают обильные выделения аутигенных карбонатов, окислов и гидроокислов железа. Железистые, железисто-кальциевые и кальциевые карбонаты образуют различной формы конкреции и фитоморфозы. Согласно исследованиям Е.А.Слатвинской и В.В.Лаврова /1972/, конкреции железистых и кальциевых карбонатов в отложениях надкарагадинской свиты находятся примерно в равных пропорциях. Сидеритом слагаются также отдельные тонкие прослой и линзы. В ряде разрезов верхов свиты отмечаются маломощные линзы известняков озерного генезиса. Окислы и гидроокислы железа обособляются в виде неправильной формы пятен в породах, придавая им пеструю окраску.

Многие геологи /Слатвинская, Лавров, 1970, 1972; и др./ формирование отложений надкарагадинской свиты объясняли влиянием аридизации палеоклимата и связанного с этим "вырождением" угленосности, появлением кальциевых карбонатов и бурных окрасок пород. Однако детально изучавшая этот вопрос В.В.Коперина /1956/ не подтверждает мнения об аридизации палеоклимата в надкарагадинское время. Напротив, изучение флоры, производившееся М.И.Борсуком и М.Н.Радченко, так же как и изучение филлопод и остракод, предпринятое Б.Е.Мирошни-

ченко, В.С.Заспеловой, М.С.Булиной и др., приводит к заключению, что в составе флоры и фауны не проявляется изменений, связанных с изменениями климата при переходе от так называемых "фаший сухих равнин", распространенных в надкарагадинской свите, к озерно-болотным фашиям угленосных долинской и наддолинской свит. Исходя из этих заключений и наблюдений над фашиальным составом отложений надкарагадинской и перекрывающих ее свит, В.В.Коперина совершенно справедливо объясняет появление данного парагенеза пород другими причинами - различными условиями дренажа и стока вод, которые контролируются тектоническими факторами. Теперь, когда мы располагаем многочисленными палеонтологическими и фашиально-литологическими данными, свидетельствующими о гумидном типе палеоклимата эпохи формирования палеогенового литогенетического аналога надкарагадинской свиты, этот вывод В.В.Копериной представляется весьма убедительным.

Примеров древних аналогов палеогеновой железисто-карбонатной ассоциации Северо-Западной Азии можно было бы привести еще достаточно много. Но это едва ли внесет что-либо новое в уже приведенные характеристики типа парагенеза. Выбранные нами примеры взяты из наиболее хорошо изученных и широко известных разрезов континентального мезозоя и палеозоя. Считаю, что на этих примерах достаточно хорошо видны своеобразие и автономность этого типа парагенеза горных пород, выделяемого под наименованием железисто-карбонатной ассоциации в разрезах континентальных серий различного возраста.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ГЕМАТИТ-КАОЛИНОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация континентальных отложений более или менее четко обозначилась только в последнее десятилетие, хотя отдельные стороны ее внутренних парагенетических связей и отношений изучались литологами в течение очень продолжительного времени. Пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация - сравнительно редкое явление в разрезах крупных континентальных бассейнов седиментации. Малая мощность отложений, фрагментарность распространения на площади и чрезвычайно плохая, в большинстве случаев, палеонтологическая охарактеризованность отрицательным образом сказываются на изучении и прослеживании в разрезах данной ассоциации. В силу того, что эти отложения по внешнему облику и минералого-петрографическому составу часто трудно отличать от образований коры выветривания, во многих случаях их описывали как элювиальные или частично перемещенные продукты коры выветривания. Считалось, что близкое переотложение продуктов коры выветривания уже само по себе объясняет все текстурно-структурные и вещественные особенности данных отложений. В результате многие геологи стали описывать их в составе так называемой формации коры выветривания, куда включались как элювиальные образования, так и продукты их ближайшего переноса. Вместе с тем отсутствие более или менее четких представлений о формах связи переотложенных и элювиальных образований коры выветривания, о механизме формирования и составе отложений вносило много неясного в принципы самого выделения этой формации /Казаринов, 1973/.

С вопросами выделения и генетической трактовки формации коры выветривания теснейшим образом связана проблема бокситорудных эпох и бокситорудных формаций. Дело в том, что с континентальными пестроцветными гематит-каолиновыми осадочными образованиями связаны месторождения бокситов. Они тщательно и разносторонне изучались на протяжении многих лет. Благодаря этому были решены коренные вопросы минералогии бокситов, выяснены условия залегания, генетические их разновидности, особенности вещественного состава руд и вмещающих отложений. На основе добытого материала стали оформляться теоретические положения о бокситорудных эпохах в геологической истории континентов и боксито-

рудных формациях. И вот именно в этот момент, когда геологи вплотную подошли к широким теоретическим обобщениям, наиболее ошутимо почувствовали "пробелы" наших знаний о континентальных отложениях, связанных с корами выветривания, и наши упущения в методике их исследования. Поясним это на некоторых примерах.

Выделение бокситорудных эпох в геологической истории континентов в настоящее время базируется только на возрастной датировке известных бокситорудных месторождений. При этом по мере нахождения новых месторождений в разных интервалах стратиграфической шкалы множилось и количество эпох бокситообразования. Так, например, Б.М.Михайлов /1974/ выделяет протерозойско-раннекембрийскую, девонскую, каменноугольную, триас-юрскую, мел-палеогеновую и олигоцен-четвертичную эпохи бокситонакопления, т.е., за малым исключением, он причисляет к этим эпохам почти все геологические эры и периоды.

Когда говорят об определенных эпохах в истории Земли, то имеют в виду если уж не глобальные, то во всяком случае какие-то весьма крупные геологические явления, устанавливаемые на значительных участках континентов. Таким образом, если выделять, допустим, каменноугольную эпоху бокситообразования на Русской платформе, то необходимо указывать и те специфические черты литогенеза, которые проявляются в данный период на всей платформе или ее значительной части. Ибо собственно бокситорудные отложения этого возраста составляют только ничтожно малую часть всех континентальных отложений карбона платформы. Так чем же была ознаменована эта эпоха бокситообразования за пределами бокситорудных фаций?

Другие геологи, например Г.Р.Кирпаль /1976/, говорят о возрастной и пространственной миграции бокситового оруденения в Казахстане с триас-юрского времени до раннего палеогена включительно. В таком случае вопрос о специфических бокситорудных эпохах в истории континентов вообще отпадает, ибо бокситы образовывались в любую из указанных исторических эпох в определенных фациальных зонах (по Г.Р.Кирпалю, это гумидные приморские участки континента). Таким образом, в настоящее время неясно, существовали ли в геологической истории континентов специфические бокситорудные эпохи и какие литогенетические процессы характеризуют их за пределами бокситорудных фаций.

Если вышеохарактеризованный подход к выделению эпох бокситообразования еще в какой-то мере оправдан, то этого нельзя сказать в отношении бокситорудных формаций. Д.Г.Сапожников дает такое определение этой формации: "Осадочная бокситоносная формация представляет собой закономерно построенный комплекс осадочных отложений, связанных совместным нахождением, характеризующихся общностью происхождения и включающих пласты бокситов или бокситовых пород" /1972, с.352/. На практике именно так и получается - называют бокситоносной формацией те пачки пород, в которых уже известны залежи бокситов. А если таковые не известны в регионе, то какую часть разреза считать за адекватную эпохе бокситообразования и бокситорудной формацией? Этот вопрос возникает не из простого любопытства - он своим острием упирается в прогнозный анализ бокситоносности регионов. И вот когда подобный вопрос становится на повестку дня, то оказывается, что мы не знаем, в чем заключается постулируемая нами "закономерность" построения бокситорудной формации и чем выражается "общность происхождения" составляющих ее членов. Не случайно одни геологи считают угленосные толщи крупных областей седиментации соответствующими эпохам бокситообразования, другие отдают предпочтение кремнистым формациям, красноцветным и т.д. Все это говорит о слабой изученности данного круга вопросов и о том, что, детально исследуя вещественный состав и условия образования собственно бокситорудных месторождений, геологи не обращали такого же пристального внимания на их возрастные и литогенетические эквиваленты, в которых не были известны залежи бокситов. В результате мы судим о характере бокситорудных эпох

и особенностях их ведущих литогенетических процессов на континентах только на основе изучения таких, практически эфемерных образований, как бокситовые залежи и месторождения. О том же, что происходило в данные эпохи за пределами бокситорудных месторождений и районов, на несоизмеримо более значительных участках континента, мы имеем самые туманные представления.

Путь выхода из сложившейся ситуации мог быть только один — это по возможности детальное изучение широко распространенных в бассейнах континентальной седиментации отложений, являющихся возрастными и литогенетическими эквивалентами известных бокситорудных образований. Рассмотрение бокситорудных месторождений и районов на фоне разновозрастных литогенетических событий на значительной части континента открывает многие, до этого завуалированные или неподмеченные особенности бокситорудных формаций и эпох. Только после подобного рассмотрения можно содержательно говорить о бокситорудных эпохах и формациях, о характерных для них литогенетических явлениях и процессах.

Достижение поставленной цели затруднялось многими объективными причинами. Особенно это касается древних (палеозойских, мезозойских) формаций коры выветривания. Решение задачи в значительной мере облегчилось в связи с изучением молодых датско-нижнепалеогеновых бокситов в Казахстане и Западной Сибири.

Молодые бокситорудные месторождения и районы Казахстана и Енисейского края на протяжении долгих лет успешно изучались А.Н.Волковым, Б.А.Туриним, М.А.Кальменевым, К.В.Боголеповым, Е.Т.Бобровым, Г.Р.Кирпалем, Н.А.Лисициной, М.В.Пастуховой, Б.М.Михайловым, Ф.Г.Пасовой и многими другими геологами и коллективами. Над проблемами обоснования возраста бокситоносных отложений работали В.Н.Барбашинова, Е.Д.Заклинская, П.А.Попов, З.К.Пономаренко и др.

Детальные сведения о стратиграфии и вещественном составе дат-палеогеновой бокситорудной толщи и ее безрудных эквивалентов Казахского нагорья изложены в монографиях В.Н.Разумовой /1961/, К.В.Никифоровой /1960/ и В.В.Лаврова /1957/. Такого же типа исследования проведены К.В.Боголеповым /1960, 1961/ в пределах Енисейского края и на юго-востоке Западной Сибири. Данными работами было положено начало широким исследованиям не только бокситорудных отложений, но и разновозрастных им континентальных образований, в которых не установлено бокситового оруднения.

В конце 50-х и в 60-х годах в связи с проведением на обширной территории Казахстана и Западной Сибири среднемасштабной геологической съемки и специальных литолого-стратиграфических исследований непрерывно множилось сведения о новых районах распространения континентальных отложений, которые по возрастным и некоторым литогенетическим показателям могут считаться эквивалентами дат-нижнепалеогеновой бокситорудной толщи. Множились и разнообразные палеонтологические находки из пограничных слоев континентальных отложений мела и палеогена. Большое значение имел при этом сам факт установления широкого развития дат-нижнепалеогеновых континентальных отложений в разрезе Зайсанской впадины — лучшим разрезе континентального палеогена СССР. Данные отложения, выделенные первоначально под наименованием кремнисто-гидротитовой формации /Лавров, Ерофеев, 1958; Ерофеев, 1969/, распространены в пределах всей Зайсанской впадины и на отдельных участках окружающей ее горной территории. Они имеют здесь максимальную мощность (до 200 м), хорошо обнажены и наиболее полно охарактеризованы палеонтологически. Это способствовало постановке и проведению здесь широких исследований стратиграфических и палеогеографических эквивалентов бокситорудной толщи Казахстана и Западной Сибири. Данные о вещественном составе и палеоклимате дат-нижнепалеогеновых отложений Зайсанской впадины отражены в ряде публикаций /Ерофеев, 1969; Рязникова, 1968; Цеховский, Ерофеев, 1969; Цеховский и др., 1973/ и в наиболее законченной форме — в монографии Д.Г.Цеховского /1973/.

Благодаря разбурированию закрытых территорий Казахстана и Западной Сибири были получены материалы о большом распространении палеонтологически охарактеризованных дат — палеогеновых континентальных отложений в Семипалатинско-Павлодарском Прииртышье /Ерофеев и др., 1966/, в предгорьях Рудного Алтая, в Причирчике и ряде других районов Казахского шита и юго-востока Западной Сибири /Адаменко, 1963; Боголепов, 1960; Булмыникова, 1960/.

Наряду с изучением стратиграфических эквивалентов молодой бокситовидной толщи на обширных территориях Казахского шита и горных районов, в конце 60-х — начале 70-х годов появилась возможность более углубленного изучения самой бокситовидной толщи. Появление таковой связано с интенсификацией эксплуатации, углублением и расширением карьеров на Аркалыкском бокситовидном месторождении. То, что раньше только интерпретировалось по колонкам скважин, в настоящий момент доступно непосредственному наблюдению, изучению и прослеживанию. Это позволило получить ряд новых фактов принципиальной важности, характеризующих состав и условия формирования бокситовидных отложений. Часть материалов этих наблюдений и исследований уже получила освещение в литературе /Цеховский, 1975, 1976; Цеховский и др., 1974б; Тимофеев и др., 1977/.

В результате за последние двадцать лет была выяснена картина весьма широкого распространения на территории Северо-Западной Азии литогенетически своеобразной толщи континентальных отложений, охватывающей возрастной диапазон от верхов позднего мела до орацневого эоцена включительно. Повсеместно в различных геоструктурных участках континента данная толща обладает рядом характернейших литологических свойств, что позволяет рассматривать ее как вполне определенный тип парагенетической ассоциации континентальных отложений.

УСЛОВИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Распространение континентальных дат-нижнепалеогеновых отложений на территории Северо-Западной Азии показано на рис. 40, А, Б, В; 62 (смотри вкладку). Их ареал охватывает значительную часть азиатского континента с расстояниями порядка 2 тыс. км с севера на юг и 1,8–2,0 тыс. км с запада на восток. Эта территория составляет лишь часть ареала распространения рассматриваемых отложений, ибо нижнетретичные бокситопоявления установлены также во многих участках Восточного Саяна и Сибирской платформы /Саложников, 1971; Пельтек, 1971; Медведев, 1971; Служин, 1971; Бобров, 1963; Карта бокситоносности..., 1973, и др./, что раздвигает северную и восточную границы очерченного нами ареала.

В распределении литологических типов континентальных дат-нижнепалеогеновых отложений проявляется четкая пространственная закономерность. Примерно по линии, соответствующей 47–48° с.ш., проходит граница резкого различия литологического состава континентальных пестроцветов. К югу от этой границы распространены только монтмориллонитовые кремнисто-сульфат-карбонатные пестроцветы дат-нижнепалеогенового возраста. Это отложения аридного палеоклиматического пояса. Описание их будет дано во второй книге монографии при характеристике семейства аридных (кальцифильных) ассоциаций.

Гумидные возрастные аналоги монтмориллонитовых пестроцветов широко развиты к северу от указанной границы, где представлены кремнисто-каолиновыми пестроцветами. Их бокситовидные эквиваленты вкраплены здесь в виде отдельных пятен в ареал кремнисто-каолиновых пестроцветов. Характер распространения кремнисто-каолиновых и бокситовидных пестроцветов различен. Первые распространены в виде более или менее сплошного чехла в обширных депрессиях палеорельефа и тектонических впадинах, фундамент которых сложен породами выветривающихся алюмосиликатных пород. Часто эти отложения встречаются в виде эрозийных

останцов на склонах крупных впадин, а также древних долин. Бокситорудные пестроцветы приурочены исключительно к эрозивно-карстовым и карстовым котловинам, сформированным на карбонатных породах палеозойского фундамента.

В Зайсанской впадине первоначально вся толща пестроцветных образований дат-нижнепалеогенового возраста была выделена и описана под наименованием северозайсанской свиты /Лавров, Ерофеев, 1958; Ерофеев, 1969/, которая Алма-Атинским стратиграфическим совещанием 1967 г. была утверждена в ранге серии. Позднее Ю.Г.Цеховским /1973/ данная серия была разделена на собственно северозайсанскую свиту дат-палеоценового возраста и зимунайскую свиту ниже-среднеоценового возраста. Основанием к разделению серии на две свиты послужили новые данные о вещественном составе отложений и палеонтологических остатках. Предложенное Ю.Г.Цеховским стратиграфическое деление дат-нижнепалеогеновых пестроцветов Зайсанской впадины принято сейчас большинством геологов с внесением некоторых уточнений и дополнений. Поскольку данная породная ассоциация наиболее полно охарактеризована палеонтологически, на описании ее стратиграфических особенностей остановимся несколько подробнее.

К северозайсанской свите отнесена толща континентальных красно-пестроцветных преимущественно глинистых отложений мощностью до 200 м, лежащая со слабым размывом на верхнемеловой коре выветривания палеозойского фундамента впадины (рис. 4I). В центральной и северной частях Зайсанского прогиба описываемая толща сложена преимущественно кремнисто-каолиновыми пестроцветами, а на юге прогиба она латерально замещается монтмориллонитовыми кремнисто-сульфат-карбонатными пестроцветами. Это пока единственный разрез в азиатской части территории СССР, где можно наблюдать непосредственный переход (сочленение) дат-палеоценовых гумидных и аридных континентальных пестроцветов. Стратиграфическая сопоставимость этих различных по вещественному составу отложений в настоящее время имеет четкое подтверждение палеофлористическими данными.

Базальные слои северозайсанской свиты сложены ярко и пестро окрашенными глинами и алевроитами, участками с пластами и линзами песков руслового аллювия. В южной прибортовой части Зайсанской впадины на правом склоне долины р.Тайжузген пачка базальных кварцевых песков, лежащая на коре выветривания палеозойских эффузивов, содержит скорлупу яиц верхнемеловых динозавров /Ерофеев, 1969/. Из перекрывающих эту пачку пятнистых розовых и светло-серых монтмориллонитовых глин Л.Н.Ржаницкой /1973/ выделен спорово-пыльцевый комплекс, который она датирует в пределах маастрихта-данья и считает сопоставимым с палинологическими комплексам низов разреза аркалыкской бокситорудной толщи Казахстана и верхнесымской подсвиты востока Западной Сибири.

В основании базальной пачки северозайсанской свиты у юго-восточного подножья горы Жуван-Кара Э.В.Романовой в 1971 г. найдены отпечатки флоры, которая после монографического изучения /Шилин, Романова, 1978/, датирована маастрихтом. Несколько выше по разрезу базальных слоев свиты в долине р.Тайжузген Б.А.Борисовым /1963/ собрана коллекция датской флоры /Ильинская, 1962/. В северной части впадины аналогичная по составу флора собрана Э.В.Романовой в нижней части разреза свиты у юго-восточного подножья горы Кара-Биржк.

Следовательно, нижняя часть северозайсанской свиты южной и северной частей Зайсанской впадины включает разновозрастные и однотипные флористические отпечатки датского яруса с "опусканием" самого основания свиты в маастрихт. Отложения средней и верхней частей описываемой свиты включают четкие отпечатки субтропической палеоценовой флоры /Ильинская, 1962; Романова, 1970, 1974/.

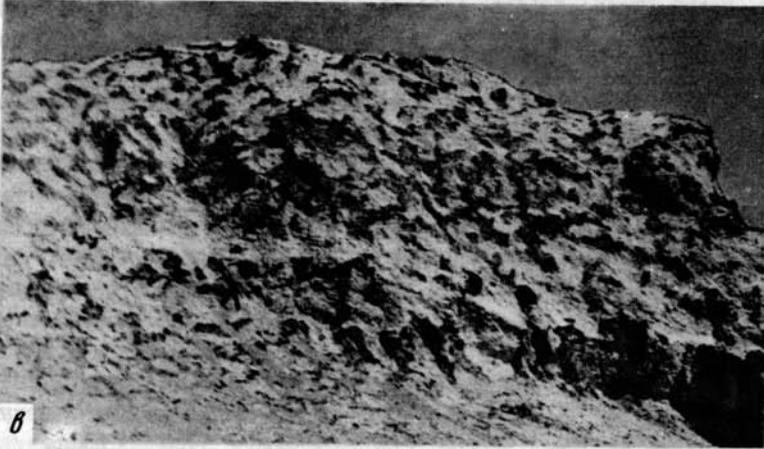
Таким образом, возрастной диапазон формирования пестроцветных отложений северозайсанской свиты Зайсанской впадины четко устанавливается в границах датский ярус верхнего мела-палеоцен. Само основание свиты датируется маастрихтом, а верхи, возможно, ранним эоценом. Следовательно, сочленение монт-



а



б



в

Р и с . 41. Обнажение низов разреза кайнозоя в Северном Призайсанье

а - выходы пестроцветных пород северозайсанской свиты в разрезе Чакельмес; б - выходы каолиновых кор выветривания (структурный элювий по палеозойским сланцам), разрез Актобе; в - выходы глин, с пятнами гетит-гематита, разрез Чакельмес

мориллонитовых и кремнисто-каолиновых пестроцветов происходит в Южном Призайсанье в пределах разновозрастной толщи и может быть охарактеризовано как латеральная смена двух различных парагенезов.

В Южном Призайсанье накопление монтмориллонитовых кремнисто-сульфат-карбонатных пестроцветов продолжалось и в раннем-среднем эоцене, что было ознаменовано появлением пестроцветов зимунайской свиты /Цеховский, 1973; Цеховский и др., 1974а/. Отложения данной свиты охарактеризованы костными остатками так называемой обайлинской фауны позвоночных раннего-среднего эоцена /Борисов, 1963; Габуния, 1961/ и флористическими отпечатками. Согласно заключению Э.В. Романовой /Ерофеев, 1969, с.31/, данная флора по составу является промежуточной между палеоценовой флорой северозайсанской свиты и флорой позднего эоцена углистой турангинской свиты.

В настоящее время пестроцветные отложения зимунайской свиты установлены в Северном Призайсанье, где они согласно (участками с небольшим размывом) ложатся на кремнисто-каолиновые пестроцветы северозайсанской свиты, знаменуя тем самым вертикальную смену гумидных пестроцветов аридными. На основании данного факта можно утверждать, что в более северных районах континента формирование толщи гумидных каолиновых пестроцветов продолжалось и в раннем-среднем эоцене, что находит палеонтологическое подтверждение.

К северу от Зайсанского прогиба дат-нижнепалеогеновые пестроцветы прослеживаются в некоторых депрессиях Южного Алтая (Карой, Горное и т.д.), слагаая небольшие по площади маломощные эрозионные останцы. В Горном Алтае данные отложения установлены в Чуйской впадине и выделены под наименованием карачумской свиты /Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/. Каолиновые и кремнисто-каолиновые пестроцветы названной свиты имеют мощность в несколько десятков метров. Из них Л.Н.Ржаниковой выделен палинологический комплекс позднего мела-эоцена. Следует отметить, что, как и в Зайсанском прогибе, описываемая пестроцветная толща здесь с размывом перекрывается верхнеэоценовыми углистыми отложениями (талдыдоргунская свита).

Каолиновые пестроцветные отложения дат-нижнепалеогенового возраста получают довольно широкое распространение под чехлом четвертичных осадков в Ненинско-Чумышской впадине и у юго-восточного подножия Салаира, где они известны под наименованием ненинской свиты /Адаменко, 1963/. Эти отложения охарактеризованы спорами и пылью, принадлежащими представителям верхнемеловой и палеоценовой вечнозеленой и листопадно-широколиственной флоры.

На юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности, известной в литературе под названием Чулымо-Енисейской впадины, континентальные кремнисто-каолиновые пестроцветные отложения верхов верхнего мела-нижнего палеогена слагают огромную территорию /Боголепов, 1961; Булыничкова, 1960/. Они описаны под наименованием сымской свиты, сложенной белыми и пестроокрашенными глинами с линзами и прослоями железистых и кремнистых песчаников и алевроитов. На Енисейском крыже, где в строении палеозойского фундамента большое участие принимают карбонатные породы, возрастные аналоги сымской свиты сложены бокситоносными каолиновыми пестроцветными отложениями, выделенными в мурожинскую свиту палеоцен-эоцена. Они залегают в эрозионно-карстовых и карстовых депрессиях. Отложения сымской и сурожинской свит К.В.Боголепов /1960/ описывает как единую бокситово-кремнистую формацию. В спорово-пыльцевых комплексах данных отложений установлены представители субтропической верхнемеловой-нижнепалеогеновой флоры: миртовых, сандаловых, протейных, восковниковых, вересковых и др. В верхах мурожинской свиты отмечается значительное участие в комплексах аркто-третичных широколиственных форм. С.А.Лаухин и И.А.Кудькова /1974/, обобщившие данные по бокситоносным пестроцветам восточного склона Енисейского крыжа, пишут: "Палинологические материалы...

свидетельствуют о накоплении бокситоносных отложений по крайней мере от маастрихта до раннего эоцена включительно..." (с.944).

Благодаря разбуриванию закрытых четвертичными отложениями площадей в Павлодарско-Семипалатинском Прииртышье установлено широкое развитие континентальных кремнисто-каолиновых пестроцветных отложений верхнемелового-нижнепалеогенового возраста. На левобережье Иртыша данные отложения распространены в очень пологих депрессиях палеорельефа и имеют мощность от 5 до 25 м. На правобережье Иртыша они занимают более обширные площади и прослеживаются как в депрессиях палеорельефа, так и на междепрессионных участках в виде единого пласта. Возрастает и мощность отложений до 50 м. В районе возвышенности Балапан установлено налегание пестроцветов на прибрежно-морские отложения сенонского надъяруса. Данная континентальная толща перекрывается с разрывом отложениями позднего эоцена и олигоцена.

Следует отметить, что на протяжении долгого времени кремнисто-каолиновые пестроцветы Прииртышья описывались как чагайская свита верхнего олигоцена без палеонтологического обоснования возраста. Когда началась здесь средне- и крупномасштабная геологическая съемка и разбуривание закрытых площадей, первые же стратиграфические и палинологические данные показали, что эти отложения имеют гораздо более древний возраст - в пределах верхов верхнего меланижнего палеогена /Ерофеев и др., 1966/. Буровыми работами прослежено непосредственное погружение толщ кремнисто-каолиновых пестроцветов под палеонтологически охарактеризованные углистые отложения позднего эоцена. В некоторых скважинах из описываемых отложений извлечена спора и пыльца верхнемелового-раннетретичного облика.

На западном склоне возвышенности Балапан (Семипалатинское Прииртышье) скв. 62 пройдена описываемая толща отложений в интервале глубины 233,1-254,0 м. Она залегает на мощной каолиновой коре выветривания и в верхней части разреза (лит. 237,5-243 м), включает линзу гумусированных глин шоколадного цвета. Из этих глин в 1973 г. В.С.Ерофеевым и Г.С.Карловой собрана коллекция отпечатков палеоценовой флоры, в составе которой Э.В.Романова определила *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Trochodendroides speciosa* (Ward) Berry, *Dewalqua gelindenensis* Sap., *Aralia* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp. Из этих же глин Э.К.Пономаренко был выделен богатый по содержанию палинокомплексу. В составе его господствует пыльца покрытосеменных растений (87%), среди которой доминирует пыльца мириковидного типа: *Triatriopollenites* Pfl., *Tr.* aff. *coruphaens* Pfl., *Myricites myricoides* (Kremp.) Pfl., *Myrica* sp., *Casuarinidites casuovicus* Cooh. (до 51%). Значительно содержание пыльцы кверковидного облика (*Tricolporopollenites* Pfl.): В небольших количествах, но постоянно присутствует пыльца *Ulmoideipites planetaefogmis* Ander., *Platycarya*, *Pterocarya*, *Alnus* и др. Э.К.Пономаренко датирует данный палинокомплекс поздним палеоценом.

Западнее и южнее Семипалатинско-Павлодарского Прииртышья толща континентальных кремнисто-каолиновых пестроцветов распространена в районах Причингизья, где она слагает эрозионные останцы на поднятых плато и выполняет мало-мощной толщей пологие депрессии палеорельефа. Повсеместно под кремнистыми пестроцветами залегает каолиновая кора выветривания позднего мела /Цеховский и др., 1969/.

Описываемые отложения пользуются весьма значительным распространением ввнутренней области Казахского щита, где они выделены под разными наименованиями.

В Джезказганской впадине и у южных отрогов гор Улутау кремнисто-каолиновые пестроцветы верхнемелового-раннепалеогенового возраста выделены В.М.Потапочкиным в джартасскую свиту. Отложения названной свиты заполняют обширные пологие депрессии палеорельефа и повсеместно подстилаются мощной каолиновой

пестроцветной корой выветривания. Сам по себе внешний облик пород свиты мало чем отличается от глинистых образований коры выветривания, по поводу чего К.В. Никифорова пишет: "...проведение границы между осадочными породами джартасской свиты и корой выветривания палеозойских отложений часто настолько затруднительно, что практически они представляют единую элювиально-осадочную толщу и разделить их можно только в случае наличия палеонтологических остатков или по данным минералогического анализа" /1960, с. 64-65/.

Отложения джартасской свиты имеют мощность до 50 м и сложены преимущественно пятнисто окрашенными красно-пестроцветными и белыми каолиновыми и каолинит-бейделлитовыми глинами и алевролитами, часто окремненными, с линзами и прослоями кварцевых песков и песчаников с плотным кремнистым и гематитовым цементом коричнево-бурого и вишневого цвета. Встречаются линзы бокситоподобных железисто-галлуазитовых пород и песчаников с бобовинами гетит-гематита. В основании джартасской свиты в ряде мест отмечаются линзы гумусированных глин и алевролитов темно-серого цвета. Из этих глин извлечены споры и пыльца. "В большинстве своем это различные виды большого числа родов следующих семейств: Sapindaceae, Rubiaceae, Myricaceae, Moraceae, Myrtaceae, Santalaceae, Elocag-naceae, Anacardiaceae, Simarubaceae, Oleaceae, Meliaceae и др. Значительное участие принимает пыльца растений из сем. Betulaceae (*Ostrya*, *Corylus*, *Carpinus*); Oleaceae, Anacardiaceae (род *Pistacea* и др.). Небольшая примесь од-нодольных растений (*Palmae*, *Liliaceae*), голосеменных (*Podocarpus* и *Dacrydium*) и единичные находки спор *Gleichenia* и *Selaginella*. По мнению Е.Д.Заклинской, общий облик этих спектров имеет некоторое сходство со спектрами из боксито-носной толщи уроч. Амангельды..., которые, по мнению той же Е.Д.Заклинской, относятся по возрасту к самым низам палеогена или самым верхам мела" /Никифорова, 1960, с.68-69/.

Принципально однотипные по составу и строению отложения кремнисто-каоли-новых пестроцветов выделены В.Н.Разумовой /1961/ в районе верховьев р.Сарысу у ст.Новорудной в сарысуйскую свиту и датированы верхами верхнего мела и палеоцен-эоценом. Ее литогенетические и возрастные аналоги, широко распространяющиеся вдоль западного и северного бортов Тенгизской впадины, описаны В.Н. Разумовой под наименованием коскакольской свиты. В данном случае кремнисто-каолиновые пестроцветы граничат непосредственно с ареалом их бокситорудных эквивалентов. Расположенный здесь Амангельдинский бокситорудный район как бы окружен полями широкого распространения кремнисто-каолиновых пестроцветов, одновозрастных бокситорудной толще.

В 60-х годах при разбуривании центральных районов Казахского щита было установлено широкое развитие кремнисто-каолиновых пестроцветов во многих пунктах левобережья р.Сарысу, на севере Кокчетавского древнего массива и в районе оз.Карасор. Из этих отложений извлечены богатые спорово-пыльцевые спектры, характеризующие дат - палеоценовую и палеоценовую субтропическую флору /Погодаева, Орлов, 1968/.

Бокситорудные эквиваленты дат-нижнепалеогеновых пестроцветов в пределах Казахского щита распространены в трех районах: Амангельдинском, Целиноградском и Экибастузском /Кирпаль, 1976/, для которых характерно широкое участие в строении палеозойского складчатого основания карбонатных пород. Дат-нижне-палеогеновая бокситорудная пестроцветная толща здесь не имеет более или менее сплошного распространения, а локализована в виде отдельных залежей в эрозивно-карстовых и карстовых котловинах /Давров, 1965б; Кирпаль, 1976; и др./.

Приуроченность к карстовым впадинам имеет также и мурожинская бокситорудная толща Енисейского края /Боголепов, 1961/.

Условия формирования бокситорудной толщи в подобного рода котловинах на-кладывает свой отпечаток на некоторые особенности состава и строения разре-

зов толщи, однако в целом она внешне имеет тот же облик, что и кремнисто-каолиновые пестроцветы. Основная масса пород, слагающих бокситорудную толщу, представлена пятнисто-окрашенными глинами с линзами алевроитов и кварцевых песков. Среди глин выделяются залежи бокситов, имеющих разнообразную морфологию и различный внешний облик. Особенностью состава бокситорудных толщ некоторых карстовых котловин является присутствие линз темных гумусированных и углистых глин и даже бурых углей. Данный факт послужил основанием В.В.Лаврову /1965б/ для выделения своеобразной углисто-бокситовой формации дат - палеогенового возраста. Однако сейчас уже вполне определенно можно сказать, что В.В.Лавровым несколько преувеличена роль углистых пород в строении описываемой бокситорудной толщи. Это произошло потому, что в ряде случаев им были отнесены к аналогам бокситорудной толщи отложения иного возраста, также залегающие в карстовых котловинах. Например, угленосные отложения карстовых котловин правобережья Иртыша у пос. Известкового, описанные В.В.Лавровым /1965б, с.52/ как угленосные фашии бокситорудной толщи, заключают в себе палинологический комплекс позднего эоцена /Ерофеев и др., 1966/ и относятся к иной по литогенетической специфике ассоциации. В некоторых карстовых котловинах вообще отсутствуют углистые породы или их очень мало (например, в Аркалыкском месторождении). Учитывая тот факт, что и в толще кремнисто-каолиновых пестроцветов иногда отмечаются редкие линзы гумусированных глин и алевроитов, наличие углистых пород в составе бокситорудных отложений не является, таким образом, каким-то их коренным качественным отличием. Просто эти породы здесь несколько чаще встречаются (и то не везде).

Присутствие палеонтологических макроостатков в континентальных пестроцветках - явление чрезвычайно редкое. Поэтому возрастные характеристики бокситорудных отложений базируются исключительно на данных палинологии, чему способствовало наличие в составе толщи гумусированных и углистых глин. Результаты палинологических исследований бокситорудной толщи Казахстана и Западной Сибири довольно подробно освещены в многочисленных публикациях /Заклинская, 1955; Пономаренко, 1966 и др.; Боголепов, Попов, 1955; Лавров, 1965б; Лаухин, Кулькова, 1974; и др./ и свидетельствуют, что она датируется в интервале: верхи верхнего мела-палеоцен-эоцен (нижний + средний). При этом палеоцен-эоценовый возраст бокситоносных отложений довольно определенно устанавливается в Енисейском районе. В Амангельдинском районе Казахстана возраст кровли бокситорудной толщи как будто не поднимается выше низов эоцена.

В связи с этим встает вопрос о возрасте так называемых надрудных отложений бокситоносных районов. В процессе поисков и разведки бокситовых месторождений Казахстана и Енисейского края сложилась эмпирическая схема деления отложений, выполняющих карстовые воронки, на три толщи: подрудную, рудную и надрудную. Впоследствии выяснилось, что первые две толщи обычно обнаруживают генетическую и палеонтологическую связь между собой, что не всегда можно сказать о надрудной толще. На Енисейском крае это иные по составу и более молодые по возрасту отложения олигоценовой бельской свиты. В некоторых впадинах Казахстана надрудные толщи представлены верхнепалеогеновыми или неогеновыми отложениями, не обнаруживающими какой-либо связи с бокситоносными образованиями.

Несколько своеобразная картина наблюдается в Амангельдинском районе и некоторых карстовых котловинах Притенизья. Здесь надрудная толща представлена пестроцветными глинами и алевроитами, во многом сходными с кремнисто-каолиновыми пестроцветами палеоцен-эоцена, распространенными за пределами карстовых котловин. Для них также характерна кремнистость. В.Н.Разумова /1961/ описала данную надрудную толщу под наименованием акжарской свиты и условно датировала поздним олигоценом. Б.А.Тюрин /1971/ отмечает, что характеризуемая толща

перекрывается средне-позднеолигоценовыми чилкитинской и чагайской свитами и поэтому должна иметь более древний возраст (вероятно, является возрастным аналогом позднеэоцен-раннеолигоценовой морской чеганской свиты). По данным бурения у восточного борта Тургайского прогиба (к востоку от поселка Камиди) нами установлено, что акжарские пестроцветные глины и подстилающие их образования каолиновой коры выветривания срезаются отложениями сарыинской свиты (континентальными аналогами верхов морской чеганской свиты) и, следовательно, должны иметь более древний (вероятно, ранне-среднеэоценовый возраст). Кроме того, в Амангельдинском бокситорудном районе маломощная пачка песков и глины с редкими прослойками углистых глин, развитая в основании толщи акжарских пестроцветов, выделяется Б.А.Туриним в составе кенетайской свиты. Однако, вероятнее всего, лишние пестро-красных окрасок линзы пород кенетайской свиты являются фацialsными разностями акжарских пестроцветных глин. В отложениях кенетайской свиты З.К.Пономаренко обнаружила отпечатки флоры и выделила споры и пыльцу из пород нижней и примерно средней части разреза свиты. Списки видового состава флористических остатков приведены в работе В.С.Корниловой и др. /1971/, которые датируют свиту нижним-средним эоценом и сопоставляют ее с верхами бокситорудной мурожинской свиты Енисейского края. Таким образом, надрудные акжарская и кенетайская свиты Амангельдинского района ни в возрастном отношении, ни по внешним литологическим характеристикам не выходят за пределы описываемой нами континентальной пестроцветной толщи.

Обобщение имеющихся фактических материалов показало, что на территории Северо-Западной Азии, от Тургая до Восточного Саина и от Приенисейского района Западной Сибири до южных окраин Алтая, дат-нижнепалеогеновые континентальные образования представлены весьма своеобразными красно-пестроцветными отложениями, которые как по внешнему облику, так и по вещественному составу часто трудно отличить от продуктов гумидной каолиновой коры выветривания.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Как указывалось выше континентальные гумидные пестроцветные отложения, распространенные на территории Северо-Западной Азии севернее широт 47-48°, имеют более или менее однотипный внешний облик. На большей части характеризуемой территории они имеют железисто-кремнисто-каолиновый состав и только в эрозионно-карстовых и карстовых котловинах устанавливаются их бокситорудные возрастные эквиваленты. Учитывая данное обстоятельство, детальная характеристика вещественного состава и строения толщи кремнисто-каолиновых пестроцветов дается на примере разрезов Зайсанской впадины, где они наиболее хорошо обнажены и изучены. Эти разрезы можно рассматривать в совокупности как литотип гематит-каолиновой ассоциации. Сведения о разрезах ассоциации других регионов континента во избежание повторений будут приведены в кратком виде и преимущественно в сравнительном плане.

Состав и строение толщи бокситорудных пестроцветов дается на примере аркалыкской свиты Амангельдинского района Казахстана.

Кремнисто-каолиновые пестроцветы

Зайсанский межгорный прогиб

Толща континентальных кремнисто-гематит-каолиновых пестроцветных отложений, известная здесь под наименованием северозайсанской свиты дат-палеоценового возраста, хорошо обнажена на севере впадины во многих пунктах приподнятой аккумулятивной равнины (см. рис. 4I, а, в). Ее полные разрезы можно наблюдать у западного подножья горы Кара-Бирж и на северном берегу оз.Зайсан у

подножья горы Чакельмес. Прекрасно отпрепарированные эрозией обнажения этой толщи представлены у гор Киин-Керши, Джуван-Кара, Уш-Кара и сопок Керши. Они почти непрерывной полосой прослеживаются от солонца Кызыл-Как и вдоль северного склона горы Пшук до соленого оз. Бите-Как на расстоянии 70 км. Отложения северозайсанской свиты пройдены также на полную мощность многими скважинами от гор Аркаул на севере до побережья оз. Зайсан на юге. Таким образом, общая картина состава и строения толщи на значительной площади изучена довольно подробно. Мощность отложений свиты колеблется в пределах 80-120 м, и только в отдельных случаях достигает 200 м.

Еще издали обнажения пород северозайсанской свиты обращают на себя внимание экзотическими формами выветривания и яркой пестро-красной окраской. В строении толщи основное участие принимают глины (аргиллиты) и алевролитистые глины с прослоями алевроитов и реже кварцевых песков. Последние залегают чаще в форме тонких линз и прослоев и сцементированы плотным ржаво-коричневым железистым или серым кремнистым цементом. Значительная масса глин и алевроитов также окремнена и ожелезнена, и, благодаря повышенной сопротивляемости эрозии, образует в обнажениях различной формы карнизы, башни, уступы и столовые возвышенности.

Доминирующим цветом пород в подавляющем большинстве обнажений является красный. С ним причудливо (пятнами, полосами, разводами) сочетаются белые, светло-серые и зеленовато-серые цвета. Подобное сочетание создает общую пестроту окраски отложений, непрерывную гамму изменений их цветового фона.

Главная особенность строения северозайсанской свиты заключается в том, что ее разрезам присуще чередование в вертикальном и горизонтальном направлениях отложений, относительно хорошо сохранивших первичные седиментационные признаки, и отложений, интенсивно преобразованных субсинхронными процессами почвообразования и выветривания. Последние во многом утратили первичные седиментационные признаки осадочных пород и, наоборот, приобрели некоторые характерные свойства элювиальных образований. В литературе они получили наименование горизонтов выветривания /Цеховский, Ерофеев, 1969/. Ниже будет дана подробная характеристика этим образованиям. Здесь же важно подчеркнуть следующее.

Строение разрезов описываемой породной ассоциации свидетельствует о том, что образование горизонтов выветривания происходило не в какие-то обособленные отрезки геологической истории, а осуществлялось непрерывно, субсинхронно с процессами осадконакопления в течение всего времени формирования данной толщи. За это говорят переходы по простиранию измененных выветриванием пород в неизменные, их чередование в разрезе, расщепление одного горизонта выветривания по простиранию на несколько горизонтов (между которыми вклиниваются неизменные отложения), слияние нескольких горизонтов в единую пачку выветрелых пород и т.д.

В результате одновременного совмещения двух ведущих процессов - осадконакопления и субсинхронного выветривания отложенных осадков - сформировалась весьма своеобразная породная ассоциация. С одной стороны, данную ассоциацию можно рассматривать как типично осадочную толщу и изучать ее формирование с позиций законов седиментации и диагенеза. С другой стороны, ее можно трактовать как арену проявления интенсивных элювиальных процессов и изучать слагающие ее породы с точки зрения законов химического выветривания и почвообразования. По-видимому, только рассмотрение проблемы с обеих позиций является необходимым и достаточным. Исходя из данного утверждения, считаем целесообразным сначала рассмотреть фациальные особенности и вещественный состав отложений ассоциаций, не измененных процессами почвообразования и выветривания. Именно они несут на себе первичные седиментационные признаки и могут характеризовать условия складывания ассоциации как осадочной толщи. Затем будут

рассмотрены отложения, измененные процессами субсинхронного выветривания и почвообразования, являющимися яркими выразителями геохимических особенностей среды областей седиментации верхнемелового-нижнепалеогенового времени.

Отложения, не измененные процессами почвообразования и выветривания. Отложения, не измененные субсинхронными процессами почвообразования и выветривания, составляют незначительную долю (не более 10-15%) от общей массы пород гематит-каолиновой ассоциации. Однако в некоторых разрезах (Керши, Кызыл-Как, Киин-Керш и др.) они играют существенную роль и сохраняют первичные (или слабо нарушенные) седиментационные признаки. Кроме того, некоторые измененные химическим выветриванием слои и пачки пород в ряде случаев включают реликтовые пятна неизмененных или слабо измененных отложений, сохраняющих первичные структурно-текстурные признаки.

Как и любая континентальная толща, описываемая ассоциация отличается частым чередованием в разрезе и по латерали различных фашиально-генетических типов отложений. Несмотря на пестроту состава, ее отложения представлены в основном двумя фашиально-генетическими группами - пролювиальной и аллювиальной. Другие фашиально-генетические группы отложений (делювиальная, озерная и т.д.) имеют резко подчиненное значение.

Отложения пролювиальной группы имеют следующие признаки: отсутствие или плохая выраженность слоистости, плохая сортировка и окатанность обломочного материала, грубослойный характер напластования, неравномерность окраски пород. В составе группы выделяется несколько фаший.

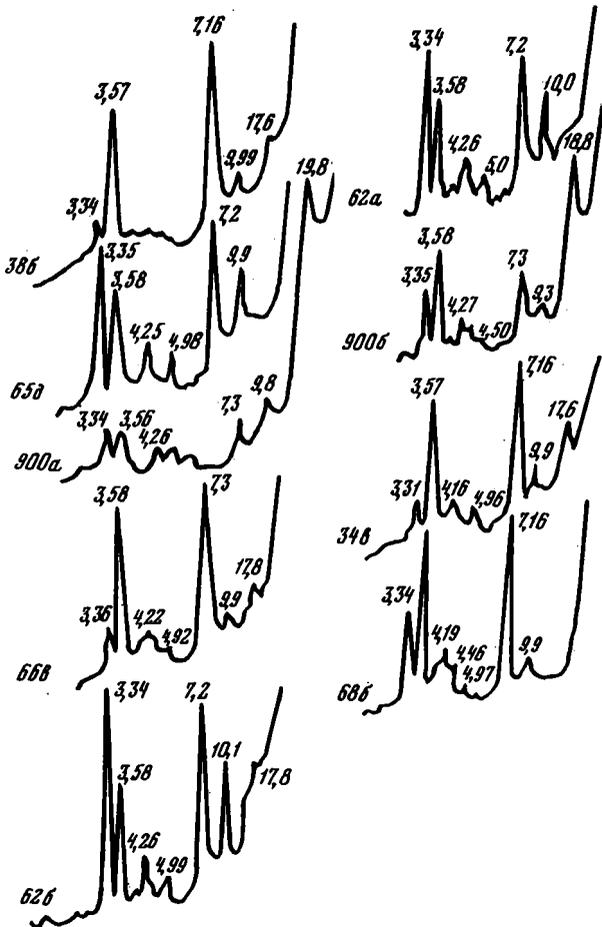
а) Песчаных осадков пролювиальных потоков, приуроченных в основном к прибрежным частям области седиментации, но встречающихся и в их внутренних районах. Они представлены песками кварцевого состава, глинистыми, плохо сортированными с линзами гравелит-брекчий и в отдельных случаях почти неокатанными обломками кварца и кремней. Слоистость большей частью отсутствует. Только иногда появляется неясно выраженная горизонтально-волнистая или пологонаклонная однонаправленная слоистость. Отложения этого типа занимают весьма ограниченные площади.

б) Песчано-глинистых осадков пролювиальных потоков полого-наклонной низменной равнины, представленных в разрезах слоями различной мощности песчаных и алевроито-песчаных глин, неслоистых или с неясной горизонтально-волнистой слоистостью. Обломочный материал отличается крайне плохой окатанностью и сортировкой (обломочные зерна находятся во взвешенном состоянии в глинисто-алевритовой массе). В породах постоянно наблюдаются неориентированные зерна кварца угловатой и остроугольной формы, иногда полуокатанные. Окраска пород неравномерная с преобладанием зеленовато-коричневых и иногда красных тонов. Аутигенные минералы представлены гетит-гематитом, обособляющимся в виде бобовин и различной формы стяжений. Данные отложения слагают в ряде разрезов значительные по мощности и протяженности слои и пачки пород.

в) Существенно глинистых осадков пролювиальных шлейфов пологонаклонной низменной равнины, обособляющихся в разрезах в виде пластов и пачек различной мощности глин и алевроитистых глин зеленоватых, коричневых и красно-коричневых тонов окраски с неясной горизонтальной слоистостью. Глины алевроитистые отличаются слабой сортировкой материала пелитовой и алевроитовой, размерности, иногда содержат тонкие линзы плохо окатанного глинистого песка кварцевого состава. Участками породы интенсивно ожелезнены (в виде редких пятен неправильной формы и линз), содержат бобовины гетит-гематита. Эти отложения представлены в той или иной мере почти во всех естественных разрезах ассоциации и являются своего рода главенствующим типом в составе пролювиальной группы.

Р и с . 42. Дифрактограммы глинистых фракций из северозайсанской свиты

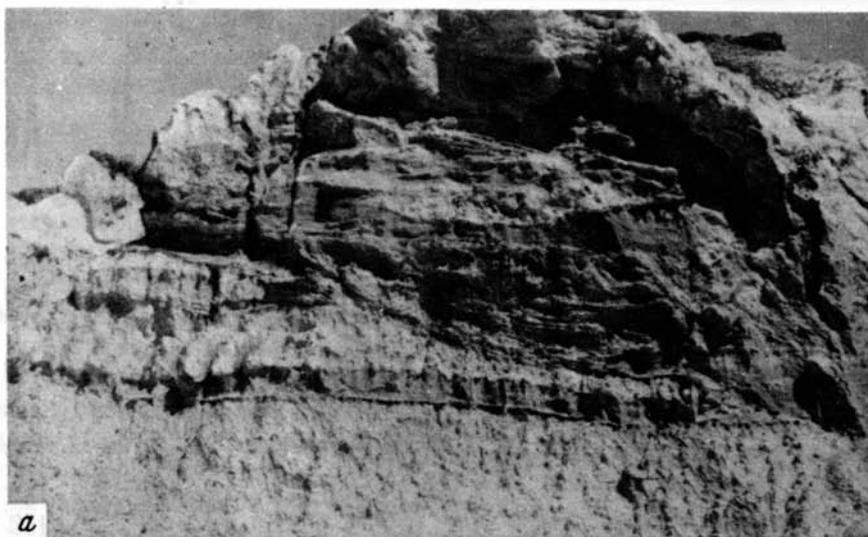
Озерно-пролювиальные отложения: 386 - глины серые, с редкими пятнами ожелезнения, разрез Пшук; 65д - глины вишнево-красные, разрез Уш-Кара. Делювиальные отложения: 900а - щебень сильно глинистый, разрез Киин-Кериш. Пойменные отложения: 626 - алевроиты серые, гумусированные, с растительным детритом и отпечатками флоры, разрез Джуван-Кара; 66в - алевроиты красные, с белыми пятнами, разрез Букомбай; 34в - глины коричневые, алевроитистые, разрез Киин-Кериш. Русловые отложения: 686 - пески мелко- и среднезернистые, кварцевые, разрез Керши; 62а - пески кварцевые, желтые, разрез Джуван-Кара; 900б - пески кварцевые, белые, разрез Ча-кельмес



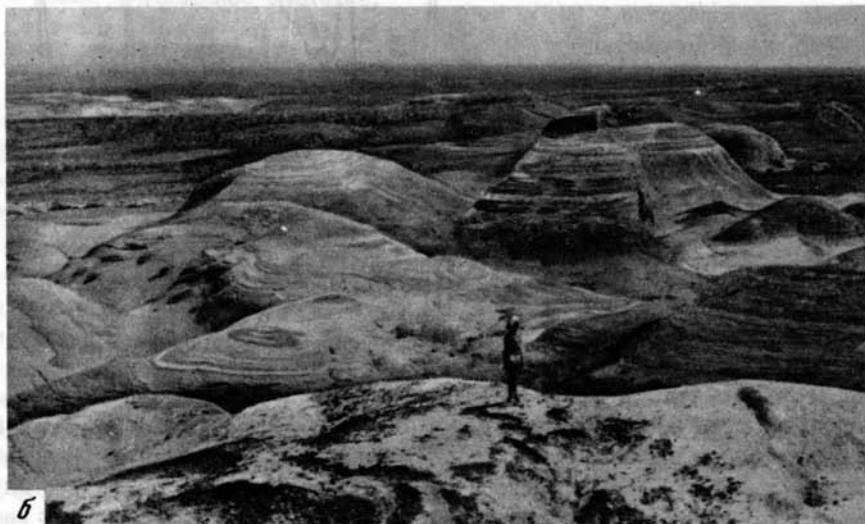
Вещественный состав пород всех литолого-фациальных разновидностей отложений пролювиальной группы отличается исключительным постоянством и однообразием. Обломочный материал пролювиальных отложений на 94-98% представлен кварцем и силикатами (кремнями, яшмами, кварцитами) /Цеховский, 1973/. В виде единичных зерен присутствуют полевые шпаты, мусковит и обломки пелитизированных песчаников и сланцев. Только в наиболее грубообломочных разновидностях пород содержание данных компонентов увеличивается до 6-10%. Глинистое вещество, составляющее основную массу пород, представлено преимущественно каолинитом обычно с небольшой примесью (до 30%) гидрослюда и смектита. На это указывают хорошо выраженные базальные рефлексы каолинита основной массы исследованных нами образцов (рис. 42, обр. 386, 65д; рефлексы 7,16 и 3,57 Å). Только в единичных образцах из грубообломочных делювиально-пролювиальных отложений возрастает роль или смектитовых, или смешанослойных гидрослюдисто-смектитовых минералов. Аутигенные образования представлены окислами железа (гетит, гематит), обособляющимися в виде бобовин, пятен и линз различной формы, а также в виде тонкой пигментирующей массы в породах, окрашивая их в коричневые реже красные тона.

Отложения аллювиальной группы имеют следующие признаки: наличие косо́й либо горизонтальной слоистости, хорошая сортировка обломочного материала и его удовлетворительная (иногда хорошая) окатанность, относительно выдержанная однородная окраска пород (рис. 43, а, б). В составе аллювиальной группы отложений выделяются следующие фашии.

а) Русловые гравийно-песчаные осадки относительно крупных равнинных рек слагают в разрезах слои, линзы и пачки песков с линзами гравийников (иногда



а



б



в

Р и с . 43. Аллювиальные отложения северозайсанской свиты в Северном Призайсанье

а - выходы обеленных пойменных алевритистых глин, алевритов, горизонтально-слоистых и русловых песков, косослоистых, разрез Киин-Кериш; *б* - выходы красноватых пойменных алевритистых глин и алевритов горизонтально-слоистых, разрез Киин-Кериш; *в* - трубчатые псевдоморфозы гетит-гематита по корням растений из разреза Уш-Кара.

мелкого галечника) с хорошо выраженной косою и косоволнистой однонаправленной слоистостью.

Обломочный материал существенно кварцевого состава имеет среднюю и хорошую окатанность. Цвет пород светло-серый и белый со "струями" ожелезнения ржаво-коричневого цвета. Появление в песках крупных линз и прослоев интенсивно ожелезненных и кремнистых пород (железистые и кремнистые песчаники) часто связано с проявлением постдиагенетических процессов, но они отмечаются и в стадии седиментогенеза.

б) Русловые гравийно-песчаные осадки малых равнинных рек представлены в разрезах маломощными (от 0,5 до 2 м) линзами и прослоями косослоистых кварцевых песков и песчаников с железистым и кремнистым цементом. Обломочный материал имеет различную степень окатанности. Рыхлые разности песков содержат часто значительную примесь глинистого материала. Цементация окислами железа и аморфным кремнеземом большей частью связана с постседиментационной стадией.

в) Глинисто-алевритовые осадки высокой поймы равнинных рек слагают в разрезах слои и пачки различной мощности (от 2 до 12 м) микрослоистых алевритов и глинистых алевритов монотонной кирпично-красной окраски (см. рис. 43,б). Эти породы, получившие в литературе наименование "пойменные алевриты" или "кирпичные глины", слагают одни из самых экзотичных участков естественных разрезов. Подверженные интенсивному карстообразованию (глинистый карст), водной и ветровой эрозии они образуют "башенные" формы рельефа, напоминающие развалины древних крепостных сооружений и храмов.

Для пойменных алевритов повсеместно характерна параллельная горизонтальная микрослоистость, позволяющая разбивать породы на тонкие плитки. На плоскостях напластования часто обособляются тонкие "листочки-плитки" гетит-гематита. В некоторых обнажениях (например, западнее сопки Уш-Кара) хорошо видна ориентированная поперек слоистости окаменевшая корневая система высших растений - реликты пойменных тропических лесов. Растительная ткань полностью замещена гетит-гематитом (рис. 43,в). Наличие псевдоморфоз по растительным остаткам вообще присуще этим отложениям.

г) Глинисто-алевритовые осадки низкой поймы равнинных рек обособляются в разрезах в виде линз, пластов и пачек различной мощности алевритистых глин зеленовато-коричневой неравномерной окраски, с тонкими линзами преимущественно мелко- и тонкозернистых кварцевых глинистых песков (фашия протоков). В отложениях именно этой разновидности встречаются редкие тонкие линзы слабо гумусированных глин с отпечатками растительности (фашия стариц и пойменных озер).

Вещественный состав аллювиальной группы отложений гематит-каолиновой ассоциации практически мало чем отличается от такового отложений пролювиальной группы. Обломочный материал в пойменных и русловых фашиях более чем на 90% представлен кварцем. Только в русловом аллювии крупных рек можно зафиксировать слабо повышенные содержания полевых шпатов (2-4%), мусковита (до 5%) и каолинизированных обломков песчаников и сланцев. В гальке встречается обломки кварцевых порфиров. Изредка встречаются листочки биотита. Весьма показателен тот факт, что некоторые разности русловых песков и пойменных алевритов внешне кажутся интенсивно насыщенными чешуйками слюды. Однако при микроскопических и термографических анализах эти чешуйки оказываются ничем иным, как псевдоморфозами каолинита по мусковиту. Глинистое вещество аллювиальных отложений состоит преимущественно из каолинита с небольшой примесью гидрослюды и реже смектита (см. рис. 42, обр. 62б, 66в, 34в, 68б, 62а, 900б). Практически оно то же самое, что и в породах пролювиальной группы фаший (см. рис. 42, обр. 38б, 62д и др.). Аутигенные минералы представлены почти исключительно гетит-гематитом, обособляющимся в различных формах (конкреции, псевдоморфозы по

растительным остаткам, корочки, плитки и тонкорассеянный пигмент). Кремнистый и железистый цемент в песчаниках имеет несколько иную природу, и этот вопрос мы разберем в последующих разделах главы.

Заключая на этом характеристику невыветрелых пород гематит-каолиновой ассоциации, хочется подчеркнуть следующее. В областях осадконакопления северо-зайсанской свиты отлагались осадки более или менее однородного литохимического состава - высокозрелые каолиновые глины, кварцевые пески и алевроиты. Можно сказать, что исходный субстрат, подвергавшийся процессам субсинхронного выветривания в областях седиментации, был более или менее литохимически однороден. Это важное обстоятельство необходимо иметь в виду при дальнейшем рассмотрении состава гематит-каолиновой ассоциации.

Отложения, измененные процессами субсинхронного почвообразования и выветривания. Преобразованные интенсивным химическим выветриванием породы слагают подавляющую часть объема гематит-каолиновой ассоциации. В Зайсанской впадине нет ни одного естественного разреза ассоциации, в котором измененные выветриванием породы слагали бы менее 50%. В большинстве же разрезов эти образования составляют от 70 до 100% мощности.

Внешний облик пород, преобразованных выветриванием, очень эффектен. Это слои и пачки преимущественно ярких красно-пестроцветных тонов окраски с плохо выраженной или совсем невыраженной слоистостью и несколько более повышенной сопротивляемостью к размыву. Наиболее же типичной чертой внешнего облика данных пород является особый характер окраски - на светло-сером, зеленовато-сером или белом фоне разбросаны с различной степенью густоты красные, коричнево-красные, бурные и реже фиолетовые пятна. В разрезе и по простиранию степень густоты этих пятен и их форма подвержены непрерывному изменению, что создает гамму цветовых переходов внутри одной и той же пачки пород. Поэтому для целой пачки выветрелых пород в том или ином разрезе никогда нельзя дать точное определение ее цвета, ибо он непрерывно приобретает различные оттенки. В наибольшей же степени характер окраски измененных выветриванием пород по внешнему облику напоминает шкуру леопарда, и потому в литературе они получили наименование "леопардовых" аргиллитов (см. рис. 41, в).

Кроме перечисленных признаков, для пестроцветных пачек "леопардовых" аргиллитов и алевролитов характерно полное и почти полное нарушение первичных седиментационных текстур в породах, появление новообразованных почвенных текстур и часто ассоциация в разрезе с пластами и линзами песчаников с железистым и кремнистым цементом.

Детальное изучение пестроцветных слоев и пачек показывает, что внутреннее строение их неоднородно. В их составе намечаются отдельные вещественно-генетические обособления - "горизонты выветривания" /Сеховский, Ерофеев, 1969/.

Субстратом (материнскими породами) горизонтов выветривания являются различные по составу и фациальным особенностям осадочные отложения. Сами горизонты также отличаются друг от друга по своим литолого-геохимическим показателям. Внутреннее же строение горизонтов выветривания (их анатомия) более или менее однородно и мало зависит как от характера субстрата, так и от литолого-геохимических особенностей профиля новообразований. В кратком изложении профиль горизонта выветривания имеет следующий вид.

В направлении снизу вверх по разрезу в материнских первичноосадочных породах сначала появляются относительно редкие, субвертикальной ориентировки (по отношению к напластованию) килообразные пятна и полосы обеления, рассекающие материнские породы на отдельные блоки размером от 1,5 x 1,5 до 0,5 x 0,5 м. Внутри полос и пятен обеления первичная слоистость нарушена, но еще хорошо сохраняются ее отдельные реликты. Вынесенное из обеленных полос железо концентрируется у контактов пятен и на выклинивании. На поверхности пласта мате-

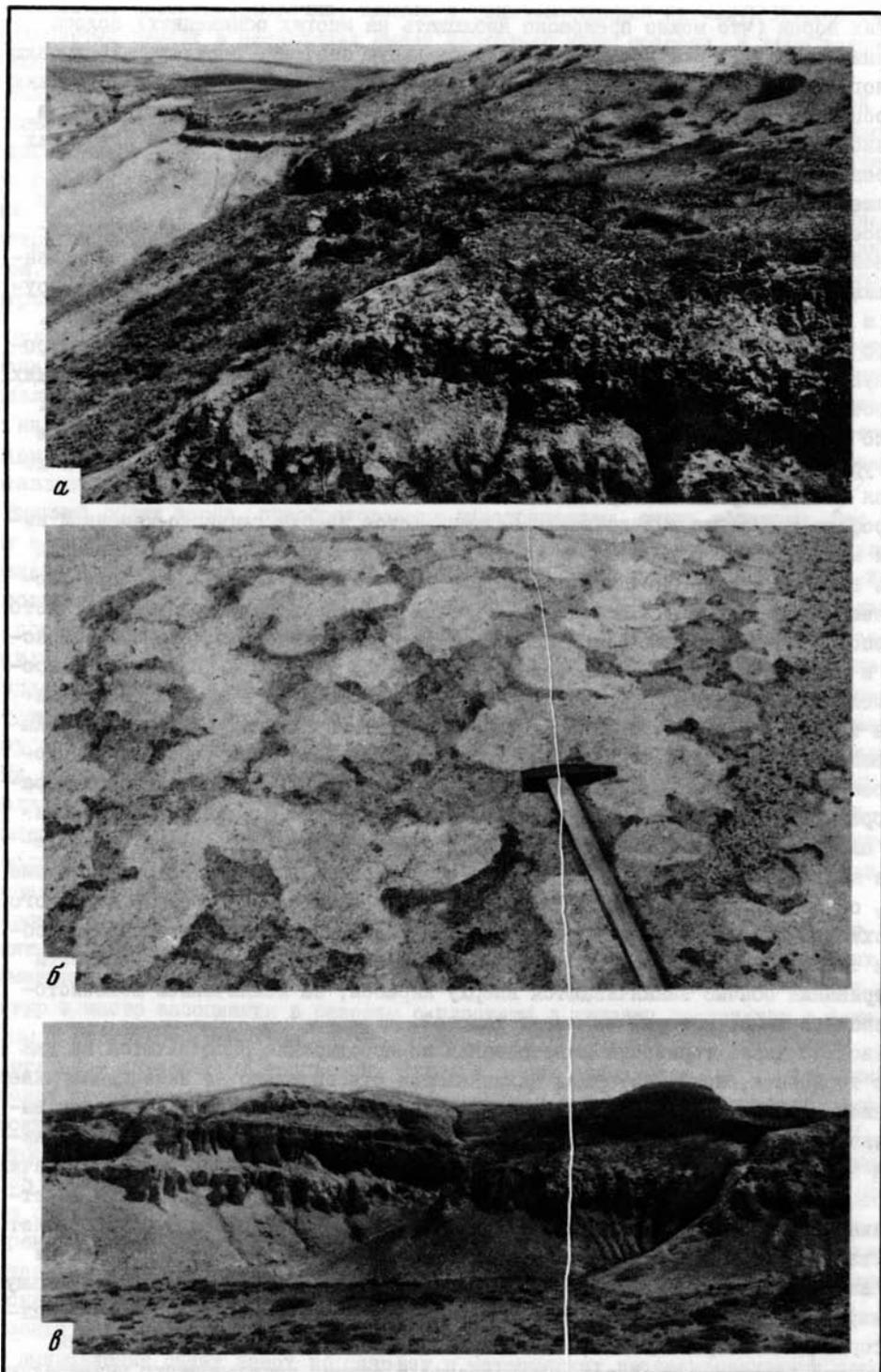
ринских пород (что можно прекрасно наблюдать на многих обнажениях) полосы обеления образуют ярко выраженную полигональную систему, расчленяющую кровлю на многоугольники. Данная часть профиля выветривания называется зоной нижних пестроцветов с мощностью от I до 3 м. Особенно показательно она выражена в каолиновых горизонтах выветривания, развитых на красных пойменных алевролитах (разрезы Книн-Керши, Керши, Уш-Кара и др.).

Выше по профилю зоны начальных пестроцветов наблюдается постепенное, но быстрое увеличение густоты полос обеления. Наряду с доминирующей субвертикальной ориентировкой появляются полосы наклонной и субгоризонтальной ориентировки. Вместе с тем выносимое из полос обеления железо тут же концентрируется в виде пятен неправильной формы и полос коричнево-красного, красного, бурого и фиолетового гетит-гематита. В результате породы приобретают пестро-красную, "леопардовую", окраску, становятся более плотными и крепкими, в них полностью исчезают перичные (материнские) текстурно-структурные признаки. Вместо последних начинают формироваться новые сетчато-комковатые и бобовые текстуры, характерные для почвенных профилей. Данный интервал разрезов выделяется в зону верхних пестроцветов. Она имеет мощность до 2,5-4 м.

Профиль горизонта выветривания заканчивается сверху глинисто-каменной кирасой мощностью от 0,3 до 2,5 м (рис. 44, а, б, в). Это наиболее существенная часть горизонта выветривания, по составу которой определяется литолого-геохимический тип профиля выветривания. Кираса сложена довольно крепкими, часто камнеподобными породами красно-пестроцветной, "леопардовой", окраски, пористыми и кавернозными, с ясно выраженной почвенной текстурой. Наиболее распространенными из этих текстур являются сетчато-комковатая и комковатая. Оолитовая текстура появляется за счет фоссиллизации карбоненных элементов. В окаменевших кирасах почти повсеместно хорошо сохранились ходы червей и псевдоморфозы по растительным остаткам. Благодаря повышенной крепости, породы кирасы образуют в обнажениях выступающие карнизы, а также в виде панциря бронируют плоские вершины холмов и гряд. Расположение пятен обеления и ожелезнения в кирасе также имеет преимущественно субвертикальную ориентировку. Кроме того, окраска пород становится еще более яркой и пестрой. В результате этого поверхность кирасы (в плане) приобретает ячейсто-полигональное строение, образуя так называемый "глинисто-каменный паркет" (см. рис. 44, б). Горизонты выветривания обычно заканчиваются сверху кирасой, за исключением железисто-каолинового типа, который не имеет таковой.

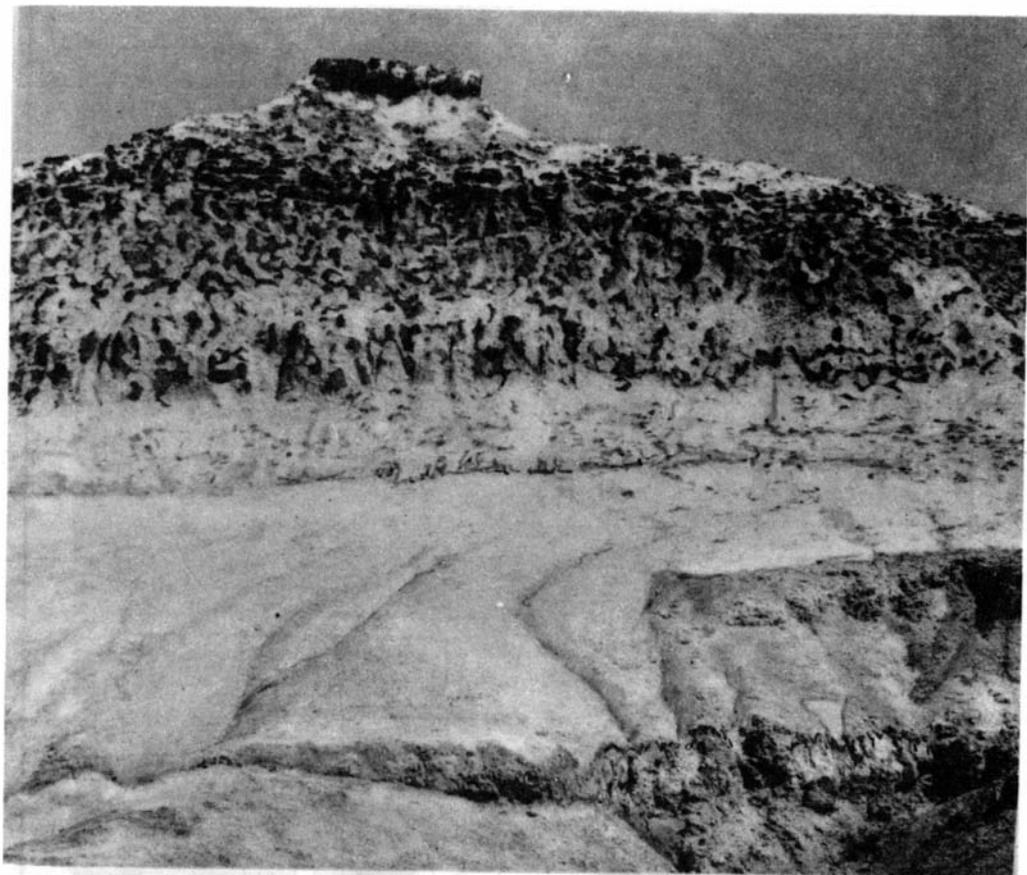
Довольно часто горизонты выветривания по простиранию расщепляются на два и более горизонта, между которыми вклиниваются относительно не измененные выветриванием породы, что и является подтверждением одновременности процессов выветривания и седиментации (см. рис. 44, в). Но в подавляющем большинстве разрезов гематит-каолиновой ассоциации встречаются многометровые (25-30 м) пачки пестроцветов, представляющие собой так называемые "слившиеся горизонты выветривания". Эти пачки формируются в тех случаях, когда попеременно осуществляется выветривание отложений и захоронение горизонтов выветривания под новыми осадками. Но каждое последующее выветривание проникает на значительно большую глубину, чем мощность отложенного слоя осадков. В результате каждый вышележащий горизонт выветривания как бы внедряется своими корнями в нижележащий. Происходит слияние горизонтов выветривания в единую пестроцветную выветрелую толщу пород со сближенными в разрезе реликтами кирас (рис. 45). Облик материнских пород в таких случаях определить почти невозможно (их просто не остается).

Для изучения преобразования минерального вещества в процессах субсинхронного выветривания осадков пестроцветные пачки пород не могут служить объектом исследования. Непрерывное наложение друга на друга, слияние горизонтов вывет-



Р и с . 44. Обнажения пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации в Северном Призайсанье

а - пестроцветная кремнистая кираса у солонца Бите-Как; б - глинисто-каменный паркет - поверхность кремнисто-каолиновой кирасы у горы Чакельмес; в - уступы горизонтов выветривания, сливающиеся друг с другом, в обнажении у солонца Бите-Как

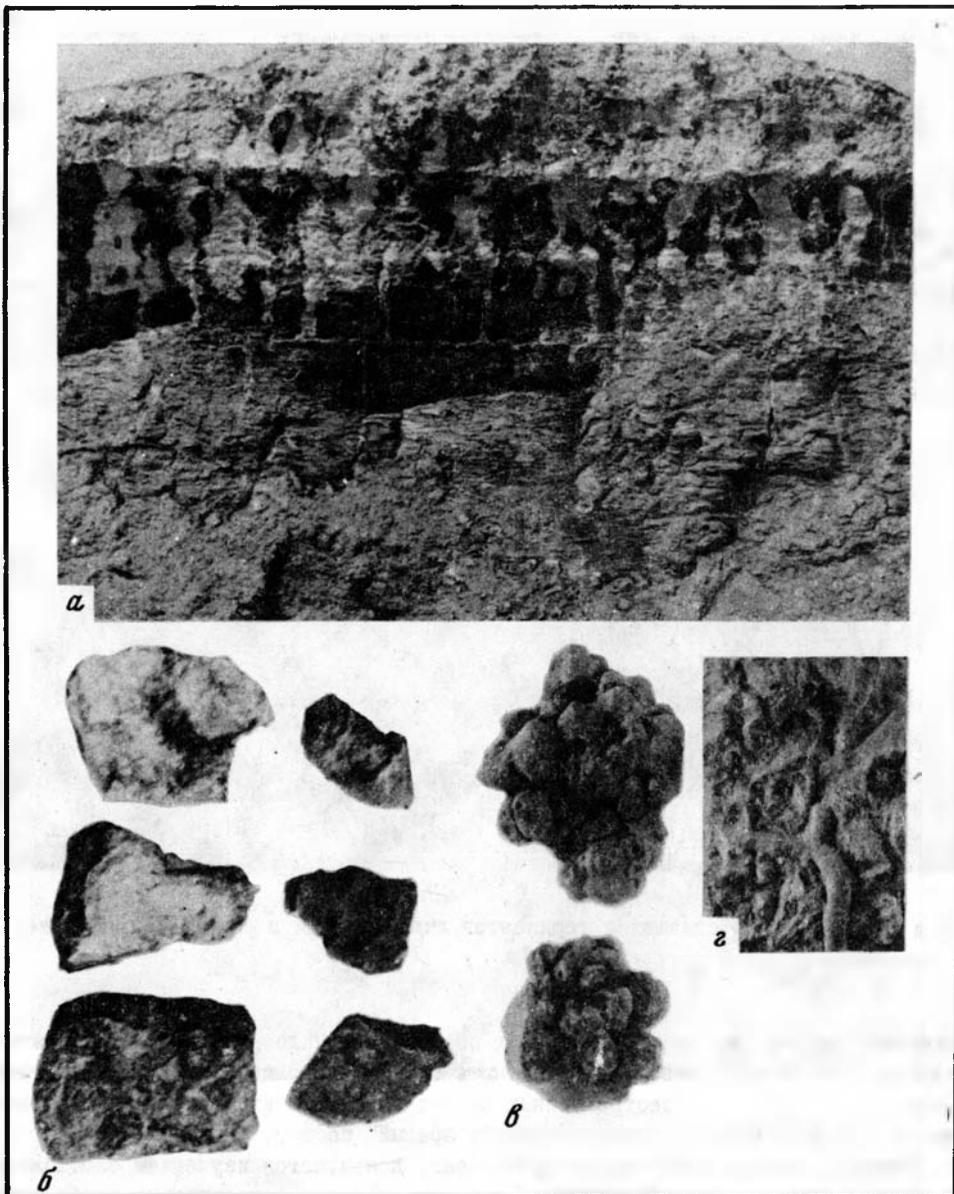


Р и с . 45. Пачка слившихся горизонтов выветривания в обнажении восточнее сопки Керши

ривания приводят к общему усреднению состава продуктов выветривания. В этих случаях практически невозможно выяснить стадии и порядок преобразования минерального вещества - в пестроцветных пачках слагающее их минеральное вещество имеет в подавляющем большинстве самый "зрелый" состав.

Решение поставленной задачи лучше всего достигается изучением обособленных в разрезе горизонтов выветривания, залегающих среди относительно слабо измененных пачек и слоев. Изучение их показывает, что в составе преобразованных выветриванием и почвообразованием пород гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины выделяются три литолого-геохимических типа горизонтов выветривания: железисто-каолиновый, железисто-кремнистый и адунитовый.

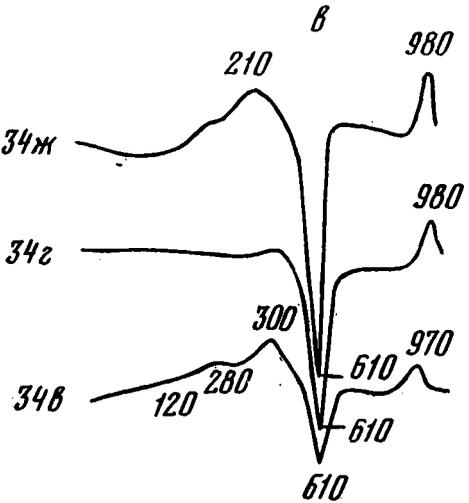
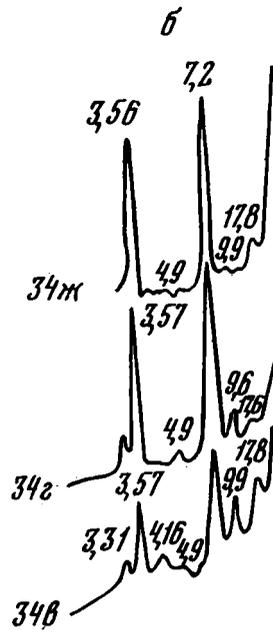
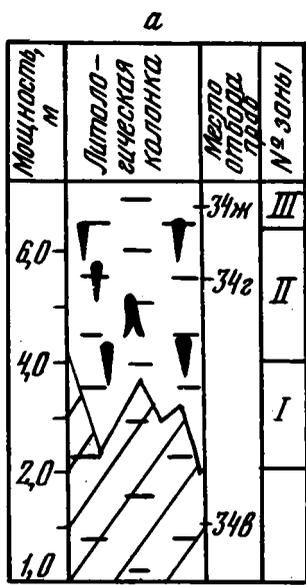
Ж е л е з и с т о - к а о л и н о в ы й т и п г о р и з о н т о в в ы в е т р и в а н и я . Данный тип представляет собой не более 15-20% горизонтов выветривания гематит-каолиновой ассоциации. Для него характерно отсутствие плотной глинисто-каменной кирасы, венчающей разрез профиля, а также довольно устойчивая приуроченность к определенному фациальному типу отложений. Каолиновые горизонты выветривания обычно венчают слои и пачки красных пойменных алевритов (отложения высокой поймы) и весьма редко развиты на субстрате иного фациального состава. Это говорит о том, что формирование данного типа горизонтов выветривания само имеет четкую фациальную природу и осуществляется только в определенных ландшафтно-геохимических условиях.



Р и с . 46. Обнажение и образцы пород железисто-каолинового горизонта выветривания

а - обнажение пестроцветных пород у сопок Киин-Кериш; гематитовые стяжения из средней части горизонта выветривания: б - остроугольной формы в разрезе Киин-Кериш, в - округлой формы в разрезе Джуван-Кара (нат. вел.); г - образец глинистого алеурита комковатой текстуры со следами червей из верхней части горизонта выветривания , разрез Киин-Кериш

Типичный профиль железисто-каолинового горизонта выветривания можно наблюдать в разрезе горы Киин-Кериш, где в ядерной части пологой брахиантиклинали обнажаются микрослоистые красные пойменные алеуриты и алеуритистые глины мощностью 7,5-8 м. В верхах этой пачки развит железисто-каолиновый горизонт выветривания средней мощностью до 5 м (рис. 46, 47а). Зона нижних пестроцветов (I) здесь выражена предельно четко и представляет собой систему редких вертикальных и горизонтальных полос обеления, пересекающих красные пойменные алеу-



Р и с . 47. Строение и состав железисто-каолинового горизонта выветривания в разрезе у сопок Клин-Кереш

а - литологическая колонка: I - алевритистые глины красные; 2 - алевритистые глины белые; 3 - вертикальные пятна и конкреции гематита; 4 - зоны преобразования (I - зона нижних пестроцветов, II - зона верхних пестроцветов, III - зона обеления);

б - дифрактограммы глинистых фракций
в - термограммы глинистых фракций

ритистые глины на прямоугольные (в разрезе) блоки. Мощность этой зоны от 1,5 до 2,5 м. Выше она постепенно переходит в зону верхних пестроцветов (II), породы которых содержат пятна обеления и интенсивного ожелезнения. В низах этой зоны еще сохраняются реликты текстуры материнских пород, но уже в средней части они полностью исчезают. Породы приобретает комковатую текстуру и часто пронизаны ходами червей. Наиболее плотное сложение имеют коричнево-красные пятна ожелезнения, сложенные гетит-гематитом. Последний иногда образует угловатые и округлые сгустки и конкреции. В верхах профиля пятна ожелезнения часто представляют собой выделения гетит-гематита по ходам корней растений. К верхам подгоризонта неуклонно увеличивается количество и ширина полос обеления за счет сокращения пятен ожелезнения. Мощность подгоризонта 2,5-3 м.

Венчается профиль выветривания зоной белых каолиновых алевритистых глин комковатой текстуры, пронизанных ходами червей (III). Окраска пород серовато-белая до снежно-белой. Пятен ожелезнения нет, но встречаются редкие бобовины гетит-гематита. Мощность зоны белых каолинов от 0,2 до 0,8 м.

В профиле выветривания намечается следующий порядок изменения вещественного состава исходного субстрата. Материнские породы представлены алевритистыми глинами, пигментированными тонко вкрапленными гематитом или гётитом. Обломочный материал слагают преимущественно кварцевые зерна алевритовой размерности с небольшой (5–6%) примесью обломков полевых шпатов и слюды. Глинистое вещество (рис. 47, б, в), как показывают термограмма и дифрактограммы образца 34в, представлено в основном каолинитом с примесью смектита и гидрослюды (до 30%). В подгоризонте пестроцветов происходит дальнейшее выравнивание состава исходных компонентов с переходом всех разновидностей минералов в каолинит. На термограмме образца 34г, взятого из средней части подгоризонта пестроцветов, пики 610 и 980°, характерные для каолинита, выражены значительно резче, нежели на термограмме исходных пород. На дифрактограмме того же образца усиливается интенсивность каолиновых рефлексов 3,57 и 7,16 Å. Однако еще сохраняются рефлекс смектит-гидрослюдистых минералов (17,6; 9,9; 4,9 Å). Присутствующие в алевритах обломки полевых шпатов и слюды в подгоризонте пестроцветов замещаются каолинитом (сохраняя форму обломков, особенно слюды). Кварцевые зерна остаются неизменными.

В верхах профиля выветривания, в зоне белых каолиновых глин, породы приобретают однородный состав – это почти чистые (90–95%) каолиновые глины с включением кварцевых зерен алевритовой размерности. На термограмме этих глин характерные каолиновые пики приобретают максимально резкое и четкое выражение (обр. 34ж). Кварцевые зерна сохраняют прежний облик.

Аутигенные минеральные образования данного профиля выветривания представлены только окислами железа – гетит-гематитом. Последние обособляются в виде различной конфигурации пятен, разнообразных стяжений, конкреций иногда бобовин. Содержание трехоксида железа в них достигает 53,23%. В целом химический состав начальных и конечных продуктов выветривания в каолиновом горизонте мало чем отличается. Это и понятно, поскольку выветриванию подвергаются здесь химически "зрелые" породы, а сам накладывающийся тип выветривания приводит только к выравниванию исходного минералогического состава. В конечных продуктах выветривания происходит потеря большей части окисного железа (3,21% против 8,9% в исходных породах), а в глинистом веществе (фракция < 0,001 мм) значительно возрастает содержание алюминия при некотором сокращении содержания SiO₂ и K₂O (табл.5). Последнее связано с переходом всех разновидностей глинистых минералов и слюды в каолинит.

Описанный выше разрез железисто-каолинового горизонта выветривания как по характеру строения, так и по типу господствующего геохимического процесса в известной мере сопоставляется с профилем ферриаллитного типа фульво-ферралитного семейства современных почв с поверхностным оглеением, развитых в районах с тропическим или субтропическим влажным климатом под лесными массивами /Глазковская, 1972/. Эти древние почвы внешне напоминают современные подзолы с верхним обеленным подзолистым и нижним пестроцветным (иллювиальным) горизонтами со значительным накоплением в последнем гидроокислов железа. Однако характерным признаком подзолистых почв является также накопление в верхнем горизонте профиля остаточного SiO₂ за счет разрушения алмосиликатных минералов и выноса щелочей, Al₂O₃ и Fe₂O₃. В исследованных нами почвах подобное обогащение верхнего горизонта профиля остаточным кварцем не фиксируется, что и не позволяет коррелировать их с современными подзолами.

Железисто-кремнистый тип горизонтов выветривания. Этот тип горизонтов выветривания является наиболее характерным, наиболее представительным из иллювиальных образований гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины. Он слагает не менее 70% всех пестроцветных, химически преобразованных пород ассоциации. Слившиеся горизонты

Таблица 5

Химический состав пород и глинистых фракций железисто-каолинового горизонта выветривания разреза Киин-Керш, вес.%

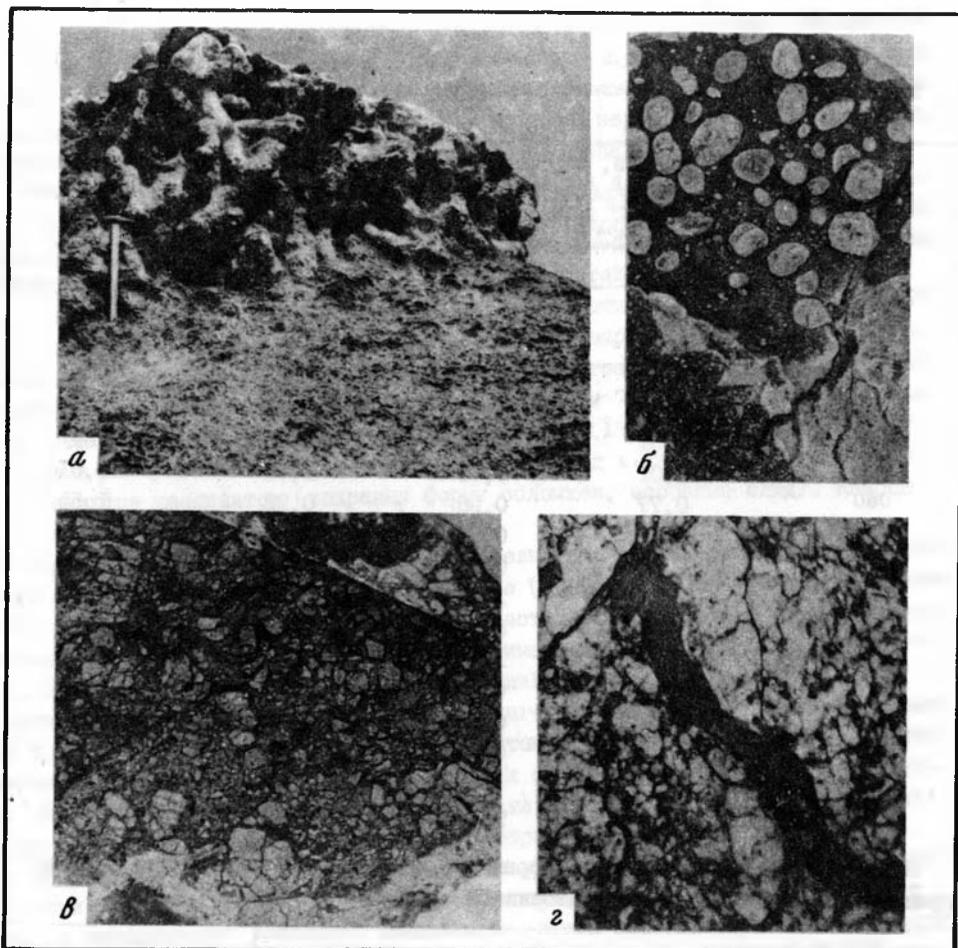
Компоненты	Обр. 34в, алевритистая глина, красная (материнская порода)		Обр. 34ж, алевритистая глина, серовато-белая (зона белых каолиновых глин)	
	порода	фр. < 0,00I	порода	фр. < 0,00I
SiO ₂	52,75	48,20	56,7I	43,0I
TiO ₂	0,94	I,13	I,07	I,27
Al ₂ O ₃	24,90	24,19	24,60	32,24
Fe ₂ O ₃	8,90	II,40	3,2I	5,54
FeO	0,0I	0,46	0,20	Нет
MnO	0,0I	0,03	0,0I	0,0I4
CaO	0,77	0,58	0,92	I,55
MgO	0,8I	0,67	0,66	0,60
Na ₂ O	0,18	0,23	0,53	2,09
K ₂ O	2,35	2,1	I,17	I,19
H ₂ O ⁺	7,9I	8,8I	9,19	10,13
H ₂ O ⁻	0,90	I,38	I,8	I,46
P ₂ O ₅	0,0I	0,1I	Нет	0,04
CO ₂	Нет	0,20	"	Нет
C	"	0,1I	"	0,24
Сумма	100,44	99,55	100,07	99,37

Примечание. Фр. - фракция, не опр. - не определяли. Анализ произведен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

выветривания этого литолого-геохимического типа обусловили появление в разрезах формации мощных пачек монотонных железисто-кремнистых пестроцветов. С пачками и горизонтами железисто-кремнистых пестроцветов довольно часто ассоциируют кварцевые песчаники с очень плотным кремнистым и железистым цементом и образуют с ними определенное парагенетическое сочетание.

Внутреннее строение железисто-кремнистых горизонтов выветривания хорошо можно наблюдать в разрезах сопки Керши, южного побережья солонча Бите-Как, южного и северного подножий горы Чакельмес, северного склона горы Ишук и во многих других пунктах. Имея принципиально такое же, как и другие типы горизонтов выветривания, строение профиля, железисто-кремнистые горизонты обладают и некоторыми особенностями. Вот наиболее характерные из них.

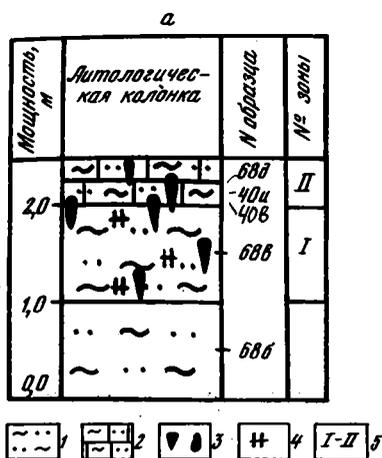
Зона начальных (нижних) пестроцветов по сравнению с таковой каолиновых горизонтов имеет значительно меньшую мощность (0,3-0,5 м) и сравнительно быстро переходит в зону верхних пестроцветов. Последняя, наоборот, весьма полно развита, имеет яркую пеструю окраску и более плотное сложение. Пятна осветления в большинстве случаев окрашены в зеленовато-светло-серый цвет, иногда серый и даже серо-зеленый. Яркие белые цвета, как в каолиновых горизонтах выветривания, встречаются редко. Пятна ожелезнения сложены довольно твердыми глинисто-гетит-гематитовыми породами коричневато-бурой, красной и темно-коричневой окраски. В некоторых разрезах они приобретают фиолетовый оттенок. В свежем изломе гетит-гематитовые породы имеют яркие цвета побежалости. В пятнах и полосах ожелезнения хорошо наблюдается, что вся порода полностью "переработана"



Р и с . 48. Обнажения и образцы пород кремнисто-каолинового типа горизонта выветривания в Северном Призайсанье

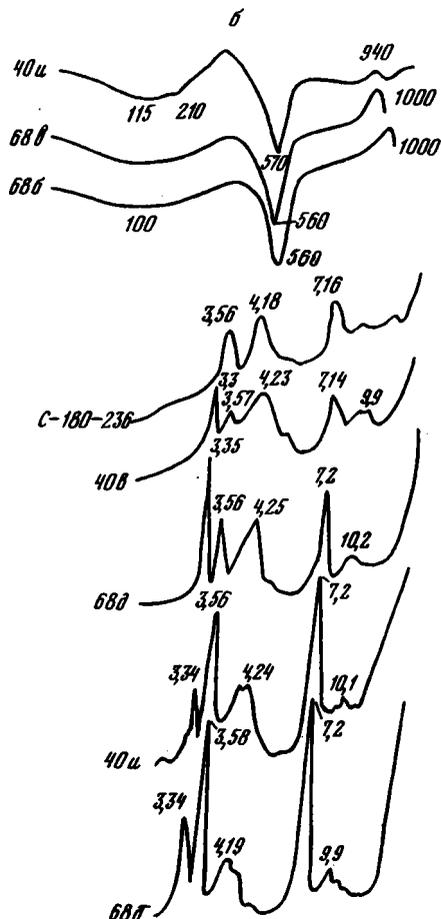
а - извилистые каналы обеления по корням деревьев, пронизывающие горизонт выветривания в обнажении у горы Пшук; б, в - комковатые текстуры окремненных глин в пришлифовках, нат.вел. (б - округлые капрогенные комочки, скв. 27, гл. 225 м, в - округло-угловатые комочки, разрез Актобе); г - сетчатые прожилки гематита в выветрелой глине, разрез Букомбай

ходами червей и поэтому приобрела оолитоподобную текстуру (в поперечном сечении ход червя имеет округлую форму). Мощность зоны верхних пестроцветов весьма непостоянна и колеблется от 1 до 7 м. К верхам профиля пестроцветов наблюдается неуклонное возрастание окремнения пород. Они становятся более плотными, часто приобретают раковистый излом и весьма постепенно переходят в глинисто-каменную кремнисто-железистую кирасу. Последняя представляет собой наиболее характерный член кремнистых горизонтов выветривания. Хотя она и связана с подстилающими пестроцветами постепенными переходами, в обнажениях она выделяется очень четко благодаря более высокой твердости и сопротивляемости размыву. Внешне цветовая окраска пород кирасы остается такой же, как и подгоризонте пестроцветов. Породы приобретают камнеподобный облик, становятся кавернозными и пористыми и имеют наиболее ярко выраженную почвенную текстуру. Граница между полосами и пятнами ожелезнения и осветления становится более резкой. Почти постоянно в кремнистых кирасах, в верхней ее части, хорошо сохраняются кремнистые и реже железистые псевдоморфозы по корням растений (рис. 48, а). Породы



Р и с . 49. Строение и состав горизонта выветривания в разрезе у сопок Керши и по скв. 180, (обр. С-180-236)

а - литологическая колонка: I - пески глинистые (материнская порода); 2 - песчаники глинистые, кремневые; 3 - вертикальные пятна ожелезнения; 4 - пятна окремнения; 5 - зоны преобразования: I - зона нижних пестроцветов, II - зона верхних пестроцветов; б - термограммы глинистых фракций; в - дифрактограммы глинистых фракций (насыщенных глицерином)



приобретают своеобразные комковатые и сетчатые текстуры (рис. 48, б, в, г). Мощность кирасы обычно изменяется от 0,3 до 2 м.

В целях изучения характера изменений глинистого вещества рассмотрим железисто-кремнистый горизонт выветривания в юго-восточной части разреза Керши. В данной части разреза горизонт выветривания сформирован на аллювиальных отложениях, сложенных песками с линзами алевритов и алевритистых глин. Его строение таково (рис. 49, а):

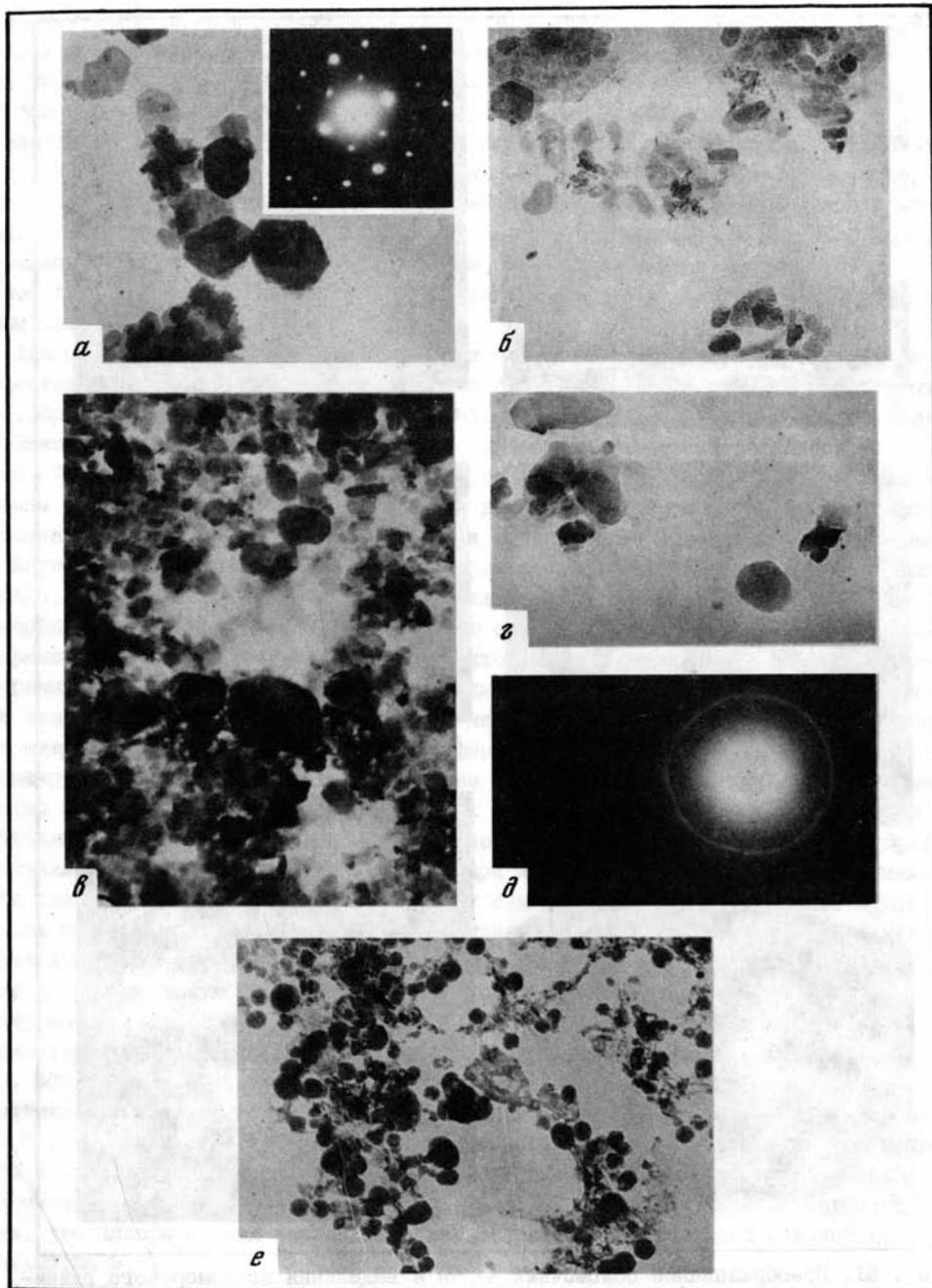
- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Материнские породы: пески кварцевые, среднезернистые, глинистые, с мелкой косоволнистой слоистостью, с линзами алевритов | I, 0 |
| 2. Зона пестроцветов (I), нижних и верхних, сложена песками, серовато-белыми, глинистыми, с сильно нарушенной первичной текстурой, с пятнами и полосами интенсивного ожелезнения и обеления субвертикальной ориентировки. Породы участками окремнены и имеют почвенную текстуру. Зона начальных пестроцветов выражена слабо и имеет малую мощность (0,15-0,2 м). Отмечаются многочисленные следы ходов червей | I, 0 |
| 3. Зона кремнисто-железистой кирасы (II) - камнеподобная глинисто-песчанистая кремнистая порода с многочисленными полосами и пятнами гетит-гематита, с ясно выраженной комковатой почвенной текстурой и кремнистыми псевдоморфозами по корням растений. | 0,7 |
| 4. Перекрывающие породы: глины серые, неслоистые, не измененные процессами выветривания | 2,0 |

Материнские породы описываемого профиля выветривания под микроскопом представлены среднезернистым сильно глинистым песком. Обломочный материал, имеющий среднюю и плохую окатанность, на 95–98% представлен кварцем. В виде единичных зерен присутствуют полевые шпаты и мусковит. Цемент выполняет пустоты между зернами кварца и сложен чешуйчатыми агрегатами каолинита с небольшой примесью гидрослюда. Кривая нагревания пелитовой фракции (см. рис. 49,б, обр. 68б) с эндотермической остановкой в интервале 560° и экзотермой 1100° характерна для каолинита. На это же указывает (см. рис. 49,в) и дифрактограмма образца 68б с характерными для каолинита базальными рефлексами 7,2 и 3,58 Å. После прокаливании образца 68б пики каолинита исчезают и на кривой остаются пики кварца (3,34 Å) и гидрослюда (9,9–10,3 Å). Таким образом, в глинистом веществе материнских пород, представленном почти исключительно каолинитом, присутствует незначительная примесь гидрослюда. Под электронным микроскопом глинистое вещество материнских пород выражено в виде хорошо огаеченных шестигранных кристаллов каолинита с характерной для него микродифракционной картиной (рис. 50,а,б).

В зоне пестроцветов материнские породы испытывают уже весьма заметные изменения. В массе пород появляются тонкие прожилки и пустотки, заполненные аутигенным, часто колломорфным глинистым веществом (рис. 51, а,б,в,д,е). В шлифах оно имеет светло-желтый цвет, в скрещенных николях обладает зональным угасанием и желтыми тонами интерференции. Колломорфная глина выполняет тонкие трещинки, рассекающие не только цемент, но и кварцевые зерна. Ею иногда заполнены пустоты в цементе и образованы бесформенные пятна замещения первичной чешуйчатой глины. Довольно часто колломорфные глины образуют смесь с тонкораспыленным опалом. В местах появления колломорфного глинистого вещества (в прожилках, пятнах, пустотах заполнения) наблюдается довольно интенсивная коррозия кварцевых обломочных зерен (см. рис. 51,а). Края кварцевых зерен становятся "разъеденными", приобретают разнообразной формы причудливые очертания. Вверх по профилю зоны пестроцветов густота пятен и прожилков колломорфной глины неуклонно увеличивается. Иногда выделения колломорфной глины замещают зерна полевого шпата или слюды. Происходит интенсивное перераспределение гидроокислов железа. Последние локализуются в форме пятен, сетчатых прожилков (см. рис. 51,г, рис. 52,а,б), заполняют пустоты, возникшие на месте корней растений (рис. 52,в), либо образуют ветвистые точечные выделения (рис. 52,г), сходные с современными микроскоплениями железа в почвах, образующихся в результате жизнедеятельности бактерий. Одновременно вверх по профилю увеличивается окремнение. Аутигенный кремнезем (опал или халцедон) образует прожилки (рис. 52,д,е), равномерно пропитывает породу. Иногда опал встречается в форме фитоцитов – остатков кремнистых клеток в продуктах пегретной растительной ткани, часто чрезвычайно сходных с фитоцитами современных почв (рис. 52,ж). Опал также образует псевдоморфозы по разнообразным растительным остаткам – обрывкам растительной ткани, грибкам, спорам и пыльце вышших растений (см. рис. 52,ж). Детальное исследование и диагностика окремненных спор из отложений северозайсанской свиты содержатся в работе Л.Н.Ржаницкой /1973/.

Несмотря на довольно заметные изменения состава первичных материнских пород, термограмма пелитовой фракции глин из подгоризонта пестроцветов (см. рис. 49, обр. 68в) остается по-прежнему характерной для каолинита, с четко выраженной экзотермой 1000° . Вместе с тем на термограмме наблюдается слабо заметное появление пика 2100° , что позволяет предполагать изменение в составе глинистого вещества. Эти изменения удастся хорошо наблюдать только в породах кирасы, венчающей профиль горизонта выветривания.

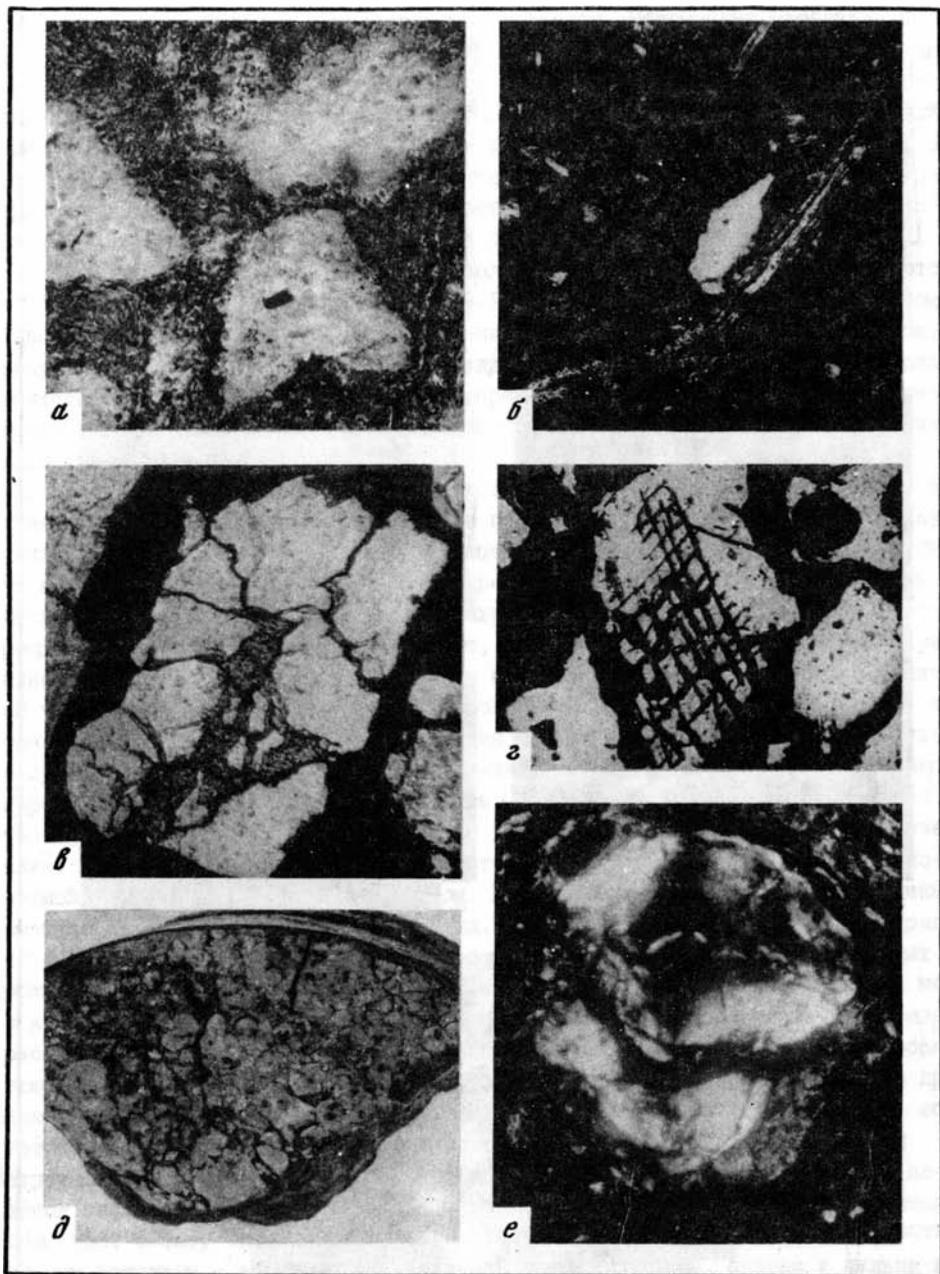
В кирасе наблюдается весьма интенсивная коррозия тонких зерен кварца,



Р и с . 50. Электронно-микроскопические снимки и микродифракционные картинки глинистых частиц из кремнистых горизонтов выветривания

а - обр. 686, разрез Керши, ув. 25 000; б - обр. 40и, там же; в - обр. 686, там же; г - обр. 40и-1, там же; д - обр. 40и-2, там же; е - обр. С-180-236, скв. 180, гл. 236 м, ув. 65 000

иногда приобретающая характер своеобразного "растворения". При этом зерна кварца почти утрачивают более или менее четкие очертания и как бы растворяются в глинисто-опаловом цементе. Первичное чешуйчатое глинистое вещество материнских пород сохраняется в породах кирасы только в виде отдельных пятен среди массы аутигенных глинисто-опаловых образований (колломорфная глина в смеси



Р и с . 51. Преобразование обломочных зерен и выделения колломорфного глинистого вещества в образцах пород из горизонтов выветривания

а - корродированные зерна кварца, шлиф С-17-27, скв. 17, гл. 27 м, ув.170, николь один; б - пластинка мусковита, замещенная каолинитом, шлиф С-308-55, скв. 308, гл. 55 м, ув. 170, николь один; в - трещиноватое зерно полевого шпата с выделениями колломорфного глинистого вещества, обр. 65 л, разрез Уш-Кара ув. 170, николь один; г - разрушенное зерно полевого шпата, трещинки заполнены гематитом, шлиф 68к, разрез Керши, ув. 170, николь один; д - прожилки колломорфного глинистого вещества с опалом (темные) в комковатой глине, пришлифовка С-307-175, скв. 175, гл. 175 м, нат. вел.; е - заполнение колломорфной глиной пустот в породе, шлиф С-180-236, скв. 180, гл. 236 м, ув. 70, николи скрещены

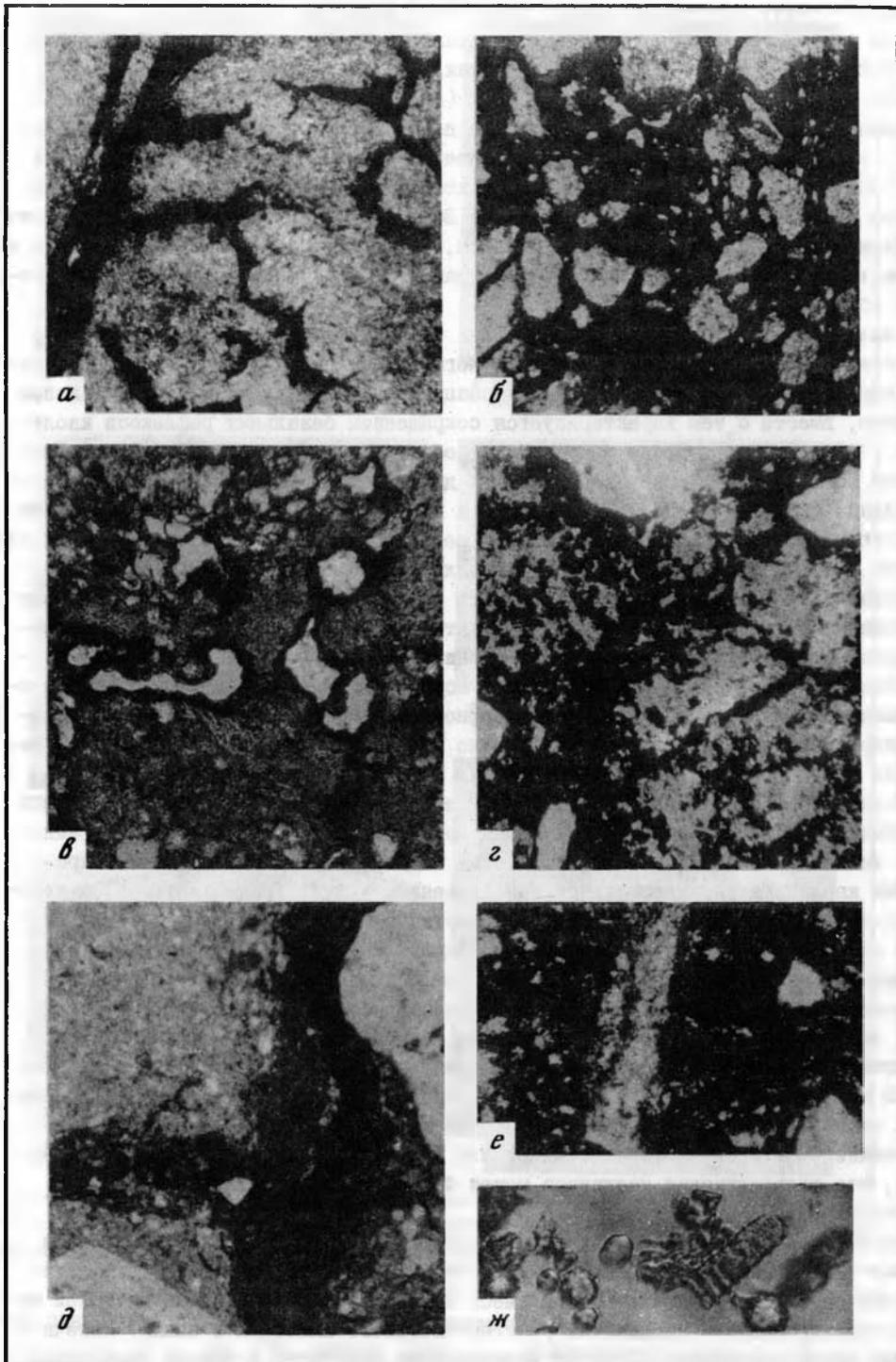
с опалом). Изучение колломорфного глинистого вещества проводилось Ю.Г.Цеховским и А.Л.Дмитриком /1970/ путем сопоставления данных рентгеновского анализа, термографии и электронной микроскопии.

Как видно на термографической кривой (см. рис. 49,б), намечавшиеся ранее изменения в составе глинистого вещества подгоризонта пестроцветов (обр. 68в), в породах кирасы выражены уже более четко. Во-первых, на термограммах обр. 40и и 68д заметно сглаживание характерных для каолинита термических эффектов 940 и 570° (особенно пика 940°). Во-вторых, появляется довольно хорошо выраженная реакция 210°. Таким образом, термографическая кривая, сохраняя в целом характерную для каолинита конфигурацию, тем не менее приобретает не совсем обычный облик.

Аналогичная картина наблюдается и при сравнении дифрактограмм глинистого вещества материнских пород и колломорфного глинистого вещества из пород кирасы (обр. 40в). Дифрактограмма этих образцов, сохраняя ту же в принципе конфигурацию, вместе с тем характеризуется сокращением базальных рефлексов каолинита (7,2 и 3,58 Å). После прокаливания образца и связанного с этим исчезновением базальных рефлексов каолинита на дифрактограмме остаются только слабые базальные рефлексы гидрослюда (10,1 Å) и кварца (3,34 Å), образующих незначительную примесь. Таким образом, данные рентгеновского анализа однозначно показывают, что принципиально нового кристаллического глинистого вещества в колломорфных аутигенных глинах по сравнению с материнскими породами нет. Однако сокращение базальных рефлексов на дифрактограмме и сглаживание пиков на термограмме показывают, что аутигенное глинистое вещество не является аналогичным веществу материнских пород. Внести ясность в этот вопрос смогла электронная микроскопия. В суспензиях колломорфного глинистого вещества на электронно-микроскопических препаратах предельно четко обнаруживается, что данное вещество в сравнении с глинами материнских пород находится в диспергированном состоянии. Происходит сильное измельчение (диспергация) сравнительно крупных кристаллов каолинита материнских пород при замещении его колломорфным глинистым веществом (см. рис. 50,в,г). Наряду с диспергацией многие мелкие кристаллы каолинита характеризуются исчезновением четких граней и углов, а некоторые кристаллы приобретают округлые очертания, т.е. они постепенно теряют свою кристаллическую форму. В ряде образцов из горизонтов выветривания колломорфное глинистое вещество почти целиком состоит из округлых образований, полностью утративших первичную кристаллическую форму (см. рис. 50, в,г,е; обр. 40и, С-180-236), что подтверждается микродифракционной картиной. Это рентгеноаморфное глинистое вещество, вероятно, может быть отнесено к аллофану. В профиле 40 химический состав аутигенного колломорфного глинистого вещества оказался близок к каолиниту. В то же время известно, что в аллофанах отношение SiO_2 к Al_2O_3 изменяется от 2:1 до 1:1, и поэтому можно предположить, что аллофанизация каолинита может сопровождаться потерей некоторого количества SiO_2 .

Таким образом, аутигенное колломорфное глинистое вещество, замещающее в железисто-кремнистых горизонтах выветривания чешуйчатые агрегаты глин материнских пород, представляет собой смесь диспергированного, в той или иной мере аморфизированного каолинита, рентгеноаморфного аллофана и опала. Перечисленные члены ассоциации образуют неодинаковые пропорции в разных горизонтах выветривания и разных частях одного и того же горизонта.

Аналогичная вышеописанной картина изменения глинистого вещества повторяется и в железисто-кремнистом горизонте выветривания разреза Бите-Как. На термограммах глин вверх по профилю фиксируется постоянное выполаживание пиков 590-570 и 920-950° и появление остановки 230°. В глинах же из пород кирасы реакция 950-940° выражена весьма слабо. Учитывая подобные данные и по дру-



Р и с . 52. Формы выделения аутигенных минералов в шлифах пород из горизонтов выветривания

а - прожилки гетит-гематита в глине, шлиф 38г, ув. 70, николь один; б - прожилки гетит-гематита (черные) разделяют глинистую массу (светлую) на мелкие изолированные комочки, шлиф С-27-240, скв. 27, гл. 240 м, ув. 70, николь один; в - гетит-гематит заполняет пустотки от корешков в кремнисто-глинистой

гим разрезам, можно сказать, что процесс аллофанизации каолинита материнских пород является конечным процессом преобразования глинистого вещества в кремнистых горизонтах выветривания. Этот процесс сопровождается коррозией и разрушением обломочных зерен кварца и их частичным замещением аутигенным глинистым веществом, полным замещением каолинитом и колломорфной глиной полевых шпатов, слюд и обломков пород с общим окремнением профиля выветривания.

Химический состав пород железисто-кремнистых горизонтов выветривания исключительно однороден. В качестве иллюстрации приводим данные химического анализа пород железисто-кремнистого горизонта выветривания разреза Бите-Как (табл. 6). Как видно, породы горизонта выветривания почти целиком сложены окислами кремния, алюминия и железа при аномально низких содержаниях щелочных и щелочноземельных оснований. Это всецело согласуется с минералогическим составом пород - основную массу их образуют алмосиликаты, силикаты и окислы железа. В породах практически отсутствуют минералы, в химический состав которых входили бы щелочные и щелочноземельные основания (за исключением ничтожно малой примеси гидрослюда, содержащей калий). Окремнение верхов профиля отмечается повышением содержания SiO_2 . Устанавливаемые анализом щелочи и щелочные земли, по-видимому, входят как изоморфные примеси в алмосиликаты.

Характеризуемые древние почвы, вероятно, могут сопоставляться с феррсиаллитным типом фульвоферралитного семейства современных почв /Глазовская, 1972/, развитых в районах с субтропическим либо тропическим гумидным климатом под лесными массивами. Однако интенсивное окремнение либо ожелезнение исследованных древних почв связано не только с выделениями SiO_2 и Fe_2O_3 в самом почвенном профиле, но и с боковым привнесом этих соединений почвенно-грунтовыми водами в суперкальцевых, по Б.Б.Полинову /1956/, ландшафтах.

А л у н и т о в ы й т и п г о р и з о н т о в в ы в е т р и в а - н и я . Данный тип горизонтов выветривания пользуется ограниченным распространением в гематит-каолиновой ассоциации. В настоящее время он установлен только в двух разрезах - у южного побережья солонца Кызыл-Как и северного подножья горы Шук.

Несмотря на крайне ограниченное распространение, эти горизонты выветривания представляют значительный интерес, ибо являются пока что единственными здесь представителями элювиальных образований, сложенных высокоглиноземистыми минеральными ассоциациями. В разрезе как Кызыл-Как, так и Шук они обнаруживают приуроченность к определенному фациально-генетическому типу отложений - алевритистым зеленовато-коричневым глинам с тонкими линзами мелкозернистых песков, представляющих отложения низкой поймы палеорек. Наиболее представительный разрез обнажен в эрозионных уступах у южного побережья солонца Кызыл-Как. Здесь наблюдаются два последовательно залегающих алунитовых горизонта выветривания. Нижний из них имеет мощность 3-3,5 м, верхний - 3,5-4 м. Строение их внешне ничем не отличается от морфологии кремнистых горизонтов выветривания. Однако есть и некоторые специфические особенности. Кираса имеет очень непостоянную мощность (от 0,1 до 1,5-1,8 м) и иногда вообще выклинивается. Она сложена плотными камнеподобными породами ярко-белого и серовато-бе-

Продолжение подписи к рис. 52

породе, шлиф 66г, разрез Букомбай, ув. 70, николь один; г - ветвисто-точечные выделения гидроокислов железа, напоминающие колонии бактерий, разрез Балаван, шлиф 225, ув. 200, николь один; д - прожилки опала (серые) и гематита (черные) в песчанистой глине, шлиф С-27-258, скв. 27, гл. 258 м, ув. 70, николь один; е - прожилки халцедона в песчанике с опаловым цементом, шлиф 24б, разрез Карой, ув. 70, николь один; ж - опализированные фитоциты и споры, скв. 307, гл. 153 м, ув. 200

Таблица 6.

Химический состав пород железисто-кремнистого горизонта выветривания разреза Бите-Как, вес. %

Номера проб	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	П.п.п.	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Сумма
220/72	Глины аргиллито-подобные	55,72	25,7	3,07	0,28	1,00	Нет	8,48	0,01	1,30	Нет	1,10	Нет	2,76	99,42
220/72а	То же	55,20	24,2	5,93	0,14	1,00	0,56	7,89	0,03	1,30	"	0,93	"	3,19	100,37
220/72б	"	55,10	21,00	9,06	0,14	2,00	Нет	6,99	0,04	1,30	"	0,81	"	3,43	99,87
220/72в	Аргиллиты оксидные	66,60	10,70	12,50	0,28	1,12	"	3,73	0,05	1,13	0,02	0,64	"	2,35	99,76
221/72а	Железисто-кремнистая кираса	63,70	15,20	6,30	0,14	1,34	0,45	4,88	0,05	1,13	0,01	1,29	"	4,46	99,05
221/72б	То же	68,98	12,80	4,25	0,14	2,50	Нет	4,24	0,02	1,13	0,01	1,13	"	5,12	100,32

Примечание: Проба 220/72 - материнские породы горизонта выветривания; пробы 220/72а, 220/72б, 220/72в - породы подгоризонта пестроцветов; пробы 221/72а, 221/72б - породы кремнистой кирасы. Анализ произведен в химической лаборатории Алтайского отдела ИГН им. К.И.Сатпаева. П.п.п. - потери при прокаливании.

лого цвета с коричнево-бурыми пятнами ожелезнения. В местах слабого ожелезнения в ее окраске преобладают белые цвета.

Материнские породы обоих горизонтов представлены зеленовато-серыми с коричневыми пятнами заохренности плотными алевритистыми глинами. Отмечаются отдельные короткие линзочки мелкозернистого кварцевого песка мощностью от 5 до 30 см. Под микроскопом глины имеют чешуйчатую микротекстуру. Иногда отмечаются псевдоморфозы гетита по кубикам пирита. Термограмма глин имеет хорошо выраженные эндотермические реакции в интервалах 120 и 530⁰ при относительно слабо выраженной экзотермической остановке - 900⁰, что позволяет предположить смешанный минералогический состав глин, в которых доминирует каолинит с возможной примесью гидрослюда или смектита.

В зоне пестроцветов материнские породы практически полностью теряют первичные текстурно-структурные признаки. Они приобретают более плотное сложение и яркие пятнистые цвета окраски. Железо в форме гетит-гематита обособляется в отдельные полосы и пятна буро-коричневых и красных тонов окраски, а в полосах осветления преобладают зеленовато-серые и белые тона. Под микроскопом видно, что глинистая чешуйчатая масса теряет яркие цвета интерференции и становится более бледноокрашенной. Уже в низах подгоризонта пестроцветов появляются прожилки и пятна аутигенной колломорфной глины, количество и размеры которых неуклонно растут к верхам профиля. Чешуйчатое глинистое вещество материнских пород в нарастающей степени замещается аутигенной глиной. Отмечается коррозия кварцевых зерен и замещение их аутигенным глинистым веществом. Последнее проникает по микротрещинам в зерна кварца, деформирует и замещает их.

Изменение минералогического состава глинистого вещества в зоне пестроцветов довольно хорошо отражается на термографических кривых. Кривые аутигенных колломорфных глин, подобно таковым из кремнистых горизонтов выветривания, характеризуются сглаживанием пиков 530 и 900⁰ и появлением эндотермы 260⁰. Такой характер кривых нагревания, как отмечалось выше, типичен для смесей аморфизированного каолинита и аллофана. Наряду с последними отмечаются гнезда (в верхах профиля пестроцветов), сложные пакеты аутигенного каолинита и "гроздьями" галлуазита (рис. 53, а, б). В верхах профиля пестроцветов появляются и редкие кристаллы алунита.

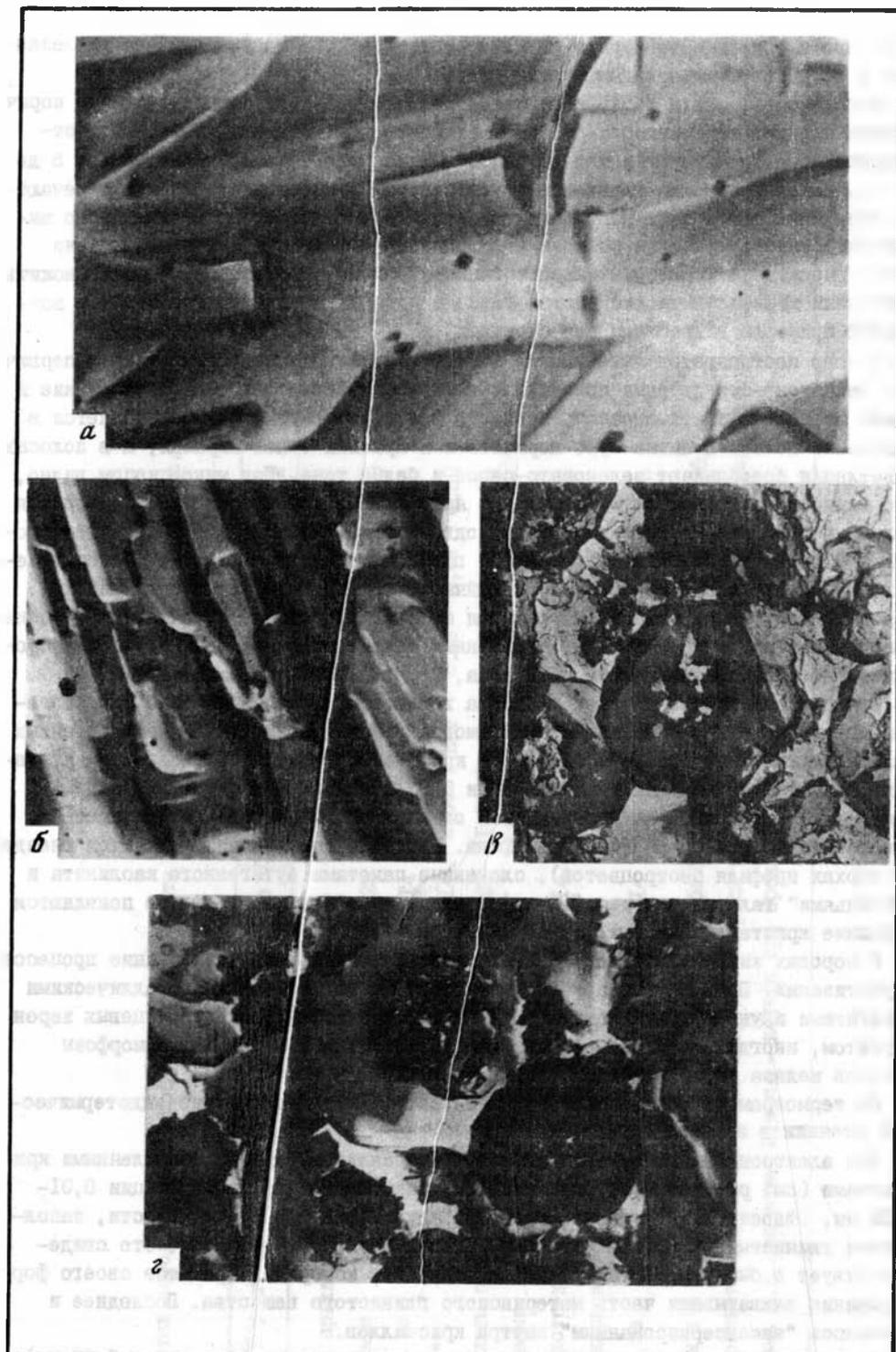
В породах кирасы происходит своего рода лавинообразное нарастание процесса алунитизации. Под микроскопом породы кирасы на 70% сложены кристаллическими агрегатами алунита. Отмечается довольно интенсивная коррозия кварцевых зерен алунитом, иногда вплоть до полного замещения. Появляются и псевдоморфозы окислов железа по кристаллам пирита кубической формы.

На термограммах пород присутствие алунита вызвало появление эндотермической реакции в интервале 750⁰.

Под электронным микроскопом алунит представлен прекрасно оформленными кристаллами (см. рис. 53, в, г). Подавляющая часть их попадает во фракции 0,01-0,03 мм. Относительно крупные кристаллы алунита внутри имеют полости, заполненные глинистым веществом (см. рис. 53, г). Нужно полагать, что это свидетельствует о быстром росте кристаллов алунита, которые в процессе своего формирования захватывали часть материнского глинистого вещества. Последнее и оказалось "законсервированным" внутри кристаллов.

Рентгенографическое изучение алунитового концентрата (фракция < 0,02 мм) показывает, что он состоит из смеси двух минералов. Базальные рефлексы 5,68; 4,92; 3,88; 3,47; 2,96 и 2,85 Å принадлежат алуниту, который является здесь резко доминирующим членом минеральной ассоциации. Присутствие каолинита доказывается появлением базальных рефлексов 7,16 и 3,57 Å.

Основу химического состава материнских пород алунитовых горизонтов выветривания составляют кремний, алюминий и железо при незначительном содержании



Р и с . 53. Электронные микрофотографии минералов алунитового горизонта выветривания

а - кристаллы каолинита в глинах подгоризонта пестроцветов (угольная реплика, ув. 10 000); б - кристаллы вторичного галлуазита в глинах подгоризонта пестроцветов (угольная реплика, ув. 8 000); в - кристаллы алунита кясы (угольная реплика, ув. 8 000); г - кристаллы алунита с глинистым веществом внутри полости (угольная реплика, ув. 8 000)

щелочноземельных и щелочных оснований (табл. 7). Однако характер изменения химизма пород в профиле алунитовых горизонтов выветривания отличается от профиля кремнистых горизонтов. Здесь в направлении снизу вверх по профилю намечается неуклонное снижение содержания кремнезема за счет повышения потерь при прокаливании (конституционная вода + SO_4), алюминия и калия. Последний накапливается в породах профиля выветривания за счет вхождения в кристаллическую структуру алунита. Причину сохранения в породах алунитовой кирасы еще довольно больших количеств кремнекислоты, по-видимому, следует искать в глинистом веществе, заключенном во внутренних полостях кристаллов алунита, о которых мы говорили выше, а также примеси кварца.

Таким образом, в алунитовых горизонтах выветривания гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины мы видим следующий, более высокий уровень химического преобразования пород, нежели в кремнистых горизонтах выветривания. Если в последних процесс химического преобразования исходных (материнских) осадочных пород останавливается на стадии аллофанизации каолинита, то в алунитовых горизонтах выветривания он получает свое дальнейшее развитие и приводит к образованию бескремнистых глиноземистых минералов - алунита и гидратилита (?). Этот процесс, в принципе имеет то же направление что и процесс элювиальной бокситизации, характерной чертой которого является вынос кремнезема из профиля выветривания и образование высокоглиноземистых бескремнистых минералов. Если бы материнские осадочные породы алунитового горизонта выветривания не содержали в своем первоначальном составе значительных количеств сульфидов железа, процесс бы закончился формированием не алунитовой, а бокситовой кирасы.

Формирование древних алунитовых почв осуществлялось в супераквальных, по Б.Б.Полынову /1956/, ландшафтах и сопровождалось боковым привнесом с почвенно-грунтовыми водами в формирующиеся почвы ионов SO_4^{--} и K^+ . Данные почвы в какой-то мере напоминают современные кислые квасцовые почвы /Глазовская, 1972/, формирующиеся в сильно заболоченных гумидных ландшафтах, в которых алюминийевые квасцы имеют широкое распространение.

Описанные выше минералого-геохимические типы горизонтов выветривания, замеща друг друга по простиранию, накладываясь один на другой и, наоборот, расщепляясь на несколько горизонтов, образуют те мощные пестроцветные ("леopardовые") пачки пород гематит-каолиновой ассоциации, которые охарактеризованы нами как отложения, измененные субсинхронными процессами выветривания и почвообразования. Следует отметить, что и сами пачки пестроцветных пород не образуют в составе гематит-каолиновой ассоциации обособленных стратиграфических подразделений. Они также по простиранию переходят в менее выветрелые пачки, расщепляются на несколько пачек, накладываются одна на другую и т.п.

Для пестроцветных пачек осадочно-элювиальных пород гематит-каолиновой ассоциации весьма характерно одно литогенетическое явление - это ассоциативная связь с ними песчаников с железистым (гетит-гематитовым) и кремнистым цементом. Ими сложены линзы и прослои обычно небольшой мощности (0,3-2,5 м), но иногда значительного протяжения. Степень цементации обломочного материала разная - от очень плотного заполнения пор до полурыхлой, пористой. Отмечаются песчаники со смешанным кремнисто-гематитовым цементом.

Формирование этих песчаников связано с горизонтальной миграцией кремнезема и железа с почвенными растворами. В связи с изменениями pH и Eh в пористой среде песчаных осадков происходило или совместное, или раздельное выпадение из растворов железа и кремния. Там, где резко повышался кислородный потенциал, формировалась преимущественно железистая цементация. С резким же изменением кислотности среды связана кремнистая цементация. Смешанная железисто-кремнистая (пестрая по составу) цементация песчаных пород толще обязана одновременному изменению обоих показателей среды.

Таблица 7

Химический состав пород алунитового горизонта выветривания разреза Кызыл-Как, вес. %

Номера проб	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	П.п.п.	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Сумма
207/72	Глины зеленые (ма- теринские породы профиля)	61,52	21,30	3,07	0,28	0,22	0,80	6,42	0,01	1,07	Следы	1,20	0,38	3,80	100,07
207/72а	То же	61,64	21,78	2,56	0,28	0,22	0,80	6,60	0,01	1,02	0,01	1,17	0,38	3,54	100,01
204/72	Аргиллиты пестро- цветные	53,60	22,60	2,89	0,14	0,89	0,64	11,84	0,07	0,90	Следы	1,82	0,75	3,70	99,84
204/72б	То же	53,86	23,53	2,39	0,28	0,45	0,48	12,15	0,06	0,85	"	1,87	0,81	3,51	100,24
204/72в	Породы алунитовой кирасы	43,58	25,15	2,55	0,14	0,45	0,64	19,31	0,05	0,62	"	3,07	0,75	3,31	99,62
УК-30м	То же	32,58	26,70	1,37	0,32	Нет	0,96	30,18	0,16	0,50	"	5,47	0,38	1,08	99,70
УК-20м	"	27,34	27,92	2,04	0,32	Нет	0,80	31,57	0,16	0,40	Нет	6,43	0,43	1,73	99,14
УК-10м	"	30,18	30,00	2,21	0,14	0,79	0,48	28,06	0,13	0,45	"	4,70	0,38	2,60	100,12

Примечание. Пробы УК-30м - фракция 0,03 мм; УК-20м - фракция 0,02 мм; УК-10м - фракция 0,01 мм. Анализ произведен в химической лаборатории Алтайского отдела ИГН им. К.И.Сатпаева.

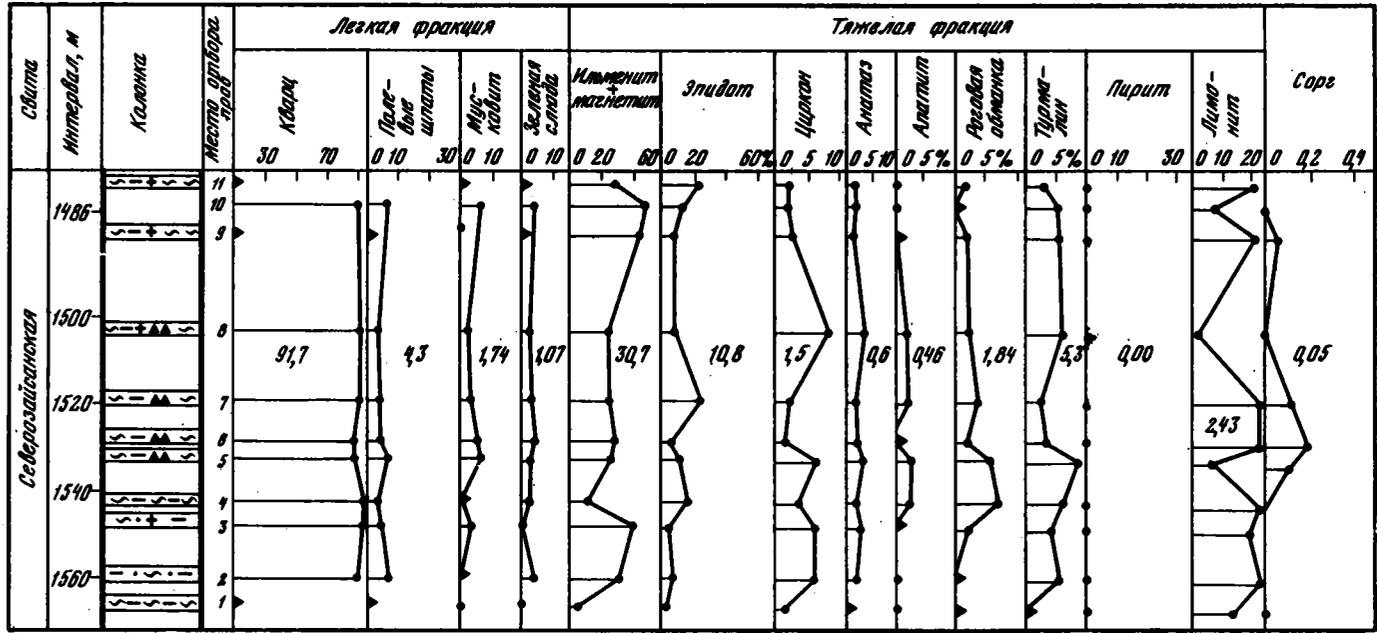
Таким образом, развитые на территории Зайсанской впадины измененные и не измененные субсинхронным выветриванием породы пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации повсеместно имеют зрелый кварцево-каолиновый состав и часто содержат выделения аутигенных минералов: гетита, гематита, опала, халцедона. Иллюстрацией сказанному могут служить данные минералогических исследований керны Зайсанской опорной скважины (по материалам В.К.Василенко). Для пород ассоциации (рис. 54) характерны крайне высокие значения таких устойчивых к выветриванию минералов, как кварц (91,7%), циркон (1,5%), турмалин (5,3%) и др., и соответственно низкие содержания полевых шпатов (4,3%), мусковита (1,74%), зеленой слюды (1,07%) и др. Органическое вещество в породах ассоциации, как правило, отсутствует, аутигенные минералы железа представлены гетитом + гематитом (24,3%), а закисные соединения железа (в форме пирита или сидерита) практически не встречаются. Обращают на себя внимание аномально высокие значения карбонатности пород (2,43%), нехарактерные для других разрезов ассоциации. Это связано с положением разреза Зайсанской опорной скважины на границе гумидной и аридной зоны литогенеза (во время формирования осадков ассоциации), где аридизация климата начинала сказываться на характере литогенетических процессов.

Горная область Алтая и Зауральская платформа

Красно-пестроцветные, часто окремненные отложения гематит-каолиновой ассоциации верхов поднижнего мела-низов палеогена прослеживаются к северу от территории Призайсалья в небольших депрессиях палеорельефа и в виде эрозийных останцов на древних поверхностях выравнивания Южного Алтая. Повсеместно данные отложения залегают на мощной каолиновой коре выветривания. Наиболее полные разрезы толщи представлены в Чуйской впадине, где она известна под наименованием карачумской свиты /Ерофеев, Ржаницова, 1969; Розенберг, 1973, 1976/. В строении толщи главенствующее развитие имеют существенно глинистые и алевроито-глинистые породы красно-пестроцветного тона. Для них также характерно сложное сочетание в разрезе и по латерали слабо измененных и интенсивно преобразованных процессами выветривания и почвообразования пород. Эта особенность толщи сразу же обращает на себя внимание, по поводу чего Г.Ф. Дунгерсгаузен и О.А.Раковец, выделившие карачумскую свиту, писали: "Морфологически некоторые пачки суглинков и глин напоминают горизонты выветривания или погребенные почвы" /1958, с.81/. В составе обломочных минералов карачумской свиты резко доминирует кварц. Примесь полимиктовых обломков (в большинстве случаев выветрелых до состояния глин) увеличивается лишь в делювиальных фациях приобортовой части Чуйской впадины. В кровле ряда погребенных почвенных профилей иногда фиксируются своеобразные по составу линзы гравийных песков мощностью 0,1-0,3 м, обломочные зерна в которых слагаются глинистыми и глинисто-кремнистыми окатышами и бобовинами. Они сформированы за счет перемыва верхних горизонтов ископаемых почв.

Состав глин различных фаций в основном гидрослюдасто-каолиновый с примесью смешанослойных гидрослюдасто-монтмориллонитовых минералов и хлорита. Аутигенные минералы пород, слабо измененных процессами субсинхронного выветривания и почвообразования, представлены гематитом и опалом. Органическое вещество в породах отсутствует.

Внутриформационные горизонты выветривания (ископаемые почвы) внешне напоминают таковые Зайсанской впадины. Детальное описание строения, состава и условий образования горноалтайских кремнисто-железистых почв содержится в статье А.П.Феофиловой, Ю.Г.Цеховского, Б.П.Градусова /1981/, которые отнесли данные элювиальные образования к древним субтропическим подзолам. Глинистое



Р и с . 54. Диаграммы распределения терригенных и аутигенных минералов в северозайсанской свите по Зайсанской опорной скважине (составлена по материалам В.К. Василенко)

▶ - следы минерала; числа посередине рисунка - среднее содержание минерала

вещество этих почв слагается каолинитом и гидрослюдой с примесью смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов. Аутигенные образования представлены гидроокислами железа и опалом. Гематит-гетит обособляется в породах в виде разнообразной величины и формы пятен, ступков либо образует скопления очень мелких конкреций. Аутигенный опал обычно тонко рассеян в породах. В сильно окремненных породах горизонтов выветривания карачумской свиты содержащее SiO_2 достигает 83,6%.

На равнинных территориях Зауральской эпипалеозойской платформы разрезы верхнемеловой-нижнепалеогеновой гематит-каолиновой ассоциации принципиально имеют тот же литологический состав, что в Зайсанском прогибе. В составе разрезов этой толщи здесь почти не сохраняется отложений, не измененных субсинхронными процессами выветривания и почвообразования. Только русловые и реже пойменные фации аллювия, сложенные песками, гравелитами, алевритами или глинами, местами сохраняют первичную седиментационную слоистость. Подавляющая же часть отложений полностью утратила первичные седиментационные структурно-текстуриные признаки. Здесь трудно бывает выделить в разрезах отдельные внутрiformационные горизонты выветривания - подавляющая масса пород ассоциации представляет собой единый пестроцветный комплекс, сформированный слиянием, наложением друг на друга горизонтов выветривания железисто-кремнистого или железисто-каолинового типов, полностью преобразовавших первичные осадки. Не случайно В.Н.Разумова, детально изучавшая эти отложения в центральной части Казахского щита, по данному поводу пишет: "... от коры выветривания палеозойских пород они отделяются с большим трудом и практически сливаются с последней в единый осадочно-элювиальный комплекс" /1961, с.21/.

Хорошим примером сказанному могут служить разрезы (естественные и буровые) ассоциации Павлодарско-Семипалатинского Прииртышья. Здесь отложения гематит-каолиновой ассоциации образуют ряд хороших обнажений в бортах долины р.Иртыша (Мурадды, Черемушки и др.), на древних поверхностях пенеппена левобережья Иртыша северо-западной пос.Известкового, у юго-западного подножья гор Семейтау и ряде других пунктов. Эти отложения вскрыты многими буровыми профилями на правобережье Иртыша. Повсеместно описываемая толща отложений, охарактеризованных верхнемеловой-нижнепалеогеновой флорой и палинологическими комплексами, сложена красно-пестроцветными, "леопардовыми", глинами и алевритистыми глинами с линзами и прослоями алевритов и разнозернистых кварцевых песков. Последние часто сцементированы светлым плотным кремнистым или буро-коричневым гематитовым цементом и превращены в песчаники. На левобережье Иртыша железистые кремнистые песчаники часто "броннируют" обнажения пород описываемой толщи, создавая столовые формы возвышенностей рельефа. Кремнистые песчаники бывают настолько плотными, что многие геологи ранее принимали их за своеобразные дайковые породы палеозоя.

Глинистые и алевритовые породы также часто окремнены и имеют довольно плотное сложение. Окисное железо в форме гетит-гематита концентрируется в них в виде разнообразной формы пятен и полос субвертикальной ориентировки к напластованию. Породы почти повсеместно имеют сетчато-комковатую или оолитоподобную почвенную текстуру. В некоторых обнажениях (например, у пос.Мурадды), где в основании разреза толщи нет песков, очень затруднительно установить контакт между отложениями гематит-каолиновой ассоциации и подстилающей ее каолиновой корой выветривания.

Обломочные компоненты пород ассоциации представлены почти исключительно кварцем. Последний составляет не менее 93-95% легкой фракции. В тяжелой фракции подавляющее большинство минералов также представлено устойчивыми к выветриванию ассоциациями (ильменит, лейкоксен, циркон и др.). Глинистое вещество пород сложено каолинитом и аллофанизированным каолинитом.

Довольно оригинальными литологическими образованиями некоторых разрезов ассоциации являются линзы и прослой бокситоподобных железисто-кремнистых пород. Они присутствуют в обнажениях Зайсанского прогиба и впадин Горного Алтая, но на равнинных участках Зауралья встречаются чаще. Это перемытые оолиты и бобовины железисто-кремнистого состава, нередко сцементированные плотным железисто-кремнисто-каолиновым цементом. Под микроскопом в них часто устанавливаются и кремнистые бобовины, зерна кварца. Внешне такие породы имеют типичный облик каменных бобовых бокситов, что неоднократно вводило в заблуждение геологов.

Бокситорудные пестроцветы

Известные бокситорудные пестроцветы верхов верхнего мела-низов палеогена в Казахстане и Сибири распространены только в карстовых депрессиях. За пределами широкого развития в складчатом фундаменте палеозоя карбонатных пород (известняков, доломитов, мраморов) значительные бокситорудные залежи не установлены. Известны только находки изолированных глыб каменных бокситов на выровненных поверхностях пенепленов в Салаире, Центральном Казахстане, Восточном Саяне и на Енисейском крыже.

Бокситорудные карстовые депрессии и поля имеют различную форму и размеры и часто приурочены к контактам известняков и песчано-сланцевых пород палеозоя. Глубина депрессий большей частью находится в пределах 100 м и только отдельные, наиболее крупные депрессии достигают 200 м и более. В крупных месторождениях (Аркалыкское, Средне-Татарское и др.) карстовые воронки и впадины образуют линейно вытянутые системы депрессий, прослеживающиеся по простиранию карбонатных пород фундамента.

Во всех бокситорудных карстовых депрессиях между собственно бокситоносными отложениями и древним карбонатным основанием залегает своеобразная по строению и составу пачка гидрослюдисто-каолиновых пород, называемая "подрудными глинами" или "подрудной толщей". Для этой пачки характерно сложное сочетание и переплетение признаков обычной каолиновой коры выветривания пород складчатого основания и типичных осадочных образований. "Подрудные глины" - это своеобразное осадочно-элювиально-карстовое тело, возникшее при формировании коры выветривания на карбонатных породах и стадийных просадках дна карстовых полостей. За пределами площади развития карбонатных пород фундамента "подрудные глины" сменяются образованиями обычной каолиновой коры выветривания.

Собственно бокситорудные отложения представлены красно-пестроцветными каолиновыми и гиббсит-каолиновыми глинами с редкими линзами и прослоями кварцевых песков. В некоторых впадинах с ними ассоциируют линзы и пачки темных гумусированных глин и реже высокозольных бурых углей.

Залежи бокситов в подавляющем большинстве разрезов приурочены к пачкам красно-пестроцветных глин и имеют преимущественно линзообразную и пластообразную форму. Среди бокситов выделяются каменные и рыхлые разновидности с бобовой текстурой, а также целая гамма глиноподобных бокситов весьма разнообразной, преимущественно пестрой, окраски. Последние зачастую макроскопически неотличимы от вмещающих их пестроцветных каолиновых и гиббсит-каолиновых глин.

Во всех районах Казахстана и Сибири для бокситоносной толщи характерно господство в песчаной фракции пород предельно устойчивых к выветриванию минеральных ассоциаций: кварц, турмалин, циркон, анатаз, андалузит, лейкоксенизированный в различной степени ильменит, сфен и др.

Большинство геологов, изучавших бокситорудные месторождения карстового типа /Бушинский, 1958б; Волков, 1959; Ким, 1971; и др./ считают, что фор-

мирование и дальнейший рост карстовых воронок осуществлялись одновременно с накоплением бокситоносной толщи. За это говорят ритмический характер заполнения осадками карстовых котловин, резкие нарушения залегания слоев, вплоть до крутых падений, наличие в составе толщи колливиальных образований и оползневых глыб. Данное мнение получило дополнительное подтверждение детальными наблюдениями Ю.Г.Сеховского /1976/ над характером залегания бокситоносных отложений в карьерах Аркалыкского и ряда других месторождений. Периодически осуществляющиеся просадки карстовых полостей в период их заполнения бокситоносными отложениями привели к появлению угловых несогласий пластов в разных частях разреза бокситоносной толщи.

Из вышеприведенной характеристики бокситорудных месторождений верхов верхнего мела-нижнего палеогена Казахстана и Сибири вытекают три важных обстоятельства.

1. Все бокситорудные месторождения и залежи узко локализованы в карстовых и эрозивно-карстовых котловинах, развитых на карбонатных породах складчатого палеозойского основания. Это своего рода литологический контроль оруденения.

2. Подобного литологического состава отложения (бокситы, бокситовые глины, глиноподобные бокситы) неизвестны в пределах более или менее крупных областей седиментации этого времени. Мало того, эти отложения широко не распространены и между полями карстовых котловин. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что формирование бокситорудных пестроцветных отложений осуществлялось на относительно приподнятых участках континента, где эрозивно-карстовые и карстовые котловины единственно и могли являться локализаторами продуктов денудации.

3. Заполнение карстовых котловин бокситоносными осадками осуществлялось параллельно (субсинхронно) с формированием и ростом в глубину самих карстовых полостей.

Ниже рассмотрим наиболее характерные черты строения разрезов, фациальный и вещественный состав бокситорудных пестроцветов. Одной из главных черт строения разрезов бокситорудной толщи верхов верхнего мела-низов палеогена является присущее им чередование в вертикальном и горизонтальном направлениях отложений, несущих типичные признаки осадочных образований, с одной стороны, и элювиальных продуктов интенсивного химического выветривания - с другой. Эти образования создают сложную гамму взаимопереходов и взаимосочленений, обуславливающую пестроту литологического состава и окраски пород, так характерную для разрезов бокситоносной толщи. Данная особенность породного состава толщи замечена литологами уже давно, а объяснения этому явлению давались самые разнообразные. Пожалуй, впервые указанная особенность состава бокситорудной толщи была отмечена В.Н.Разумовой в Амангельдинском районе, по поводу чего она пишет: "Нужно сказать, что бокситы Амангельдинского месторождения очень своеобразны. С одной стороны, это безусловно осадочные образования. Это доказывается тем, что бокситоносная толща содержит прослой углистых глин в углесто-глиноземистых породах, вмещающих пыльцу палеоцен-эоценового возраста, а бокситовые породы нередко обнаруживают обломочно-бобовую структуру. С другой стороны, глины, вмещающие бокситы, часто практически неотличимы от глин коры выветривания, слагающих борта бокситорудной депрессии. Поэтому бокситоносные отложения Амангельдинского месторождения напоминают латериты" /1961, с.87/. Аналогичные факты и заключения приводятся многими геологами, изучавшими бокситы Енисейского края /Лизалек и др., 1969/.

Эта особенность строения бокситовой толщи определяющим образом повлияла на трактовку генезиса бокситорудных отложений. Если внимательно проанализировать существующие концепции о генезисе бокситов карстовых месторождений, то нетрудно увидеть, что в основу их положена или та, или другая из отмеченных вы-

ше главных характеристик литологического состава пород бокситоносной толщи, т.е. или признаки осадочного генезиса пород, или явления их мощного химического преобразования.

Геологи, развивающие представления А.Д.Архангельского (А.Н.Волков, Ю.К.Горещкий, Б.А.Турин и др.), бокситы карстовых котловин относят к сугубо хемогенным образованиям, о чем, по их мнению, свидетельствуют бобовая структура большей части бокситовых пластов (внешне напоминающая хемогенные оолитовые железные руды), колломорфные ступки алмогеля, гиббситовые оторочки вокруг бобовин, глиноподобный облик бокситов некоторых залежей.

Другая группа геологов /Гладковский и др., 1964/, отмечая наличие типичных обломочных структур в бокситах, считают их главным образом продуктами разрушения и механического переотложения древних латеритных кор выветривания в делювиально-пролювиальных либо аллювиально-озерных условиях. Исследования Н.А.Лисициной и М.В.Пастуховой /1963/ подтвердили присутствие среди казахстанских бокситов разностей, имеющих типичную обломочную структуру. Вместе с тем ими было установлено, что многие первично-кластогенные рыхлые каолинит-гиббситовые породы под действием вторичных процессов латеритизации превращались в сахаристые либо каменистые бокситы. По их мнению, наличие в бокситах микроконкреций, оторочек гиббсита и колломорфных выделений алмогеля свидетельствует о воздействии интенсивных вторичных процессов латеритизации на отложившиеся кластогенные каолинитовые и каолинит-гиббситовые осадки. Однако указанные исследователи не приводят анализа того, как происходят эти "вторичные процессы" и в какое время - по мере накопления осадков или после полного заполнения карстовых котловин.

На основе наблюдений над стадийным характером заполнения бокситоносными осадками карстовых котловин геологи, изучавшие бокситы Енисейского кряжа /Лизалек и др., 1969/ и Казахстана /Ким, 1971/, пришли к заключению о многоэтапной вторичной латеритизации осадков, формирующихся в карстовых котловинах, и превращении их в бокситы. Данное обобщение (развивающее идеи Г.И.Бушинского) фактически уже исходило из признания того, что накопление бокситоносных отложений и их интенсивное постседиментационное химическое преобразование осуществлялись параллельно (субсинхронно) во времени. Данная концепция раскрывала многие до этого необъяснимые факты, а именно наличие в составе бокситорудной толщи отложений, неотличимых по вещественно-структурным признакам от образований коры выветривания, присутствие в разрезах горизонтов и пачек, обнаруживающих в своем строении сходство с профилем латеритной коры выветривания.

Авторы данной монографии решили подойти к изучению бокситорудных пестроцветов, рассматривая их одновременно с двух точек зрения. С одной стороны, бокситорудные пестроцветы рассматривались как типичная осадочная толща континентальных отложений, которая изучалась с позиций законов седиментации и диagenеза. При этом главная роль отводилась литолого-фациальному анализу отложений, основой которому послужили наблюдения над характером слоистости, составом обломочного материала и цементующего вещества, сортировкой и окатанностью обломков и т.п. С другой стороны, бокситорудная толща рассматривалась как арена действия мощного химического преобразования пород и изучалась с позиций законов элювиальных процессов. Основу этого изучения составили наблюдения над характером и типом постседиментационного изменения пород, масштабом этих изменений и стадийностью преобразования минерального вещества.

Главным объектом изучения явилась верхнемеловая-нижнепалеогеновая аркалыкская (амангельдинская) бокситоносная свита на месторождениях Белояровка, Кайнарлы, Амангельдинской группы и ряде других.

Наблюдения в действующих карьерах (позволяющие увидеть много таких дета-

лей строения разреза толщи, которые трудно уловить при изучении керна буровых профилей) показали, что толща бокситорудных пестроцветов построена по тому же типу, что и эквивалентная ей в возрастном отношении толща кремнисто-каолиновых пестроцветов. Для строения разреза бокситорудной толщи характерно чередование в вертикальном и горизонтальном направлениях разнофациальных отложений, не измененных или слабо измененных элювиальными процессами, и отложений, интенсивно преобразованных субсинхронными процессами почвообразования и выветривания (горизонты выветривания). Так же как и для разрезов толщи кремнисто-каолиновых пестроцветов, здесь отмечаются переходы по простираанию горизонтов выветривания в слабо измененные или неизмененные породы, расщепление одного горизонта на несколько по простираанию, явления слияния горизонтов выветривания и т.п. Все это говорит о совмещении во времени процессов седиментации и химического выветривания.

Отложения, не измененные процессами субсинхронного почвообразования и выветривания. Доля не измененных химическим выветриванием отложений в различных месторождениях и карстовых котловинах существенно разная. На одних бокситовых месторождениях (Белояровка, Кайнарлы) процессы субсинхронного выветривания выражены очень слабо, на других, напротив, отложения в той или иной мере измененные субсинхронным выветриванием слагают большие части разрезов характеризуемых толщ (Амангельдинская группа и др.).

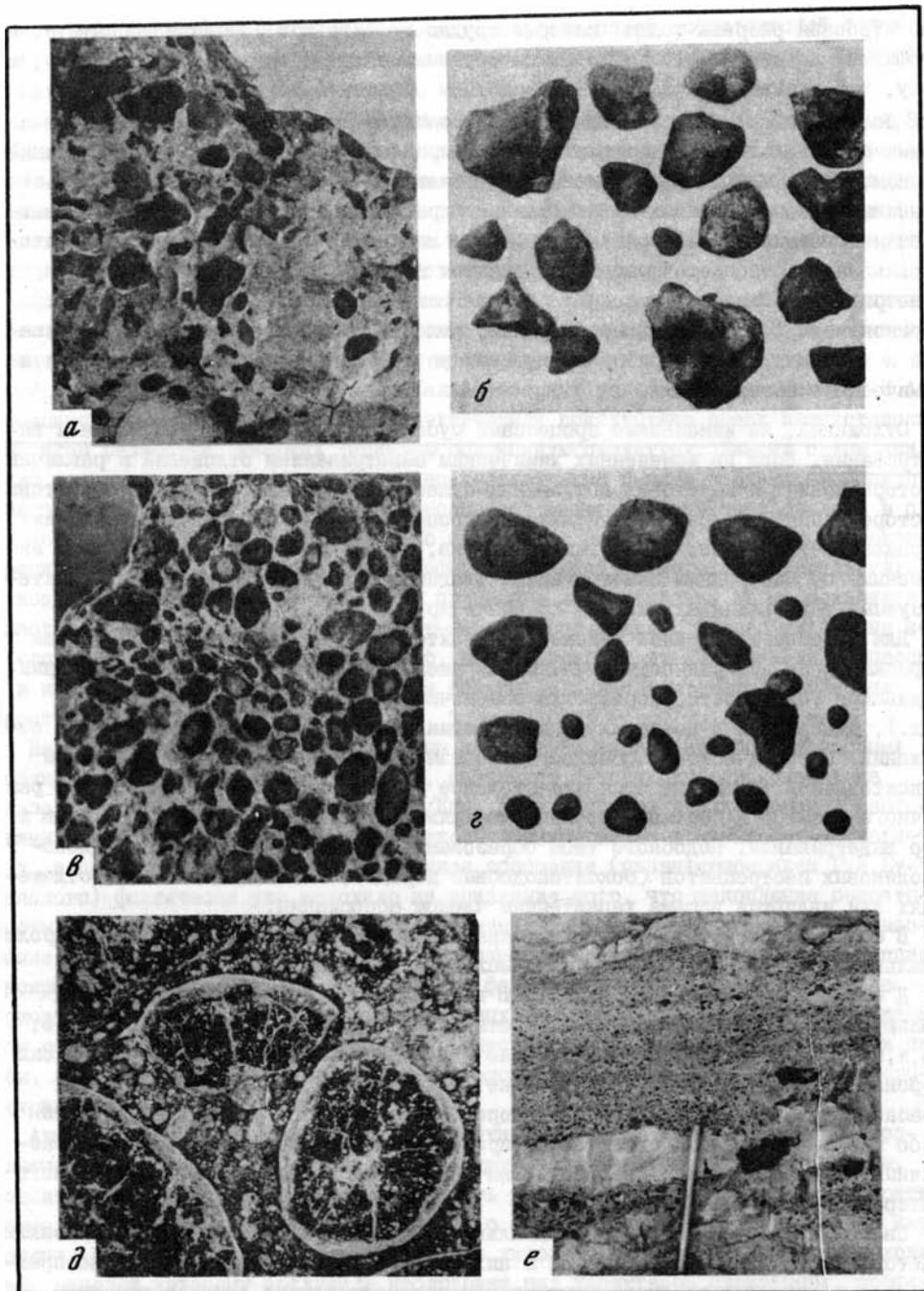
Для описываемой группы отложений характерна более или менее выдержанная окраска пород, сохранность и четкая выраженность первичных седиментационных признаков (слоистость, сортировка обломочного материала, напластование и т.д.), однородный в пределах данного фациально-генетического типа состав отложений. Специфической особенностью не измененных выветриванием отложений бокситоносной толщи является значительное участие в обломочном материале различного размера и состава бобовин, мобилизованных в процессе размыва почв и кор выветривания. Подобного типа образования присущи и разрезам кремнисто-каолиновых пестроцветов (бокситоподобные породы), но в бокситоносных отложениях они являются весьма характерным членом ассоциации.

В составе бокситоносной толщи устанавливаются отложения делювиально-пролювиального, озерно-болотного и аллювиального генезиса.

Делювиально-пролювиальные отложения являются самой распространенной генетической группой осадков (рис. 55, а-е; 56, а, б). Они тяготеют преимущественно к бортовым частям карстовых депрессий и воронок и имеют плащобразную в плане форму залежей, равномерно-красную, красно-бурую, желто-бурую окраску пород. Характерно отсутствие слоистости либо неясно выраженная слоистость, проявляющаяся за счет напластования различных по гранулометрии пород, плохая сортировка и ориентировка обломочного материала.

Своеобразие делювиально-пролювиальных фаций бокситоносных отложений заключается в том, что присутствующий в них обломочный материал повсеместно представлен продуктами перемыва верхних зон древнего элювия латеритного типа (гибсит-гематит-каолинового состава).

В зависимости от размера и формы обломков, слагающих делювиально-пролювиальные отложения, выделяется следующий ряд осадков, различающихся по гранулометрии и степени окатанности обломков: глыбы, валуны, щебень, галька, дресва, гравий и т.д. (см. рис. 55, а-е; 56, а, б). В каждом последующем члене фациального ряда делювия и пролювия происходит постепенное уменьшение размера обломков, обычно улучшается их окатанность, сортировка. Состав бобовин, как и других обломков, в рыхлых бокситах может резко изменяться. Даже в пределах одного и того же образца могут встречаться гибсит-гематитовые, каолинитовые или



Р и с . 55. Фотографии делювиально-пролювиальных фаций аркалыкской свиты Центрального Казахстана (Амангельдинская группа месторождений бокситов)

а - древесно-гравийные отложения с глинистым цементом из делювиальных отложений, обломки угловатые и округлые каолинит-гипсцит-гематитовые (темные) и каолинитовые (светлые), обр. 44в (не боксит, нат. вел.); б - преимущественно угловатая форма латеритных обломков, имеющих каолинит-гематит-гипсцитовый состав из рыхлых бокситов делювиального генезиса, обр. 44г (нат.вел.); в - гравийник (бобовник) с осветленным гипсцит-каолинитовым цементом из пролювиальных отложений, обр. 25а (боксит, нат.вел.); г - преимущественно округлая форма латеритных обломков из пролювиальных отложений, обр. 25а-І гравий-

каолинит-гематитовые разности обломков (рис.57, пробы 44в-1, 44в-2, 44в-3, 44в-4, 44в-5 в обр. 44 ; проба 26а-3 в обр. 26)

В зависимости от состава меняется и их цвет (от белого или серого до желтого, бурого, вишнево-красного). Иногда различные участки бокситовых обломков имеют различную окраску.

Наилучшая степень окатанности и сортировки обломочного материала отмечается в фации галечно-гравийных (бобовых) осадков центральных частей пролювиальных конусов выноса. Именно в осадках данной фации возникает наиболее распространенный тип бокситовых руд - красные бобовые бокситы. Эти бокситы, как правило, неслоисты. Местами намечающаяся в них неясно выраженная слоистость проявляется лишь за счет напластования различных по гранулометрии пластов пород. Обычно бобовины плохо сортированы, заключены в глинистый цемент, различно ориентированы.

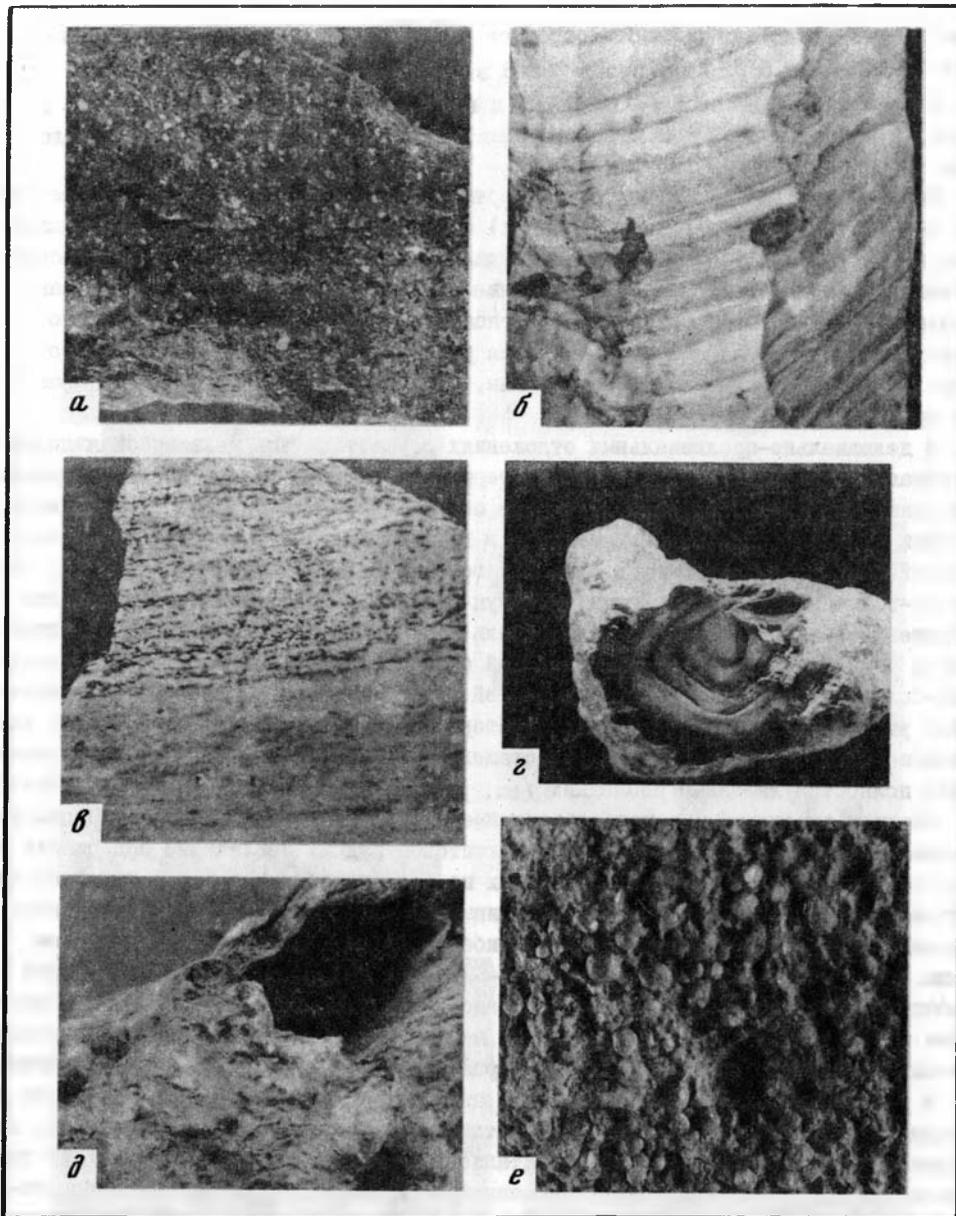
В делювиально-пролювиальных отложениях осуществлялась механическая дифференциация продуктов переотложения латеритного элювия. Более тяжелые и крупные обломки каолинит-гематит-гиббситового состава либо гематит-гиббситовые конкреции накапливались преимущественно в грубообломочных галечниках, галечно-гравийных (бобовых), иногда в песчаных осадках пролювия либо в щебнистых, щебнисто-галечных осадках делювия, образуя здесь тела осадочных бокситов. Эти отложения обычно тяготеют к склонам или к подножью склонов карстовых депрессий и располагаются в непосредственной близости от областей питания. В осадках более отдаленных центральных частей крупных карстовых депрессий происходило увеличение содержания тонкого материала и формировались существенно каолиновые глинистые осадки, слабо обогащенные бокситовыми обломками-бобовинами либо полностью лишенные последних (см. рис.56,б; 57, обр.40,а-1 и С-1202-29).

Следует отметить, что грубообломочные делювиально-пролювиальные породы аркалыкской свиты не всегда являются бокситовой рудой. Увеличение содержания в них гематит-каолинитовых или кварцевых по составу обломков резко ухудшает качество руд. Очень часто обломки-бобовины делювиально-пролювиальных бокситов оказывается сцементированы глинисто-гиббситовым либо гиббситовым цементом (см. рис. 57, обр. С-1202-77, С-1202-69,1, 26а-1). Мелкокристаллический гиббсит пропитывает в них песчано-глинистый цемент, заполняет трещины и пустоты как в цементе, так и в обломках, местами образует тонкие оторочки вокруг обломков, частично замещает зерна кварца или чешуйчатые выделения каолинита.

В результате гиббситизации пород в них сокращалось содержание каолинита и кварца и возрастало содержание гиббсита. Формирование гиббсита в цементе, по-видимому, происходило в постседиментационную стадию вследствие выпадения глинозема из грунтовых вод, циркулировавших в линзах грубообломочных щебнисто-галечно-бобовых осадков. Этот процесс подобен образованию карбонатного цемента в линзах песков и галечников в красноцветных формациях. Иногда процессы вторичной гиббситизации сопровождались частичным осветлением песчано-глинистой массы, цементирующей бобовины, и возникновением вокруг бобовин-обломков железисто-гиббситовых оторочек. Процесс поступления аутигенного гиббсита из почвенно-грунтовых вод в обломочные породы играл большое значение в формировании бокситовых руд. В результате этого процесса значительно улучшалось ка-

Продолжение подписи к рис. 55

ный (бобовый) боксит, ув. 2; д - гравийник (бобовник) с каолинит-гиббситовым цементом, вокруг обломков (бобовин) развита светлая (гиббситовая) оторочка, гравийный (бобовый) боксит, пролювиальные отложения, обр. 26к, ув. 10; е - струйчатые формы распределения бокситового гравия (бобовин) среди глин в пролювиальных отложениях, стенки карьера



Р и с . 56. Фотографии пород аркалыкской свиты, Аркалыкское месторождение (нат. вел)

а - пески красные, глинистые, с обломочными зернами, каолиновыми, каолинит-гибситовыми и гибсит-гематитовыми, обр. 44с (не боксит), продольные отложения; б - глины слоистые, каолиновые, красно-бурого цвета, обр. 40а, пролонгально-озерные отложения; в - глины с тонкорассеянным гиббситом, горизонтально-слоистые, буровато-желтые и белые, с окисленными обрывками обугленного растительного детрита, подчеркивающими слоистость, обр. 46н (не боксит), озерные отложения; г - конкреция гиббсита из озерных отложений, обр. 51в; д - обломок древесины, замещенный гетит-гематит-гибситом, обр. 39г, озерные отложения; е - гравелит (бобовник) белый, с гибсит-каолиновым цементом, обр. 52а из отложений балочного аллювия

чество первичных обломочных бокситов либо возникали новые рудоносные пласты из тех осадочных пород, которые вначале были сильно обогащены гидроксидами железа или каолинитом. Обломочные либо гиббситизированные в той или иной мере красноцветные щебни, галечники, гравийники (бобовники), пески делювиально-пролювиального генезиса являются одним из наиболее важных генетических типов бокситовых руд казахстанских месторождений.

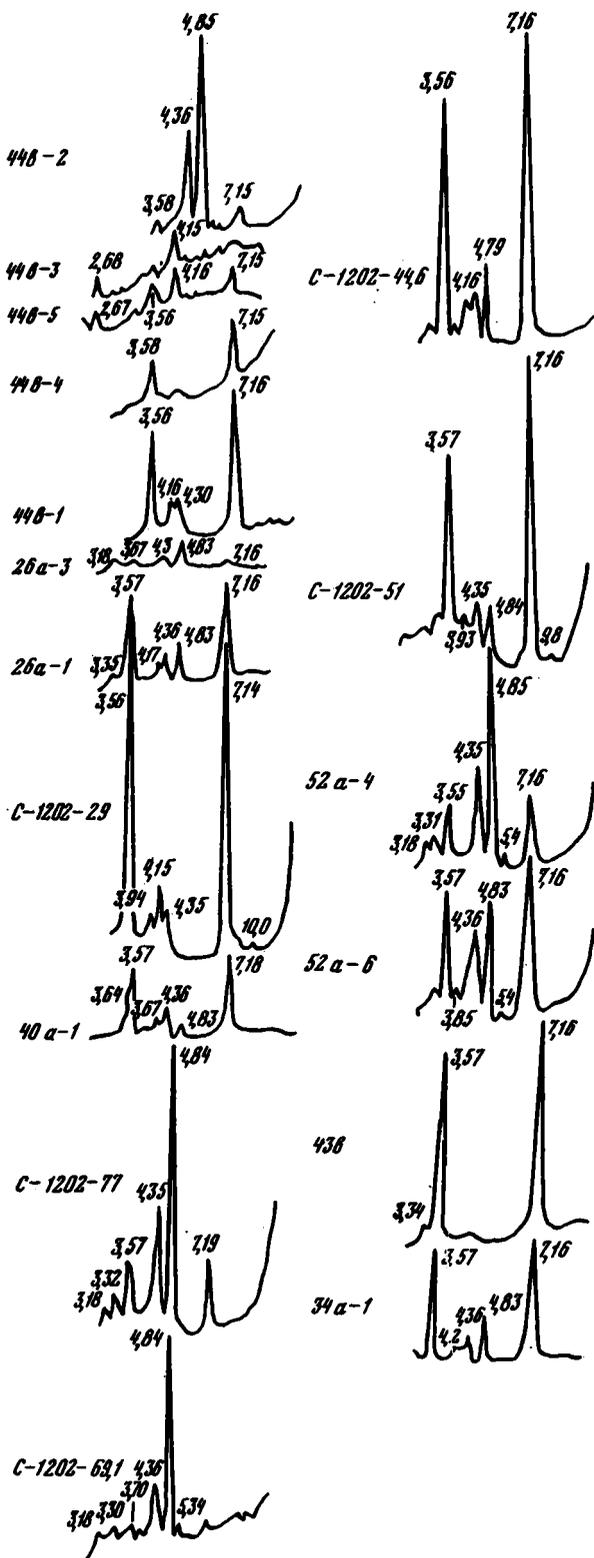
Интересным генетическим типом склоновых отложений являются обвальное-осыпные образования (колловий). Их возникновение осуществлялось в результате быстрой карстовой просадки отдельных участков дна депрессии, где формировались бокситоносные отложения, мощностью до нескольких десятков метров. В сформировавшуюся карстовую воронку сползали те породы, которые слагали ее борта. Поэтому среди колловия встречаются глыбы и блоки осадочных бокситов или глин бокситоносной толщи, остатки латеритных кор выветривания и "подрудных глин". Именно обвальное-оползневые процессы приводят к возникновению на первый взгляд трудно объяснимых парагенезов пород: переслаивания в разрезах типичных осадочных бокситоносных слоев и кор выветривания или подрудных глин.

Озерно-болотные отложения принимают значительно меньшее участие в строении бокситоносных толщ, чем делювиально-пролювиальные. Осадки данного генезиса устанавливаются не на всех исследованных месторождениях. Наиболее характерными признаками озерно-болотных отложений являются их приуроченность к центральным частям карстовых депрессий, округлая либо удлиненная в плане форма залежи, белые, желтые, фиолетовые, серые, черные цвета пород и преимущественно глинистый их состав, наличие большого количества растительного детрита (углефицированного или замещенного гидроксидами железа), переслаивание пород горизонтальнослоистых и неслоистых с комковатой текстурой. Слоистость осадков часто подчеркивается фрагментами растительного детрита, ориентированного параллельно слоистости (см. рис. 56, в) или расположенного беспорядочно.

Наиболее часто озерно-болотные отложения представлены в разрезах белыми или желтыми каолиновыми глинами (см. рис. 57, обр. С-1202-44,6) с лимонитизированными остатками растительного детрита либо лимонитизированными корешками растений (см. рис. 56, в). Выделение аутигенного гиббсита и появление пластов озерно-болотных бокситов среди пород характеризуемой фации происходили лишь в тех условиях, где на побережьях озер формировались заболочивающиеся латеритные почвы. Эти почвы и служили источником подвижного глинозема, который осаждался в самих почвах или в близлежащих озерах в форме конкреций, псевдоморфоз по корешкам растений (см. рис. 56, г, д). Пласты неокисленных или полукислых углистых глин с гиббситом (непересыхающие участки карстовых озер) встречаются в пределах характеризуемой фации редко. Необходимо подчеркнуть, что обогащенные гиббситом озерно-болотные глины зафиксированы лишь на месторождениях Амангельдинской группы. Наиболее хорошие разрезы данных пород наблюдаются в разрезах 7-го участка Аркалыкского месторождения.

Фация углисто-глинистых осадков заболочивающихся карстовых озер складывается темно-серыми и черными углистыми глинами каолинового состава (см. рис. 57, обр. С-1202-51) с обильными включениями растительного детрита. Фация углистых озерно-болотных осадков в бокситоносных отложениях встречается очень редко и представлена черными углистыми глинами небольшой мощности с прослоями бурых углей. Лишь на Белоярском месторождении мощность данных пород достигает II м /Лавров, 1965/. Промышленная значимость гиббситового оруденения в озерно-болотных отложениях крайне мала, а большая часть этих осадков складывается безрудными каолиновыми глинами.

Аллювиальные отложения встречаются в разрезах бокситоносной толщи редко и представлены фацией глинисто-галечных и гравий-



Р и с . 57. Дифрактограммы образцов пород из бокситовых месторождений Центрального Казахстана

44в-2 - галька плотная, белая, с красными пятнами (Аркалык); 44в-3 - галька плотная, красно-коричневая (Аркалык); 44в-5 - бобовина красная (Аркалык); 44в-4 - галька голубовато-белая, рыхлая (Аркалык); 44в-Г - глина красно-бурая, песчанистая (Аркалык); 26а-3 - бобовина красная (Аркалык); 26а-Г - глина розовая, слабо гиббситизированная (Аркалык); С-1202-29 - глина светло-коричневая, скв. 1202, гл. 29 м (Кайнарлы); 40а-Г - глина красно-бурая (Аркалык); С-1202-77 - боксит гравийный (бобовый), красный, сахаристый, гиббситизированный, скв. 1202, гл. 77 м (Кайнарлы); С-1202-69,Г - боксит гравийный (бобовый) красный, каменистый сильно гиббситизированный, скв. 1202, гл. 69,Г м (Кайнарлы); С-1202-44,6 - глина белая, скв. 1202, гл. 44,6 м (Кайнарлы); С-1202-5Г - глина алевритистая, углистая скв. 1202, гл. 5Г м (Кайнарлы); 52а-4 - бобовина белая (Аркалык); 52а-6 - цемент глинисто-гиббситовый (Аркалык); 43в - глина фиолетово-белая, слоистая (Аркалык); 34а-Г - глина кирпично-красная с белыми пятнами (Аркалык)

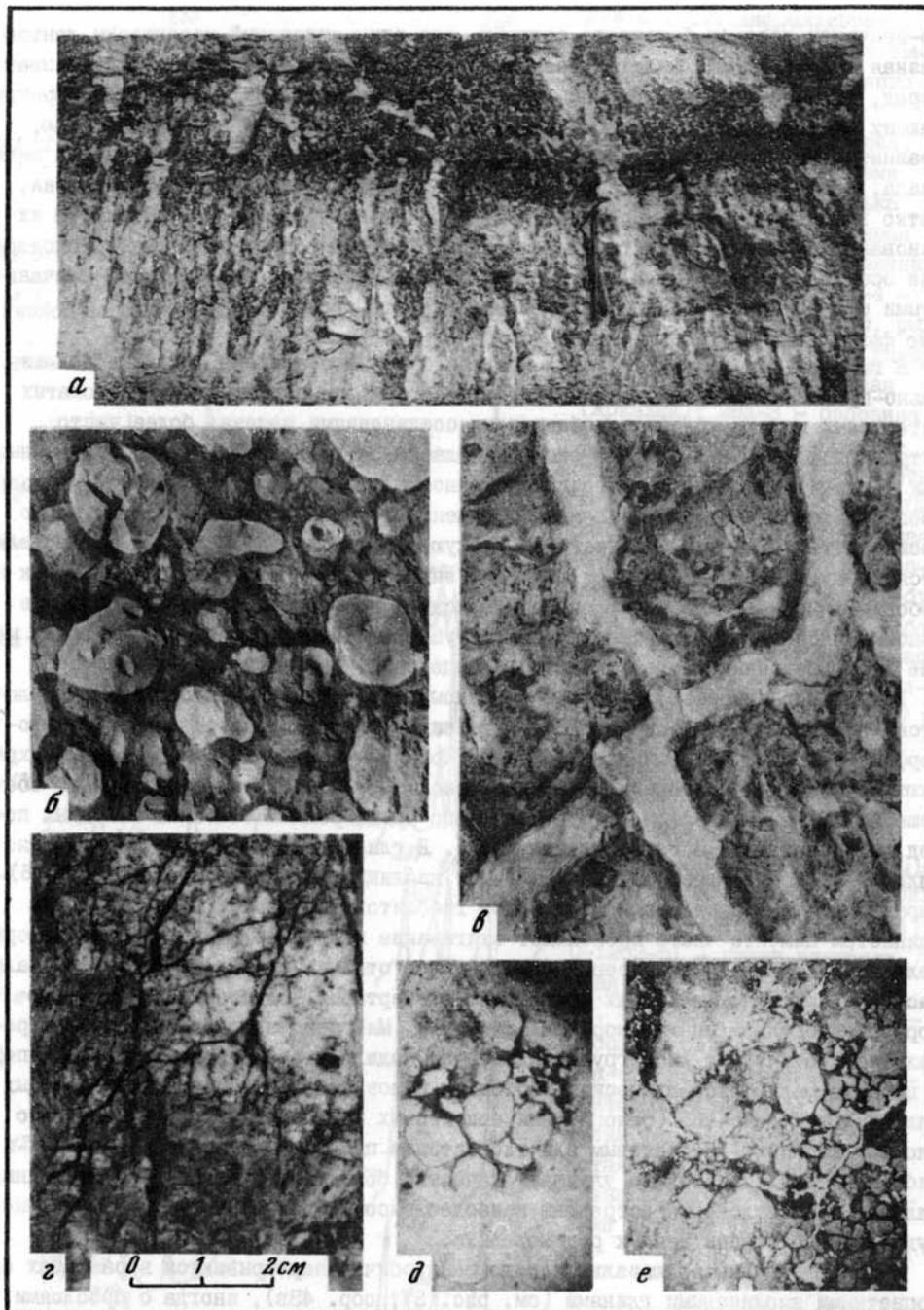
но-песчаных осадков балочного аллювия. Для этих отложений характерны лентообразная в плане форма залежи, преимущественно белые, реже светло-желтые цвета пород, наличие слоистых грубообломочных гравийно-(бобово)-галечных и перекрывающих их тонких глинистых осадков с волнисто-горизонтальной слоистостью, сравнительно хорошая сортировка, ориентировка и окатанность обломочного материала. Белоцветные аллювиальные отложения заполняют V-образные депрессии, четко выраженные среди красноцветных делювиально-пролювиальных фаций. В их основании обычно развиты грубообломочные гравийно-(бобово)-галечные бокситовые осадки (см. рис. 56, е). В средней и верхней части они сменяются песчанистыми или тонкоотмученными глинами каолинового состава (специальные пойменные фации балочного аллювия).

В галечно-гравийных (бобовых) осадках балочного аллювия, как и в делювиально-пролювиальных отложениях, содержатся обломки пористых и трещиноватых латеритных пород, но обычно обедненных соединениями железа; более часто встречаются зерна кварца. Интенсивное пластовое обеление как грубообломочных, так и глинистых пород, строго приуроченное к аллювиальным отложениям, обязано процессам субаквального диагенеза. Обеление грубообломочного аллювия могло происходить также и в постдиагенетическую стадию, когда в породах осуществляется циркуляция грунтовых вод. Местами внутренняя часть аллювиальных галек и бобовин сохраняет первичную окраску исходных красноцветных пород. Подобные красные ядра в галках встречаются в крупнообломочных отложениях аллювия, менее переработанных диагенетическими процессами.

Важной особенностью, присущей балочному аллювию бокситоносной толщи является интенсивное образование вокруг галек и гравия (бобовин) тонких пелитоморфных оторочек аутигенного гиббсита. При этом сами гальки и бобовины сохраняют каолинит-гиббситовый состав (см. рис. 57, обр. 52а-4) с различными соотношениями этих минералов, что обусловлено неоднородным составом исходных пород, размывавшихся в областях денудации. В глинистом цементе грубообломочного аллювия преобладающее развитие получает каолинит (см. рис. 57, обр. 52 а-6). Параллельно с образованием аутигенных гиббситовых оторочек вокруг галек в глинистом цементе часто происходит стягивание пелитоморфного гиббсита в форме мелких ступков-микроконкреций. Последние в отличие от обломочного материала часто обнаруживают в шлифах расплывчатые очертания, однообразную округлую форму, однородное (пелитоморфное) строение. Миграция в грубообломочных породах диагенетических либо грунтовых вод приводила к заполнению трещинок и пор в цементе мелкокристаллическим гиббситом и возникновению гиббситизированных аллювиальных бокситов (белоцветных бокситовых конгломератов и гравелитов с плотным каолинит-гиббситовым или гиббситовым цементом). Процессы обеления и гиббситизация значительно улучшают качество бокситов. Именно среди обеленных аллювиальных отложений встречены наиболее высококачественные маложелезистые руды. Однако запасы данных руд невелики.

Грубообломочные аллювиальные отложения обычно перекрываются в разрезах белоцветными каолиновыми глинами (см. рис. 57, обр. 43в), иногда с прослоями светло-фиолетовых, редко розовых или красных глин (см. рис. 57, обр. 34а-I). Породы содержат зерна кварца, иногда тонкоотмучены. Имеют волнисто-горизонтальную слоистость, очень редко в них наблюдаются лимонитизированные остатки корешков растений или растительного детрита.

Таким образом, в аллювиальных отложениях, как и в пролювиальных, процессы механической дифференциации приводили к разделению поступающего материала на грубообломочные по составу осадки (бокситоносные) и глинистые каолинитовые (безрудные). Миграция в грубообломочных породах грунтовых вод способствовала привнесу в них аутигенного гиббсита и его осаждению в форме цемента, микроконкреций, оторочек вокруг обломков.



Р и с . 58. Выход латеритного горизонта выветривания и текстуры слагающих его пород, Аркалыкское месторождение

а - общий вид горизонта выветривания в карьере, видны вертикальные корне-
видные и червеобразные пятна обеления; б - округлая форма корневидных пятен в
плане у основания профиля (нат.вел.); в - червеобразные пятна обеления (по
ходам червей либо насекомых) из верхней части латеритного профиля (нат.вел.);
г - комковатая текстура образца каменистого пелитоморфного боксита из верхней
части латеритного профиля, трещинки заполнены гематитом; д, е - комковатые
текстуры в шлифах сухаристого и каменистого пелитоморфного боксита из латерит-
ного профиля, ув. 30

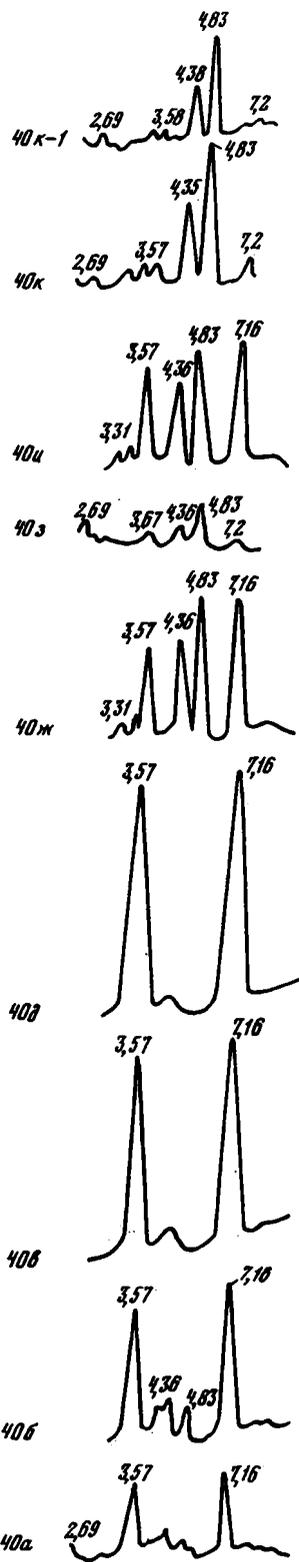
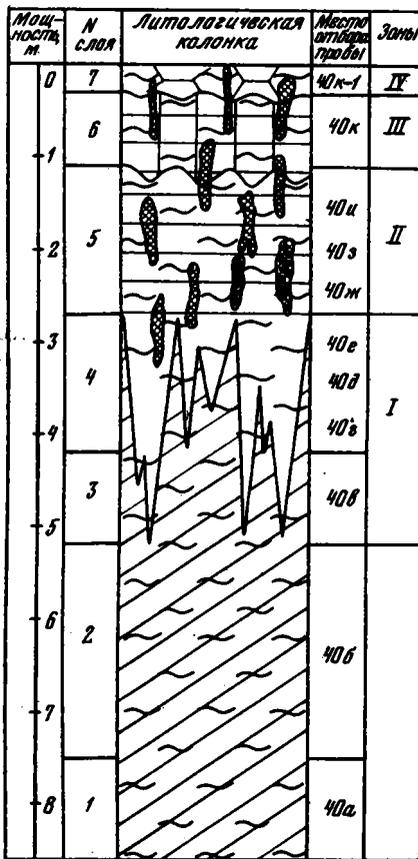
Отложения, измененные процессами субсинхронного почвообразования и выветривания. По внешнему облику измененные процессами субсинхронного почвообразования и выветривания отложения бокситоносной толщи во многом сходны с подобными образованиями кремнисто-каолиновых пестроцветов. Это такие же красно-пестроцветные горизонты и пачки пород, преимущественно ярких и быстро изменяющихся тонов, обладающие своеобразием структурно-текстурных признаков.

Доказательством элювиального генезиса характеризуемых пород является их закономерное сочетание друг с другом в разрезе с образованием зонально построенных профилей выветривания. Для последних характерны неровные карманообразные контакты между зонами, не совпадающие с первичной слоистостью либо с напластованием пород, присутствие в каждой более верхней зоне реликтов пород из нижних частей профиля. Элювиальные процессы приводят к формированию в первичных осадках вертикальных пятен, полос, прожилков обеления и ожелезнения (рис. 58, а-г). Последние местами содержат скопления гиббсит-гематитовых конкреций диаметром 3-5 мм, трещинок, пор, пустот или ожелезненных корешков растений.

Широкое развитие в измененных выветриванием породах (см. рис. 58, а, б) корневидных пятен обеления (длиной от 0,1 до 2-3 м, шириной от 1-2 до 5-10 см), часто утончающихся и раздваивающихся в низах профиля, связано с корнями растений, служившими путями миграции обеляющих осадков почвенных вод; появление червеобразных текстур обеления, скорее всего, обусловлено деятельностью червей, термитов, либо других почвенных насекомых (см. рис. 58, а, в). В результате почвенных процессов исходные породы все более и более утрачивают первичную слоистость, приобретая вертикальную пятнистость и пористость, макро- и микрокомковатую текстуру (см. рис. 58, г). В шлифах выветрелых пород наблюдаются почвенные комочки неправильной формы. Эллипсоидные комочки напоминают скопления копролитов (см. рис. 58, д, е). Локально развитые округлые либо шарообразные сгустки являются микроконкрециями гиббсита. В данных породах часто встречаются также ветвистые и сетчатые выделения плохо окристаллизованного гематита, иногда сгустки адмогеля коллоидной микроструктуры. Обильные ветвистые микроузелковые и точечные выделения гидроокислов железа своей формой напоминают колонии железистых бактерий. Текстуры, подобные вышеописанным, широко представлены в современных почвах /Джуфур, 1970; Денисов, 1971; Якушев, 1968; и др./.

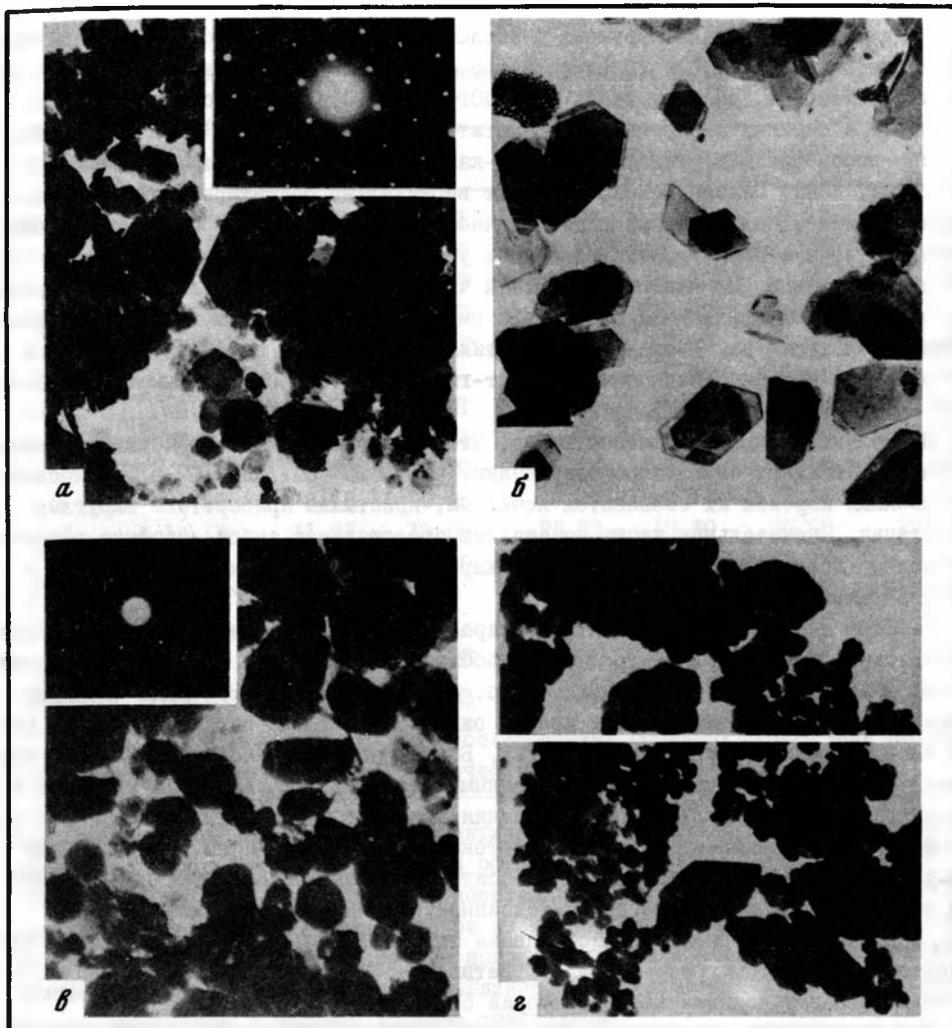
Измененные субсинхронным почвообразованием и выветриванием породы в разрезе бокситоносной толщи образуют или отдельные зонально построенные горизонты выветривания, или целые пачки пестроцветных пятнистых ("леопардовых") пород, представляющих собой "слившиеся" (наложенные друг на друга) горизонты выветривания. Другими словами, наблюдается принципиально та же внешняя картина проявления субсинхронных процессов почвообразования и выветривания, что и в кремнисто-каолиновых пестроцветах. Вместе с тем характер минералого-геохимического преобразования исходного вещества (осадочных пород) здесь имеет свои особенности. Подавляющее большинство горизонтов выветривания и почвообразования представлено латеритными типами /Цеховский и др., 1974б; Цеховский, 1975/, имеющими важное практическое значение. Строение данного типа горизонтов выветривания и характер преобразования минерального вещества разберем на конкретном примере элювиального профиля 40, обнаженного в пределах 7-го участка Аркалыкского месторождения у северо-восточного борта эксплуатационного карьера (рис. 59, а, б).

Материнскими породами элювиального профиля здесь являются красно-бурые горизонтально-слоистые глины каолинового состава (см. рис. 59, обр. 40а, 40б) с небольшой примесью гиббсита. На электронной микрофотографии (рис. 60, а) основная масса глины представлена крупными, хорошо ограниченными кристаллами



Р и с . 59. Строение латеритного горизонта выветривания и дифрактограммы образцов пород, Аркалыкское месторождение

I - глины каолиновые, красно-бурые, материнские; 2 - глины каолиновые, обеленные; 3 - боксит сухаристый, гематит-каолиново-гиббситовый, пелитоморфной структуры; 4 - боксит каменный, гематит-гиббситовый, пелитоморфной структуры; 5 - боксит каменный, гематит-гиббситовый, пелитоморфный, брекчьевидной текстуры; 6 - красные пятна гематита, вертикальной ориентировки; 7 - красные пятна гематита с гематит-гиббситовыми боковинами-конкрециями, вертикально ориентированные; 8 - зоны преобразования: I - зона нижних пестроцветов, II - зона верхних пестроцветов, III - зона пестроцветной гематит-гиббситовой красы, IV - зона брекчированной гематит-гиббситовой красы



Р и с . 60. Электронно-микроскопические снимки и микродифракционные картины образцов пород латеритного горизонта выветривания, Аркалыкское месторождение, ув. 26 000

а - обр. 40а - каолинит из материнских пород и его дифракционная картина; б - обр. 40д - каолинит из зоны I; в - обр. 40и - аморфизированный каолинит и его дифракционная картина, зона II; г - обр. 40к - аморфизированный каолинит и гроздевидные выделения гиббсита, зона III

каолинита с четкой микродифракционной картиной. Видимая мощность неизмененных глин I, 5 м. Почвенно-элювиальный профиль (горизонт выветривания), сформированный на вышеописанных глинах, состоит из четырех вещественно-морфологических зон. В направлении снизу вверх выделяются:

I. Зона нижних пестроцветов (каолиновая зона). Глины, аналогичные материнским, но содержащие вертикально ориентированные белые полосы и пятна часто стержневидной формы. В горизонтальном плане их форма округлая или эллипсовидная. Густота окраски в вертикальных красных остаточных пятнах усиливается за счет частичной концентрации в них соединений железа (гетит-гематит), вынесенных из обеленных участков. Первичная горизонтальная слоистость сохраняется в

красных пятнах и сильно нарушена в обеленных участках. В составе глин исчезает примесь гиббсита. Глинистое вещество сложено хорошо ограненными кристаллами каолинита (см. рис. 59, обр. 40в, 40г, 40д; 60,б). Мощность зоны 2,5 м.

II. Зона верхних пестроцветов (гематит-гиббсит-каолиновая). Глины плотные, красно-пестроцветные, гематит-гиббсит-каолинового состава (см. рис. 59,б, обр. 40ж, 40и). Окислы железа образуют вертикально ориентированные вишнево-красные пятна, полосы и прожилки или часто приурочены к макро- и микротрещинам, пустотам и порам. Среди обеленных участков породы видны тонкие гетит-гематитовые кольца Лизеганга. В верхней части подгоризонта полностью исчезает первичная горизонтальная слоистость и вместо нее появляется почвенная сетчато-комковатая текстура. Иногда среди вертикальных красных пятен ожелезнения встречаются бобовины-конкреции гематит-гиббситового состава диаметром 2-6 мм (см. рис. 59,б, обр. 40з).

Под электронным микроскопом видно, что подавляющая часть кристаллов каолинита представляет собой аморфизированные разности (см. рис. 60,в). Микродифракционная картина их становится нечеткой, кристаллы приобретают округлые очертания. Значительная часть кристаллов представляет собой аморфное вещество (с полной потерей микродифракционной картины кристаллического вещества). Мощность зоны 1,6 м.

III. Зона пестроцветной бокситовой кирасы (гематит-гиббситовая зона). Боксит каменистый, пелитоморфный, гематит-гиббситового состава с примесью каолинита и аморфизированного каолинита (см. рис. 59,б, обр. 40к). В породе часто наблюдаются вертикальные пятна и полосы ожелезнения темно-вишнево-красного цвета иногда с индиго-синей побелалостью. Боксит рассечен многочисленными трещинами, полностью или частично заполненными гематитом. Пересечения трещинок и прожилков гематита различного направления приводят к возникновению в породах своеобразных сетчато-комковатых микротекстур. В шлифах видно, как основная масса глиноподобной, существенно гиббситовой породы распадается на агрегаты по мере приближения к участкам интенсивной трещиноватости. Эллипсоидные микрокомочки копрогенного происхождения тяготеют к участкам повышенной трещиноватости пород (см. рис. 58, д,е). Ветвисто-сетчатые выделения окислов железа напоминают колонии железобактерий современных почв.

Под электронным микроскопом видно, что основная масса породы представлена гроздеобразными скоплениями мелких кристаллов гиббсита (см. рис. 60,г). Среди них отмечаются отдельные округлые кристаллы аморфизированного каолинита (и аллофана). Мощность кирасы 0,8 м.

IV. Зона брекчированной гематит-бокситовой кирасы. Имеет локальное развитие. Отличается от пород нижележащей зоны большим числом трещин, заполненных сизыми выделениями гематита. Порода имеет пелитоморфную структуру и брекчиевидную текстуру. Минеральный состав ее тот же, что и пород нижележащей зоны (см. рис. 59,б, обр. 40к-I). Возникновение брекчиевидной текстуры обусловлено эллипсальными просадками породы в верхних частях почвенно-латеритного профиля. Мощность - 0,3 м.

Вышеописанные изменения вещественного состава пород в профиле выветривания находят свое зеркальное отражение в изменении их химического состава. Как можно видеть по данным химического анализа (табл. 8), красные горизонтально-слоистые глины (обр. 40а), являющиеся здесь материнской породой профиля выветривания, представляют собой достаточно подготовленный к латеритному выветриванию осадок. Основу его химического состава образуют соединения кремния, алюминия, железа и конституционная вода. Щелочные и щелочно-земельные основания содержатся в ничтожно малых количествах и, по-видимому, входят только в качестве примесей в решетку алумосиликатов. В зоне I профиля выветривания неизменные участки красных глин, сохраняющие первичные структурно-

Таблица 8

Химический состав пород элювиального профиля 40, вес.%

Компонент	40а	40г	40д	40ж	40з	40и	40к
SiO ₂	36,06	37,66	43,81	15,79	5,99	13,27	2,74
TiO ₂	2,21	2,12	2,45	2,42	3,52	2,79	3,13
Al ₂ O ₃	35,71	32,08	37,87	53,59	36,85	52,23	51,47
Fe ₂ O ₃	9,60	14,11	1,90	0,79	31,05	4,42	13,75
FeO	0,14	Нет	0,11	0,07	0,23	0,07	0,11
MnO	Нет	"	Нет	Нет	0,07	Нет	0,02
CaO	0,73	0,73	0,61	0,61	0,84	0,73	0,73
MgO	Нет	Нет	0,04	0,04	Нет	0,09	0,08
Na ₂ O	0,18	0,23	0,23	0,14	0,14	0,18	0,09
K ₂ O	0,12	0,15	0,15	0,09	0,11	0,11	0,08
H ₂ O ⁺	14,18	11,91	13,09	25,83	19,80	25,68	27,17
H ₂ O ⁻	0,68	0,62	0,40	0,26	0,72	0,32	0,44
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	0,18	Нет	Нет
C	"	"	"	"	Нет	"	"
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,08	0,04	0,11	0,07	0,07
Сумма	99,69	99,70	99,93	99,67	99,61	99,96	99,88

Примечание. Во всех исследованных образцах обломочный кварц отсутствует. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

текстурные признаки (обр. 40г), практически имеют тот же химический состав. Однако в породах вертикальных пятен обеления с нарушенной первоначальной текстурой (обр. 40д) возрастает относительное содержание кремнезема, привнесимого в зону начальных пестроцветов из вышележащих зон профиля выветривания. Именно здесь в минеральном составе новообразований исчезает первоначальная примесь гиббсита материнских глин. Глинистое вещество представлено исключительно каолинитом с четкими гранями кристаллов.

В зоне II в связи с аллофанизацией (аморфизацией) каолинита происходит интенсивный вынос SiO₂, что выражается в резком падении содержания данного компонента в породе (обр. 40ж). Наряду с этим в пятнах гематитизации и гиббситизации (обр. 40з) возрастает содержание окисного железа за счет дальнейшего падения содержания SiO₂. Наконец, в зоне III данный процесс получает свое логическое завершение, свидетельством чему является большое содержание глинозема и конституционной воды и неуклонное падение содержания SiO₂ (обр. 40к). Подавляющая масса минерального вещества преобразуется в гиббсит.

Таким образом, как по характеру изменения минералогического состава пород, так и по типу химизма процесс формирования субсинхронных горизонтов выветривания в отложениях бокситоносной толщи является типичным латеритным процессом. Только в данном случае элювиальному преобразованию подвергаются химически "зрелые" осадочные глины, которые уже практически лишены легко мигрирующих компонентов - кальция, магния и щелочей. Это почти мономинеральная каолиновая порода. Формирование конечных продуктов латеритного процесса - гидраргиллитовых бокситов - осуществляется через стадию разрушения кристаллической структуры каолинита (аморфизацию) и превращения его в рентгеноаморфный аллофан. Следует отметить, что подобное течение процесса бокситизации галлазитового элювия описано Г.Ф.Бейтсом /1964/ на Гавайских островах. На промежуточной стадии выветривания (как и в нашем случае) здесь формируется

аллофановое вещество, местами сохраняющее форму первичных галлуазитовых трубок.

Детали строения элювиальных профилей аркалыкской свиты и минералогический состав слагающих их зон не остаются абсолютно одинаковыми и зависят от состава исходных пород и приуроченности к определенным ландшафтам. Часто, например, латеритные почвы формировались на гравийно-бобово-галечных породах либо редкогоравийных (редкобобовых) глинах. В этом случае принципиальная направленность элювиальных процессов и последовательность появления определенных зон с вторичными текстурами и структурами слагающих пород сохранилась такой же, как и в ранее рассмотренном профиле 40. В верхах данных профилей происходила бокситизация как самих материнских обломков, так и цементирующей их глины и возникали пестроцветные каменистые бобовые бокситы. В результате качество исходного материнского боксита улучшалось. Причем в цементе латеритизированного боксита возникали комковато-сетчатые текстуры, а вокруг обломков формировались тонкие гиббситовые оторочки. По химическому составу высокоглиноземистые пестроцветные каменистые бокситы из верхних частей горизонтов выветривания напоминают охарактеризованные ранее гиббситизированные обломочные бокситы. Однако по внешнему виду и текстурным особенностям эти породы различаются.

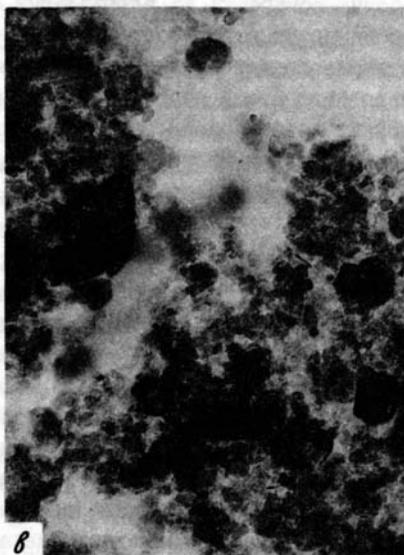
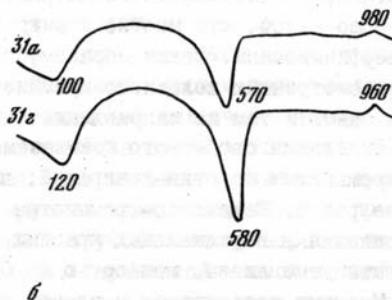
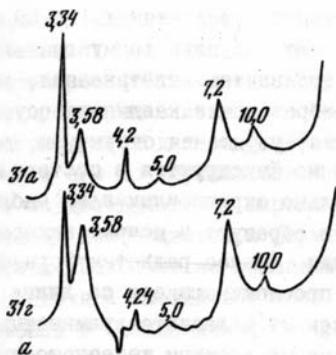
В автоморфных элювиальных профилях, на осадках делювиально-пролювиального генезиса, приуроченных к более возвышенным и сухим участкам бассейна аккумуляции, высвобождающийся после разрушения каолинита гиббсит большей частью оставался неподвижным и накапливался вместе с железом в верхней пестроцветной зоне профиля. Однако даже в этих элювиальных профилях какая-то часть глинозема становилась подвижной и начинала перераспределяться с образованием гиббситовых и гиббсит-гематитовых стяжений и конкреций.

В элювиальных профилях, сформировавшихся в более пониженных участках (на периодически заболачиваемых осадках пойменно-озерно-болотного генезиса), происходила значительно более интенсивная миграция аутигенного глинозема и железа из верхних зон профиля в среднюю его часть, где и осуществлялась их концентрация в форме ступков или макро- и микроконкреций. В этих (гидроморфных) профилях усиливался вынос глинозема за пределы почвенного профиля.

Характеризуемый древний латеритный элювий сходен с аллитным типом фульвоферралитного семейства современных почв гумидных субтропическо-тропических ландшафтов /Глазовская, 1972/. Частая боковая циркуляция и перераспределение в исследованных нами древних латеритных почвах окислов железа и алюминия с почвенно-грунтовыми водами, характерные для супераквальных, по Б.Б.Полынову /1956/, ландшафтов, способствовали выносу этих компонентов из одних участков почвы и гидрогенному накоплению в других.

По-видимому, в сезоны увлажнения палеоклимата часть аутигенного глинозема вообще покидала автоморфные и гидроморфные горизонты выветривания и поступала в грунтовые воды. Именно этот глинозем приводил к формированию гиббситового цемента в обломочных породах и рудах, росту гиббситовых оторочек вокруг обломков и формированию гиббситовых конкреций в озерно-болотных отложениях.

Важной особенностью строения пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации в карстовых воронках Аркалыкского месторождения является ее двучленное строение. Описанная выше бокситоносная аркалыкская свита развита локально и практически не выходит за пределы карстовых воронок. Напротив, залегающие выше бокситов и лишенные рудных скоплений глины акжарской свиты широко прослеживаются за пределами карстовых воронок, образуя обширные поля в различных районах Центрального Казахстана. Они слагаются пестроцветными каолиновыми глинами, пронизанными вертикальными пятнами и жилами гематита, и местами содержат линзы и прослой кварцевых песков, железистых бобовников. Пестроцветные глины акжарской свиты представляют собой в большинстве случаев слившиеся в единую



Р и с . 6I. Диффрактограммы (а), термограммы (б) и электронно-микроскопические снимки (в,г) пестроцветных глин акжарской свиты

пачку железисто-кремнисто-каолиновые горизонты выветривания. В разрезах данной толщи материнские породы, не преобразованные процессами выветривания, практически отсутствуют. Исследования данных горизонтов показали, что плотные кирасированные породы в их верхней части не встречаются и их разрез венчается непосредственно зоной пестрых глин (иногда осветленных и оглеенных в верхах профиля). В районе Аркалыкского месторождения эти глины состоят преимущественно каолинитом крайне несовершенной структуры. На диффрактограммах (рис. 6I, а обр. 31г и 31а) данные каолиниты имеют низкие и широкие пики базальных рефлексов (7,2 и 3,58 Å), а на термограммах (рис. 6I, б) - сокращенные по высоте пики термических реакций (термограммы обр. 31г и 31а, пики 570-580° и особенно 960-980°). Кроме того, на термограммах отмечается дополнительная эндотермическая реакция в области 100-120°.

Описывая подобные кривые нагревания глин акжарской свиты, В.Н.Разумова /1961/ считала, что они состоят из монтмориллонитизированного каолинита. Однако из диффрактограмм видно, что монтмориллонит в характеризующихся образцах отсутствует. При изучении глин под электронным микроскопом, выполненном совместно с А.Л.Дмитриком, было установлено, что основная масса характеризующегося глинистого вещества сложена очень мелкими кристаллами каолинита (см. рис. 6I, в, г),

которые становятся отчетливо видны лишь при больших увеличениях (до 50 тыс.). Причем хорошо видно, что многие эти кристаллы имеют округлую форму граней и сильно аморфизированы. Таким образом, в данных горизонтах выветривания, как и в ранее рассмотренных железисто-кремнистых, преобразование каолинита осуществлялось в одной и том же направлении: диспергации, ухудшения структуры, аморфизации. Выделения свободного кремнезема постоянно фиксируются в составе железисто-кремнистых бобовин-конкреций; пласты сильно окремненных глин наблюдаются более редко. Железисто-кремнистые бобовники образуют в почвах акжарской свиты скопления в вертикальных красных пятнах или (более редко) — горизонтально вытянутые линзы, мощностью до 0,5–1 м прослеживающиеся по длине на 10–20 м. Местами встречаются и пласты перестроенных железисто-кремнистых бобовников, мощностью до 2 м, нередко сцементированных плотным железисто-кремнистым цементом. связанные с перемывом бобовин-конкреций из элювиальных профилей. Внешне эти железисто-кремнистые породы часто напоминают бобовые бокситы, однако они совершенно лишены выделений свободного глинозема. Процессы преобразования глинистого вещества и формирование аутигенного каолинита и галлуазита, протекающие в акжарских горизонтах выветривания, часто оказывали заметное влияние и на подстилающие бокситовые породы. На контакте с акжарскими пестроцветами последние обычно сильно каолинизированы на глубину до 1,5–2,5 м.

Заканчивая на этом описание состава бокситоносных пестроцветов, считаем необходимым отметить следующее. Взгляд на бокситы карстовых котловин как на определенный генетический тип литологических образований не отражает в полной мере существа явления. Бокситы карстовых котловин (и как руда, и как порода) в фациально-литологическом и геохимическом смысле представляют собой полигенные образования. Среди них выделяются типично осадочные (обломочные) бокситы, осадочные гидроксидизированные и почвенно-латеритные бокситы внутриформационных горизонтов выветривания. По-видимому, существуют небольшие тела и хемогенных бокситов, подобные линзам аллювиально-озерных микрослоистых высокоглиноземистых пород. Между этими генетическими разностями бокситов находится целая гамма бокситовых и бокситоподобных пестроцветных глин, представляющих собой продукты разной степени переработки субсинхронными процессами почвообразования и выветривания отложений карстовых котловин. Все это разнообразие генетических и литологических типов осадочно-элювиальных образований сконцентрировано в сравнительно небольших бассейнах седиментации — карстовых котловинах и полях, чем и объясняется чрезвычайная пестрота морфологического облика, состава и сортности бокситовых руд подобных месторождений. Поэтому будет более правильным говорить в данном случае об определенном генетическом типе месторождений карстовых котловин, но не о едином генетическом типе слагающих их бокситов.

ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Основу химико-минералогического состава пород гематит-каолиновой ассоциации образуют устойчивые к выветриванию силикаты, а также окисные и гидроокисные соединения. Поэтому эпигенетические процессы, протекающие в условиях кислородной среды земной поверхности, практически не оказывают заметного влияния на состав и облик пород данной ассоциации. Как в естественных обнажениях, так и в глубоких скважинах гематит-каолиновые пестроцветы, при прочих равных условиях, выглядят однотипно.

Детальными литологическими наблюдениями в Зайсанском прогибе, Прииртыше и ряде других регионов выяснены в общих чертах значительные изменения состава и облика пород пестроцветов в тех случаях, когда они перекрываются на больших

площадях угленосными отложениями. Визуально это очень хорошо можно наблюдать в обнажениях разрезов Киин-Керш, Апудасти, Керши и ряде других.

Первопричиной изменения пород в данном случае являются поровые растворы и газы, проникающие из угленосных отложений в подстилающую толщу пестроцветов. При этом происходит разрушение окисных соединений железа в породах, восстановление его до двухвалентной формы и миграция в более глубокие горизонты разреза. Осуществляется в широких масштабах осветление (озеленение) приконтактовых пород пестроцветов и формирование крупных конкреций, пятен и прожилков сидерита. Подобные же изменения отмечены и изучены нами в породах типичной пестроцветной каолиновой коры выветривания, перекрытой мощной толщей углистых отложений в Семипалатинском Привиртыше. Данными процессами охватываются подстилающие породы пестроцветов на разную глубину - от первых до двух десятков метров. Это зависит в общем случае от степени проницаемости пород. В тех местах, где толща гематит-каолиновых пестроцветов имеет малую мощность, перекрыта и окружена большими полями угленосных отложений, отмечаются явления почти полного обесцвечивания и сидеритизации пород. Пестроцветы остаются только в форме реликтовых пятен.

Учет вышеописанных процессов эпигенеза пестроцветов представляется весьма важным в практике геологических исследований. Нередко подобные явления сидеритизации и озеленения пород пестроцветной толщи описываются в литературе как следствие смены окислительно-восстановительных условий в первичных бассейнах седиментации пестроцветных осадков, т.е. наложенные процессы принимаются за синхронные и отсюда делаются определенные историко-геологические выводы и заключения.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ И ОТНОШЕНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АССОЦИАЦИИ

Верхнемеловой-нижнепалеогеновой толще Северо-Западной Азии присущ ряд специфических характеристик, придающих ей черты литогенетической индивидуальности. К ним относятся следующие.

1. Преимущественно алеврито-глинистый состав отложений. Песчаные разности пород имеют резко подчиненное значение, а грубообломочные породы в большинстве разрезов вообще отсутствуют (или крайне редки). Некоторое исключение составляют пролювиальные и делювиальные образования карстовых воронок, нередко сложенные обломочными разностями бокситов.

2. Преобладающая часть отложений представлена пролювиальными и аллювиальными фациями.

3. Полное или почти полное отсутствие в массе пород органического вещества. Встречающиеся крайне редко тонкие линзы гумусированных и углистых глин и алевритов составляют ничтожно малую часть пород. Только в некоторых карстовых котловинах они становятся более заметными. Однако и здесь они составляют небольшую долю общего разреза.

4. Повсеместное преобладание красных тонов окраски пород, обусловленное отсутствием закисных форм соединений железа и органического вещества.

5. Подавляющее большинство отложений преобразовано процессами субсинхронного выветривания, сопровождавшегося формированием зонально пестроцветных элювиальных профилей; пятнисто-пестроцветный тип окраски пород.

6. Постоянно высокая степень "зрелости" обломочных компонентов пород и глинистого вещества. Повсеместно обломочные компоненты пород представлены предельно устойчивыми к химическому выветриванию минералами и породами - кварцем, кремнями, кварцитами и т.п. Неустойчивые к выветриванию минеральные ассоциации или полностью отсутствуют, или составляют ничтожно малую долю (или находятся в виде разложенных до состояния глин агрегатов).

7. В глинистом веществе пород резко доминируют минералы каолиновой группы.

8. Наличие ассоциации аутигенных минералов: каолинита, аморфизированного (аллофанизированного) каолинита и гематита.

9. Явления окремнения и аллитизации пород.

Перечисленные литологические характеристики, обуславливая качественную определенность гематит-каолиновой ассоциации, далеко не в равной степени раскрывают картину взаимосвязи элементарных составляющих ассоциации. Ядром является совокупность характеристик 3 - 8, обнаруживающих четко выраженный порядок связи между собой и тем самым приобретающих характер системообразующих свойств породной ассоциации. Рассмотрим этот порядок более подробно.

Накопление основной массы осадков пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации осуществлялось в обстановке субаэрального диагенеза при активном участии процессов почвенного литогенеза /Тимофеев и др., 1977/. Именно процессы субаэрального диагенеза предопределили направленность постседиментационных преобразований осадков ассоциации при превращении их в горные породы. Данные процессы проявлялись в различных по генезису осадках (делювиальных, пролювиальных, аллювиальных, озерных, болотных) после их осушения и приводили к их окислению и растрескиванию. Дальнейшее преобразование осадков нередко осуществлялось в сравнительно маломощных элювиальных образованиях - гумидных почвах, которые часто разрастались, становились зрелыми и превращались в более мощные элювиальные тела - горизонты выветривания, в которых и осуществлялось субсинхронное выветривание осадков. На заключительной стадии субаэрального диагенеза преобразование осадков или пород осуществлялось за пределами элювиальных профилей при погружении осадков и воздействии на них грунтовых вод, химизм которых в рассматриваемую эпоху во многом был связан с процессами протекавшими в элювии.

Таким образом, процессы субаэрального диагенеза и почвенного литогенеза во многом предопределили формирование внешнего облика пород ассоциации, их текстурные особенности, характер минеральных преобразований, формы выделений и состав аутигенных минералов.

Как указывалось, для пород гематит-каолиновой ассоциации характерно полное или почти полное отсутствие органического вещества в любой его форме. Встречающиеся иногда в кирасах горизонтов выветривания многочисленные органические микроостатки (споры грибов, пыльца, семена и обрывки трав, копролиты, фитолиты) практически представляют собой нацело замещенные окислами железа или кремнеземом псевдоморфозы. Породы, в той или иной мере обогащенные органикой, чрезвычайно редки в разрезах ассоциации. Это в большинстве случаев очень тонкие и незначительные по простиранию линзы "шоколадных" или белых глин и алевроитов с отпечатками флоры. Очень часто в таких линзах можно видеть только отпечатки листьев, тогда как углистое вещество почти полностью окислено. В бокситоносных карстовых котловинах подобные породы иногда играют заметную роль. Это локальное явление своей исключительностью только подчеркивает существование общего правила.

Отсутствие в породах органики определяет повсеместное резкое доминирование красных тонов окраски пород, обязанное рассеянным в них соединениям окисных форм железа (в основном гематита). Механизм формирования гематита в элювиальных образованиях и осадках современных и древних ландшафтов в условиях переменного-влажного гумидного субтропического либо тропического климата рассмотрен В.Ф.Чухровым /1975/. По его данным, на первой стадии с помощью железистых бактерий формируется минерал ферригидрит, который затем самопроизвольно переходит в гематит.

Многократное усиление яркости и пестроты окраски пород происходит в резуль-

гате почти повсеместного проявления процессов субсинхронного почвообразования и выветривания, которым подвергается основная масса отложений гематит-каолиновой ассоциации. Благодаря этим процессам в составе ассоциации появились зонально построенные внутриформационные горизонты выветривания, мощные пачки пестроцветных пород, представляющие собой слившиеся горизонты выветривания, пачки взаимного сочленения выветрелых и невыветрелых осадков. Влияние субсинхронного выветривания распространяется далеко за пределы непосредственно формирующихся горизонтов выветривания, проявляясь в виде железистой и кремнистой цементации песчаных разностей пород, гибситизации обломочно-бобовых отложений, формировании конкреций гибсита в озерных осадках и т.п. Иначе говоря, субаэральный диагенез и субсинхронное выветривание составляют центральное ядро, связывая воедино весь круг литолого-геохимических явлений, фиксируемых в составе пород гематит-каолиновой ассоциации. Изучение горизонтов выветривания ассоциации показало, что и в кремнисто-каолиновых, и в бокситорудных пестроцветах процессы субсинхронного почвообразования и выветривания имеют одну и ту же направленность. Это видно на стадиях преобразования алмосиликатов.

Первой стадией преобразования исходных пород (отложений) является их каолинизация и перераспределение окислов железа - формирование полос и пятен обесцвечения и ожелезнения. Исходные (материнские) породы, уже обогащенные химически зрелыми продуктами выветривания, дополнительно испытывают воздействие химического выветривания на месте отложения. Попавшие в осадок примеси неустойчивых к химическому выветриванию минералов и пород разлагаются *in situ*. В обломочных компонентах пород сохраняются только кварц и устойчивые к выветриванию минералы.

Таким образом, уже на самых первых стадиях проявления субсинхронных процессов выветривания происходит повсеместное выравнивание химико-минералогического состава исходных пород - массовая каолинизация пород на месте. Формируется главная ассоциация аутигенных минералов состоящая из каолинита, гематита, гетита.

На следующей стадии преобразования вещества исходных пород в горизонтах выветривания фиксируется усиление степени несовершенства кристаллической структуры кристаллов каолинита, их диспергация и аллофанизация, вплоть до полного разрушения кристаллической решетки минерала и высвобождения части кремнекислоты. Химической коррозии подвергается обломочный кварц исходных пород.

Наконец, завершающей стадией преобразования исходных пород является полное разрушение структуры каолинита, вынос кремнезема и массовое формирование глиноземистых минералов - гибсита и местами алунита.

Если посмотреть с точки зрения охарактеризованной выше стадийности преобразования алмосиликатов на литолого-геохимические типы внутриформационных горизонтов выветривания гематит-каолиновой ассоциации, то можно увидеть, что последние выстраиваются в определенный иерархический ряд (табл. 9).

Начальной стадии преобразования минерального вещества полностью отвечает железисто-каолиновый тип горизонтов выветривания, широко представленный в разрезах и кремнисто-каолиновых, и бокситорудных пестроцветов. Стадией аморфизации каолинита заканчивается формирование железисто-кремнистого типа горизонтов выветривания, чрезвычайно широко распространенного в разрезах кремнисто-каолиновых пестроцветов.

Наконец, самой последней и завершающей стадии преобразования алмосиликатов отвечают аллитные горизонты выветривания. Это латеритные профили в бокситорудных пестроцветах и алунитовые профили в разрезах кремнисто-каолиновых пестроцветов.

Таблица 9

Иерархический ряд внутриформационных горизонтов выветривания пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации

Литолого—геохимические типы горизонтов выветривания	Стадии изменения алюмосиликатов в процессе субсинхронного выветривания отложений		
	Каолинизации	Аморфизации (аллофанизации) каолинита	Аллитизации
Железисто—каолиновый			
Железисто—кремнистый			
Аллитный (латерит—гиббитовый и алуитовый подтипы)			

Охарактеризованный выше иерархический ряд внутриформационных горизонтов выветривания фактически отражает собой стадийную последовательность и глубину преобразования субсинхронными процессами выветривания минерального вещества отложений гематит-каолиновой ассоциации. При этом конечные продукты химического преобразования вещества в горизонтах выветривания более низкого иерархического уровня выступают как промежуточные продукты в горизонтах выветривания более высокого уровня. Тем самым можно сказать, что процессы субсинхронного выветривания отложений гематит-каолиновой ассоциации повсеместно имеют одну и ту же направленность — максимальное химическое преобразование минерального вещества первичных осадков до разделения их на свободные окислы алюминия и кремнезема. И в зависимости от того, на какой стадии этого процесса прервано химическое преобразование исходного субстрата, соответствующий тип горизонта выветривания мы и наблюдаем в данном конкретном разрезе.

Нужно полагать, что тот или иной тип горизонтов выветривания не только функция времени, но и результат определенных обстановок. Например, в обширных областях седиментации пестроцветов, в условиях затрудненного дренажа, в горизонтах выветривания конечным продуктом преобразования алюмосиликатов является каолинит или аморфизированный каолинит. Формирование последнего часто сопровождается интенсивным окремнением пород профиля.

В горизонтах выветривания аллитного типа (в условиях интенсивного дренажа и выноса кремнезема) стадия аморфизации каолинита составляет только промежуточное звено. Здесь явление окремнения профиля не наблюдается, т.е. латеритный процесс контролируется довольно узким диапазоном фациальных условий. Поэтому явления окремнения и аллитизации пород гематит-каолиновой ассоциации, относясь к достаточно существенным ее характеристикам (особенно в практическом плане), тем не менее не могут быть отнесены к ее системообразующим свойствам. Они не проходят, подобно другим характеристикам, через подавляющее большинство фациально-генетических типов образований ассоциации, не входят в состав ее фоновых литологических свойств.

Таким образом, значением системообразующих свойств гематит-каолиновой ассоциации обладает следующая совокупность литологических характеристик: красно-пестроцветные тона окраски пород, предельно высокая степень "зрелости" обломочных компонентов и глинистого вещества, явления субсинхронного выветривания отложений, сопровождающиеся определенными изменениями структурно-текстурных признаков пород и их литолого-минералогического состава, присутствие

аутигенных образований каолинита, аморфизированного (аллофанизированного) каолинита и гематита (иногда гётита). Данная совокупность взаимосвязанных характеристик проходит через все (или почти все) фашиально-генетические разновидности данной породной ассоциации, от разреза к разрезу и от региона к региону. Они образуют тот общий литолого-геохимический фон, на который проецируются частные особенности состава пород отдельных разрезов, горизонтов, пачек, фашиальных групп и т.п. Указанная совокупность характеристик (или свойств) пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации может рассматриваться как ее идентификационный комплекс.

Структура связи составляющих идентификационного комплекса может быть выражена следующей схемой.



В демонстрируемую схему структуры связи составляющих идентификационного комплекса нами введены дополнительные члены, а именно свободная кремнекислота и свободный глинозем. Данные члены не входят в состав фоновых литологических характеристик ассоциации. Однако они обнаруживают самую теснейшую связь с процессами формирования и преобразования вещества гематит-каолиновой ассоциации и имеют большое практическое значение. Введение их в схему структуры связи показывает, что гематит-каолиновая ассоциация распадается на две субассоциации: кремнисто-каолиновых пестроцветов (левая сторона схемы) и бокситорудных пестроцветов. Это полностью отвечает наблюдаемым фактам. В обширных областях седиментации мы обычно наблюдаем в той или иной степени явления окремнения пород гематит-каолиновой ассоциации. Это области формирования кремнисто-каолиновых пестроцветов. Собственно аллитные внутриформационные горизонты выветривания здесь не встречаются, но местами отмечаются алунитовые горизонты выветривания (например, в Зайсанской впадине). В малых бассейнах седиментации относительно приподнятых областей, характеризующихся широким развитием в складчатом основании карбонатных пород, происходит формирование боксито-

рудных пестроцветов. Разумеется, это может происходить только в условиях непрерывного удаления высвобождающейся кремнекислоты из среды формирования осадков и их субсинхронного выветривания.

Пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации как определенному типу литогенетической организации континентальных отложений присущ свой комплекс полезных ископаемых. Если проанализировать состав этого комплекса в отношении структуры связи элементарных составляющих ассоциации, то можно увидеть, что то или иное полезное ископаемое отражает собой определенное звено этой структуры.

С отложениями ассоциации, обогащенными химически "зрелыми" продуктами выветривания, связаны месторождения кварцевых песков. Это преимущественно русловые фации аллювия равнинных рек области седиментации, сложенные косослоистыми, часто хорошо отмытыми кварцевыми песками. Примером может служить Чакельмеское месторождение в Северном Призайсанье.

С отложениями "зрелого" аллювия и пролювия связаны россыпи многих тяжелых минералов, устойчивых в окислительной обстановке. В этом смысле весьма показательна нижнепалеогеновая россыпь Торт-Калмак у северной окраины Зайсанского прогиба. Источником питания этой россыпи является минерализованная зона с вкрапленностью сульфидов, шеелита, молибденита и касситерита. В песках же аллювиально-пролювиальной россыпи устанавливаются только концентрации касситерита, тогда как остальные из перечисленных минералов полностью отсутствуют. Они как неустойчивые в окислительной обстановке были разрушены еще в коре выветривания, а та небольшая их часть, что попала в пески, была уничтожена последующими процессами субсинхронного выветривания.

С явлениями массовой каолинизации пород на месте связано формирование крупных месторождений огнеупорных глин. Ряд таких месторождений разведан в Прииртышье и Центральном Казахстане. Среди них крупное Жана-Даурское месторождение огнеупоров, расположенное в Северном Призайсанье. Оно представлено мощной (в несколько десятков метров) пачкой красно-пестроцветных ("леопардовых") артиллитов, образованной "слившимися" воедино несколькими горизонтами выветривания. На ряде участков месторождений в каолиновых глинах отмечается примесь гитбсита.

Наконец, с завершающими стадиями преобразования вещества гематит-каолиновой ассоциации связаны месторождения бокситов и высококачественных огнеупорных глин (ассоциирующихся с бокситами), а также рудопроявления алунита (Зайсанская впадина). В эту же группу следует, по-видимому, включить и высококремнистые породы крупных областей седиментации. В некоторых из этих пород содержание SiO_2 достигает 96% (кварцевые песчаники с кремнистым цементом).

Таков комплекс главных полезных ископаемых пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. Нетрудно видеть, что он своим появлением и существованием всецело обязан сложившейся структуре связи элементарных составляющих ассоциации.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗА

Многолетнее изучение пестроцветных отложений верхов позднего мела-раннего палеогена Северо-Западной Азии позволяет более или менее уверенно говорить об основных физико-географических характеристиках того времени.

Согласно палеоботаническим данным, формирование как бокситорудных, так и кремнистых пестроцветов, на территории Северо-Западной Азии происходило в условиях господства вполне гумидного теплоумеренного и субтропического климата. Все известные к настоящему времени захоронения флоры и палинологические остатки в пестроцветных отложениях, распространенных севернее широты $47-48^{\circ}$, характеризуют собой типичную лесную растительность.

Оставаясь в целом гумидным, палеоклимат позднего мела-раннего палеогена испытывал некоторые изменения как в пространстве, так и во времени. В восточных районах рассматриваемой территории (Енисейский кряж и прилегающие к нему равнины) палеоклимат отличался несколько более умеренными температурами и повышенной влажностью, следствием чего являлось большое участие в растительности того времени хвойно-широколиственной влаголюбивой флоры /Лаухин, Кулькова, 1974/. В западных и южных районах (Центральный Казахстан, Зайсанский прогиб) во флорах этого времени отмечается гораздо более значительная примесь тропических и субтропических жестколистных форм, что указывает на некоторую засушливость и жаркость палеоклимата /Пономаренко, 1968; Ржаникова, 1968; Романова, 1975; и др./.

Изменения палеоклимата отмечаются в южных районах провинции. Изменения климата во времени прекрасно фиксированы в палеофлоре зайсанского разреза гематит-каолиновой ассоциации. По этому поводу палеоботаник Э.В.Романова пишет: "Сравнивая эти флоры, можно проследить изменения, которые происходили с растительностью Призайсая, когда на смену хвойно-широколиственным комплексам позднего мела приходят мелколистно-узколистные элементы раннего палеогена. Это свидетельствует о смене климатической обстановки от теплоумеренной влажной с большим количеством осадков к более сухой и жаркой" /1975, с.22/.

Заключения палеоботаников о климате рассматриваемой эпохи подтверждаются и литологическими данными. Повсеместно на исследуемой территории севернее широты 47-48° красно-пестроцветные отложения позднего мела-раннего палеогена практически лишены более или менее заметных концентраций легкоподвижных химических соединений - карбонатов и сульфатов щелочных и щелочноземельных оснований, так характерных для аридного литогенеза. Основу глинистого вещества пестроцветных отложений образует каолинит - типичный минерал-индикатор влажного климата и кислой среды минералообразования.

В позднем мелу-раннем палеогене материковая суша в Северо-Западной Азии простиралась по югу Западно-Сибирской низменности, Алтаю, Центральному Казахстану и Тянь-Шаню. Эта суша с севера омывалась Западно-Сибирским морем, а с запада - водами Тургайского и Туранского палеоморей (рис. 62, см. вкладку). Формирование пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации происходило на фоне предельного затухания тектонической активности и, как следствие этого, широкого развития денудационных равнин-пенеппленов на обширных территориях азиатского континента.

Реликты позднемеловых-раннепалеогеновых денудационных равнин, фиксированные корой выветривания и отложениями гематит-каолиновой ассоциации, прекрасно сохранились на хребтах Алтая, Саур-Тарбагатай, в Казахском нагорье и на юге Западно-Сибирской низменности. Изучение этих реликтов и коррелятных отложений показывает, что нельзя рассматривать существующие некогда пенепплены как предельно выровненные поверхности. На фоне плоских равнин выделялись отдельные холмы и системы пологосклонных возвышенностей и гряд. Детальное разбуривание ряда участков в Северном Призайсая и Прииртыше показало, что погребенный под отложениями гематит-каолиновой ассоциации рельеф пенепплена, фиксированный корой выветривания, зачастую довольно значительно расчленен на пологосклонные гряды и долины с относительными превышениями на многие десятки метров. По периферии наиболее высоких холмов и гряд в пестроцветных отложениях присутствуют делювиально-пролювиальные щебнистые отложения (преимущественно кварцевые). Такова, например, нижнепалеогеновая оловоносная россыпь Торт-Калмак, представленная щебнистым пролювием, опоясывающим в виде полукольца погребенную возвышенность. При этом мощность коры выветривания на возвышенности достигает 50-60 м, тогда как в прилегающих к ней депрессиях она уменьшается до 15-20 м.

Разумеется, пенецлен не был поверхностью абсолютно фиксированной в одном положении. В теле пенецлена закладывались и развивались пологие области опускания, представляющие обширные бассейны седиментации пестроцветных осадков (Тенгизский и Зайсанский прогибы - впадины, Джезказганская унаследованная мульда и др.), а также и области пологих сводовых поднятий. Вместе с тем формирование этих структур и тектонические движения носили весьма замедленный, пассивный характер, результатом чего явились слабая механическая эрозия водораздельных пространств и повсеместное развитие мощной площадной коры выветривания. Перекрывающие кору выветривания отложения гематит-каолиновой ассоциации представлены преимущественно тонкими алевроит-глинистыми осадками, которые по внешнему облику зачастую ничем не отличаются от образований коры выветривания. Все это говорит о крайней пассивности тектонического режима, предельной слабости эрозионно-денудационных процессов и мощном химическом выветривании.

Особенности рельефа и климата позднемелового-раннепалеогенового времени получили яркое отражение в составе осадков гематит-каолиновой ассоциации. При анализе фаций пестроцветной толщи крупных областей седиментации бросается в глаза одна их общая особенность - отсутствие мощных аллювиальных и озерных фациальных комплексов осадков, характеризующих крупные водные артерии и бассейны. Аллювиальные и озерные типы отложений представлены в разрезах почти повсеместно, но они характеризуют многочисленные, но малые по размеру неглубокие речные потоки и водоемы. В этом сказывается одна из особенностей мобилизации и транспортировки обломочного материала в условиях широкого развития пенецленов. Равнинность рельефа, отсутствие четко выраженных крупных ортографических систем - водораздельных пространств - не способствуют даже в условиях гумидного климата формированию крупных линейно ориентированных речных водотоков и обширных глубоких озерных котловин. Вместо них мы повсеместно наблюдаем отложения густой, но неглубокой речной сети и мелких, относительно быстро исчезающих озер и стариц. Вместе с тем пологосклонные формы рельефа с повсеместным развитием глинистых образований коры выветривания благоприятствовали широчайшему проявлению процессов плоскостной эрозии временными потоками. В сезоны увлажнения палеоклимата временные потоки выносили мелкозернистый материал к подножиям пологих возвышенностей, в межсочные депрессии и крупные бассейны седиментации. Это, по-видимому, явилось причиной чрезвычайно широкого и разнообразного участия в разрезах гематит-каолиновой ассоциации аллювиальных отложений.

Обычно широкое развитие пролювия мы наблюдаем только в аридных формациях. Но в разрезах пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации мы видим принципиально иное литогенетическое явление, еще очень слабо разработанное учением о генетических типах отложений. Это - гумидный пролювий. От своих аридных эквивалентов он отличается более тонким составом, несколько более лучшей сортировкой составляющих компонентов и, главное, отсутствием аутигенных карбонатов и сульфатов щелочоземельных оснований. Место последних занимают окислы и гидроокислы железа, окрашивающие осадки в красные и коричневые тона.

Отложения гумидного пролювия заметно преобладают над всеми остальными фациальными типами отложений в разрезах гематит-каолиновой ассоциации как крупных, так и мелких бассейнов седиментации. Но наиболее значительное развитие пролювий получает в эрозионно-карстовых и карстовых депрессиях бокситоносных районов. Этому способствовали периодически повторяющиеся резкие просадки полостей и несколько более расчлененный рельеф закарстованных районов. В составе пролювия и делювия здесь уже много относительно грубообломочных отложений, представляющих собой продукты разрушения латеритных кор выветривания (обломочные бокситы).

При условии общей вялости эрозионно-денудационных процессов осадконакопления в областях седиментации (особенно крупных) характеризовалось весьма низкими темпами, на что указывает литологический состав отложений. Здесь формировались преимущественно алеврито-глинистые осадки, добытые слабой эрозией верхних зон коры выветривания водоразделов. Только этим можно объяснить повсеместное преобладание каолинита над другими глинистыми минералами в отложениях, не измененных субсинхронным почвообразованием и выветриванием. Во всех фациально-генетических разновидностях отложений среди обломочных компонентов резко доминирует кварц. Подобная минералого-геохимическая однородность осадков на огромной территории континента — следствие однородности мобилизуемого эрозией минерального вещества гумидной коры выветривания позднемелового-раннепалеогенового пенефлена.

Чрезвычайно низкий темп эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов этого времени обусловил и полное отсутствие в подавляющей массе отложений гематит-каолиновой ассоциации органического вещества. Органическое вещество, образно говоря, сторало под воздействием мощных процессов окисления еще до поступления в осадок в бассейнах седиментации. Миграция органического вещества преимущественно осуществлялась в химически растворенной форме, повышая тем самым химическую агрессивность природных вод и иловых растворов. Линзы гумусированных глин и алевритов — чрезвычайно редкие, эфемерные образования в разрезах гематит-каолиновой ассоциации. Кислая окислительная геохимическая обстановка являлась господствующей как в областях мобилизации, так и в бассейнах седиментации этого времени.

Накопление осадков пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации осуществлялось в обстановке субазрального диагенеза при активном участии почвенных процессов, во многом предопределивших направленность постседиментационных преобразований осадков и способствующих их субсинхронному химическому выветриванию. Процессы субсинхронного выветривания первично красноцветных осадков в бассейнах седиментации были наиболее ярким и глубоким по своим следствиям литогенетическим явлением описываемой эпохи. Ранее мы уже видели, что подавляющая масса отложений ассоциации прошла через преобразующее горнило субсинхронного химического выветривания. Последнее осуществлялось параллельно осадконакоплению, что и обусловило взаимосочленение измененных и не измененных выветриванием отложений в разрезах ассоциации. Протекание процессов субсинхронного выветривания представляется в следующем виде.

В то время как в речных долинах, озерных водоемах и временных потоках осуществлялась аккумуляция осадков, на плоских низменных водоразделах и открытых террасах области седиментации шли процессы интенсивного химического выветривания ранее отложенных осадков с образованием зонально построенных горизонтов выветривания. В условиях медленного опускания области седиментации и боковых перемещений гидросети выветрелые отложения захоронялись под новыми осадками, которые впоследствии опять подвергались выветриванию и т.д. Таким образом, благодаря чрезвычайно низкому темпу аккумуляции и медленным боковым перемещениям гидросети подавляющая масса формирующихся осадков подвергалась воздействию мощного химического выветривания непосредственно в областях аккумуляции. Первично красноцветные осадки деградировали в пестроцветы. Именно процессам субсинхронного выветривания обязана своим появлением непередаваемо сложная "ткань" цветовой гаммы пестроцветов гематит-каолиновой ассоциации. Морфологический облик внутриформационных горизонтов выветривания и их минералого-геохимический состав являются лучшими показателями характера протекания субсинхронного выветривания в областях седиментации позднего мела-раннего палеогена.

В сухие палеоклиматические сезоны на поверхностях аккумулятивных равнин

областей седиментации развивалась полигональная система трещин усыхания глинистых грунтов. Ее следы сохранились доныне в кровле многих пластов красных в виде полигональных полос обеления. Глубокие трещины усыхания являлись главными путями циркуляции почвенных растворов в толще глинистых осадков.

С наступлением периодов увлажнения и активизацией почвенных и биологических процессов происходило относительно глубокое промывание глинистых грунтов кислотными почвенными растворами. При этом вдоль системы трещин усыхания прежде всего осуществлялся вынос железа в виде органо-минеральных соединений и вымывание его в более нижние горизонты почвенного профиля, образуя ортштейны. Вдоль же путей миграции почвенных растворов начинали формироваться обеленные пятна и полосы субвертикальной ориентировки. Так, первично-красноцветные осадки деградировали в пестроцветы. В полосах обеления нарушалась первичная седиментационная слоистость осадков и формировалась колломорфная, сетчато-комковатая и оолитоподобная почвенная текстура. В красных пятнах седиментационные признаки еще сохранялись, но уже появлялись ортштейновые оолиты гематита, пятна гематитовой цементации и т.п. При многократном повторении данного процесса во времени постепенно формировался зонально построенный профиль выветривания. Формирование того или иного литолого-геохимического типа профиля выветривания всецело зависело от времени и палеоландшафтной обстановки области седиментации.

Профиль пестроцветных железно-каолиновых горизонтов выветривания крупных областей седиментации (Зайсанская впадина, Прииртыше, Джекказганская впадина и др.) как по характеру строения, так и по типу господствующего геохимического процесса может быть в известной мере сопоставлен с современными фульвоферралитными поверхностно-оглееными почвами под влажными лесными массивами тропиков либо субтропиков. Как указывалось, железисто-каолиновые горизонты выветривания чаще всего развиваются на микрослоистых красных пойменных алевритах. В последних очень часто сохранилась замещенная гематитом мощная корневая система древесной растительности, проникающая далеко в глубь осадка. По-видимому, формирование железисто-каолиновых горизонтов выветривания на этих отложениях происходило в местах временного поднятия и осушения высокой поймы или речных террас и сопровождалось их сезонным заболачиванием, с чем были связаны процессы интенсивного оглеения верхов профиля. Поэтому в палеогеографическом смысле данный тип горизонтов выветривания представляет собой оглеенные с поверхности фульвоферралитные почвы, развитые в пределах высоких пойм и террас древних речных долин.

Подавляющее большинство внутриформационных горизонтов выветривания в разрезах гематит-каолиновых пестроцветов крупных бассейнов седиментации представлено железисто-кремнистым типом. Познание генетической сущности формирования данного типа горизонтов выветривания представляется весьма важной не только по причине его широкого распространения, но и потому, что этот тип является выразителем специфических процессов преобразования минерального вещества в крупных бассейнах седиментации пестроцветов.

Наличие кремнистых и окремненных пород в разрезах позднемиоценовых и раннепалеогеновых пестроцветов Казахстана и Алтая большинством исследователей объяснялось и объясняется влиянием аридных палеоклиматических условий. На формирование такого взгляда во многом оказало влияние широко бытующее представление об интенсивной миграции кремнезема только в щелочной среде (возникшее, в свою очередь, под влиянием термодинамических расчетов Гаррелса). В результате, окремнение верхов профиля выветривания и формирование кремнистой кирасы рассматривались как процесс восходящей миграции кремнезема в щелочной среде в условиях интенсивного капиллярного испарения с поверхности почв.

Детальное изучение строения и состава железисто-кремнистых горизонтов выветривания гематит-каолиновой ассоциации свидетельствует о резком противоречии вложенной выше трактовки геохимической природы этих образований с наблюдаемыми фактами. Вот основные из этих противоречий.

1. В составе пород железисто-кремнистых горизонтов выветривания отсутствуют сколько-нибудь значительные скопления легкоподвижных соединений щелочных и щелочноземельных оснований, характерных для аридных профилей выветривания.

2. Процесс преобразования минерального вещества в железисто-кремнистых горизонтах выветривания сопровождается массовым появлением таких минеральных продуктов, которые образуются в кислой и чрезвычайно кислой средах, - каолинит, галлузит, аллофан, гематит, гетит.

Таким образом, сама минералого-геохимическая сущность железисто-кремнистых горизонтов выветривания не позволяет рассматривать их как образования, возникшие в щелочной среде. Вместе с тем К.В.Краускофф /1963/ экспериментально доказал высокую растворимость кремнезема в интервале pH от 2,0 до 6,0. Согласно исследованиям В.О.Таргульяна /1971/, в кислых гумидных почвах кремнезем мигрирует также легко, как щелочные и щелочноземельные основания. Все это в совокупности проливает свет и на природу кремнистых горизонтов выветривания.

Зная теперь детали превращения минерального вещества в этих горизонтах выветривания, можно вполне определенно сказать, что формирование их происходило в условиях кислой и очень кислой окислительных сред. Показателем окисления в данном случае является железо и органическое вещество. Железо в железисто-кремнистых горизонтах выветривания представлено исключительно в окисной форме и обособлено в виде гематита и гетита. Химически активного органического вещества в породах практически нет. Вместе с тем под микроскопом в породах железисто-кремнистых кирас почти постоянно наблюдаются замещенные опалом обрывки растительной ткани, кодрогенные выделения, опоры грибов и целые колонии бактерий, замещенные гетит-гематитом. Наконец, породы железисто-кремнистых кирас почти повсеместно пронизаны корневой системой древесных и травянистых растений. Такое обилие fossilized органического вещества в совокупности с ярко выраженными почвенными текстурами пород однозначно указывает, что кремнистые кирасы представляют собой древние почвенные покровы. Но вся захороняемая в них органика практически полностью окислялась, "сгорала" под действием высокого кислородного потенциала среды. В этих условиях мигрирующее в химической форме органическое вещество обуславливало кислую реакцию почвенных растворов и их высокую химическую активность. Аутигенные новообразования глинистого вещества железисто-кремнистых горизонтов выветривания показывают, что химическая агрессивность этих растворов оказалась достаточной не только для разрушения обломочных зерен кварца, но и для разрушения кристаллической структуры такого предельно устойчивого гипергенного минерала, как каолинит. Новообразования аморфизированного каолинита и аллофана есть результат активных почвенных реакций (аллофан в настоящее время встречается в основном только в почвах и является продуктом почвенных реакций /Парфенова, Ярилова, 1962; Таргульян, 1971/).

Как известно, отношение SiO_2/Al_2O_3 в аллофанах в общем случае несколько меньше, чем в каолините. Следовательно, процесс преобразования глинистого вещества в железисто-кремнистых горизонтах выветривания идет с выделением кремнекислоты из глинистых минералов материнских пород в свободную, химически не связанную форму. Однако явления окремнения пород говорят о том, что удаления свободной кремнекислоты из профиля выветривания не происходит. Аналогичную картину мы наблюдаем при преобразовании обломочного материала - зерна кварца, корродируясь и "растворяясь", как бы "плавают" в массе аморфной кремнекислоты и аутигенной глины.

Описанные факты убеждают в том, что в железисто-кремнистых горизонтах выветривания большая часть свободной кремнекислоты, находясь в миграционном состоянии, тем не менее не покидала профиль выветривания. Иначе говоря, процесс преобразования минерального вещества складывался так, что новообразования и продукты распада материнских пород оставались практически в одном и том же месте, испытывая лишь вертикальные либо горизонтальные перемещения в пределах элювиального профиля с почвенно-грунтовыми водами. Подобного рода характер геохимического процесса присущ только равнинным глеевым и огненным почвам гумидных стран. Детально изучавший геохимию современных глеевых и мерзлотных почв В.О.Таргульян по этому поводу пишет: "... в глеевых почвах надмерзлотная аккумуляция веществ является механической задержкой мигрирующих веществ при сохранении их потенциально высокой миграционной способности" /1971, с.245/.

Аналогичным образом складывались и палеогеохимические процессы при формировании железисто-кремнистых горизонтов выветривания в областях седиментации. Железисто-кремнистый тип профиля выветривания развивался на плоских низменных междуречных пространствах области седиментации. В периоды увлажнения палеоклимата глинистый субстрат аккумулятивных равнин как прекрасный водоупор не позволял осуществляться широкой вертикальной миграции вод и почвенных растворов. Это приводило к сезонным обводнениям и оглеению почв и всего профиля выветривания. Продукты распада вещества материнских пород, сохраняя в кислой среде высокую миграционную способность, не могли тем не менее полностью покинуть профиль выветривания, чему препятствовала слабая вертикальная миграция. В этих условиях могла частично осуществляться только миграция в горизонтальном направлении, т.е. вдоль по профилю. Следствия именно горизонтальной миграции кремнезема и железа так ярко выражены в разрезах гематит-каолиновой ассоциации. Туда, где железисто-кремнистые горизонты выветривания сочленяются по простиранию с более грубыми хорошо проницаемыми русловыми осадками палеорек и временных потоков (пески, гравелиты), и устремлялась масса мигрирующих с почвенными растворами кремнезема и железа. В широких масштабах осуществлялась кремнистая, железистая и смешанная кремнисто-железистая цементация песчаных осадков и формирование кремнисто-железистых панцирей (кирасов цементации).

С наступлением сухих сезонов палеоклимата происходила глубокая аэрация почвы (вдоль трещин усыхания), фиксация железа в виде окисных соединений и массовое выпадение из почвенных растворов гидратов окиси кремнезема. Попеременное многократное чередование этих процессов во времени приводило в конечном счете к деградации почвенного профиля, его окремнению и ожелезнению и формированию плотного железисто-кремнистого панциря (элювиальной кирасы). Железисто-кремнистые горизонты выветривания позднего мела-раннего палеогена в палеогеографическом смысле характеризуют собой профиль кислых гумидных фульвоферралитных почв (нередко гидрогенно окремненных, ожелезненных, местами оглеенных), приуроченных к междуречным пространствам областей аккумуляции.

Обогащение железисто-кремнистых почв соединениями SiO_2 обычно связано не с накоплением в элювиальном профиле остаточного кварца, а с перераспределением или гидрогенным подтоком в почвы аутигенного SiO_2 , мобилизуемого при коррозии зерен кварца, аморфизации каолинита, выветривании аллюмосиликатов. Для рассматриваемой эпохи в целом, вероятно, были нехарактерны подзолистые почвы, где осуществлялось остаточное накопление SiO_2 в верхах профиля за счет выветривания материнских аллюмосиликатов. Лишь профили древних почв, развитые в Чуйской впадине Горного Алтая /Феофилова и др., 1981/, которые формировались в пределах междуречных пространств на окраине гумидной зоны литогенеза и граници с аридными ландшафтами, возможно, могут быть отнесены к своеобразным субтропическим подзолам.

В историко-геологическом и литогенетическом смысле формирование железисто-кремнистых горизонтов выветривания гематит-каолиновой ассоциации носит ярко выраженный противоречивый характер. На первоначальных стадиях своего формирования литогенетические процессы данного профиля развиваются в том же направлении, что и в аллитных (латеритных) профилях выветривания, т.е. преобразование вещества материнских пород в обоих случаях проходит первоначально стадию массовой каолинизации пород, а затем вступает в стадию разрушения структуры каолинита, его аморфизации и образования аллофанового вещества. И вот на этой стадии, когда начинается массовое поступление в растворы продуктов разложения каолинита, пути развития аллитных и кремнистых горизонтов выветривания расходятся в прямо противоположных направлениях. В тех условиях, где происходит совместное накопление новообразований и продуктов распада, дальнейший процесс развития системы всегда идет в направлении самоторможения и деградации. Чрезвычайно затрудненный вынос кремнезема и вследствие этого прогрессирующее окремнение профиля выветривания неуклонно тормозили процесс дальнейшего преобразования минерального вещества исходных пород, останавливаясь где-то на стадии образования аллофана. Образно говоря, железисто-кремнистые горизонты выветривания гематит-каолиновой ассоциации - это "неудавшийся" латерит. Более того, в силу сложившихся обстоятельств кремнисто-железистые образования данного профиля выветривания в литогенетическом смысле представляют собой антипод аллювиально-железистым образованиям латеритов. Это очень яркий пример тому, когда одна и та же потенциальная возможность, реализуясь в разных условиях среды, приводит к прямо противоположным результатам.

Из вышеизложенного следует, что крупные бассейны седиментации континентальных гематит-каолиновых пестроцветов, представляющие собой плоские слабо дренированные озерно-речные аккумулятивные равнины, не имели необходимых условий для широкого (на больших площадях) осуществления процессов формирования аллитных (латеритных) горизонтов выветривания, и, следовательно, крупных залежей бокситов. Только на редких изолированных участках, характеризующихся относительно лучшими условиями дренажа, процессы субсинхронного выветривания могли достигать завершающей стадии. Здесь формировались маломощные алунитовые горизонты выветривания типа описанных выше в Зайсанском прогибе. Однако, как показывает практика, подобные условия создавались чрезвычайно редко в крупных бассейнах седиментации пестроцветов, и потому данные образования исключительно редки в разрезах ассоциации этих регионов. И вообще, результаты мировой практики поисков и разведки бокситов показывают, что более или менее крупных залежей бокситов во внутренних районах крупных бассейнов седиментации пестроцветов практически не устанавливается.

Логическое завершение латеритного процесса до его конечной стадии, а также формирование переотложенных обломочных бокситовых руд контролируется очень узким диапазоном фациальных условий. Внутриформационные аллитные (латеритные) горизонты выветривания гематит-каолиновой ассоциации возникали там, где осуществлялся относительно хороший дренаж профиля выветривания. Эти условия могли обеспечиваться только в относительно мелких, хорошо дренируемых бассейнах седиментации областей поднятий и по окраинам крупных прогибов. Подобного происхождения залежи бокситов описывает Е.Хардер /1959/ на примере континентальных палеоцен-эоценовых отложений Южной Каролины (США). Здесь маломощные залежи бокситов располагаются в разрезе пестроцветных отложений и сформированы при субсинхронном выветривании осадочных каолиновых глин в окраинной части области седиментации.

Наиболее оптимальным вариантом мелких бассейнов являются эрозивно-карстовые и карстовые котловины и поля, развитые на карбонатном основании. Препятствующие фильтрационные свойства карбонатных пород благоприятствовали широко-

му проявлению в районах их развития латеритного процесса. Латеритизации подвергались не только породы складчатого основания относительно приподнятых плато и гряд возвышенностей, но и переотложенные продукты размыва коры выветривания. В результате эрозионно-карстовые и карстовые котловины явились местом не только разнообразных фацциально-генетических типов обломочных залежей бокситов, но и ареной интенсивного протекания процессов латеритизации аллювиальных осадков, выполняющих эти котловины. При этом, так же как и в крупных бассейнах седиментации, здесь процессы осадконакопления и химического выветривания шли параллельно, совмещались во времени, Это и привело к чрезвычайно пестрому чередованию в разрезе и по простиранию карстовых котловин различных фацциальных, генетических и литологических типов отложений и продуктов их элювиальной переработки разной степени преобразования. Судя по тому, что обломки каменных бокситов встречаются на довольно обширных площадях, нужно полагать, что бокситообразование осуществлялось в гораздо более крупных масштабах. Наблюдаемые сейчас карстовые котловины - лишь реликты некогда более обширных эрозионно-карстовых и карстовых бассейнов бокситонакопления.

Далее кратко остановимся на роли катагенетических и диагенетических процессов в формировании пестроцветных окрасок характеризуемой ассоциации. Ранее мы отмечали ведущую роль субсинхронного выветривания в формировании пятен обеления и ожелезнения в породах, появление ступков, прожилков и конкреций гематита и гематита, возникновение пластов обеленных (отлеенных) пород в верхах элювиальных профилей. Это хотя и ведущие, но не единственные процессы, способствовавшие перераспределению соединений железа в породах ассоциации. Горизонтальная циркуляция в линзах и пластах обломочных песчано-алевритовых пород ассоциации почвенно-грунтовых вод часто способствовала выносу из них соединений железа и полному обелению в одних участках и формированию песчаников и алевритов с железистым цементом в других (кирас цементации). В результате этих (катагенетических) процессов возникли многие линзы и пласты белоцветных аллювиальных кварцевых песков, алевритов, а также прослой и линзы песчаников и алевритов с железистым цементом, которые широко представлены во многих разрезах кремнисто-железистых пестроцветов.

Локальное захоронение небольших количеств органического вещества в песчаных, алевритовых, глинистых или бобово-галечных бокситовых осадках аллювиальных или озерно-болотных фаций нередко способствовало их диагенетическому обелению (отлеению). Подобным путем сформировались многие линзы и пласты белоцветных или сероцветных углистых пород среди бокситовых или кремнисто-каолиновых толщ ассоциации. Восстановленное при диагенетических процессах железо обычно выносилось при этом за пределы пласта или оставалось в породе в форме мелких конкреций пирита или сидерита.

Механизм воздействия на осадки катагенетических или диагенетических процессов обеления (отлеения) красноцветных осадков рассмотрен в работах А.И.Перельмана /1965/, Е.Н.Борисенко /1980/, а в бокситах - в работах Г.И.Бушинского /1975/, Ю.Г.Цеховского /1975, 1981/, А.В.Лейшига и З.И.Савельевой /1981/ и др.

Заключивая на этом характеристику верхнемеловой-нижнепалеогеновой пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации, считаем необходимым в краткой форме вернуться к тому, с чего мы начали изложение материала, - к вопросу о бокситорудных эпохах и формациях.

Общезвестно, что формирование осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых во все геологические времена осуществлялось под действием главных породообразующих факторов - химической и механической мобилизации исходных минеральных веществ, их переноса, седиментации и диагенеза. Естественности-

рические эпохи на континентах отличаются друг от друга не отсутствием тех или иных из породообразующих факторов, а определенным порядком отношений их между собой. Именно они, эти отношения, и определяют общее направление осадочного породо- и рудообразования в данный историко-геологический этап. Если же мы говорим об эпохе бокситообразования и бокситорудной формации, то не должны определять их только по нахождению в толщах какого-то одного или нескольких в принципе эфемерных образований, таких, как бокситы и бокситовые породы. Ведь вся совокупность бокситорудных месторождений мира едва ли по объему составит более или менее крупную часть только одной кремнисто-каолиновой пестроцветной толщи Зайсанского прогиба. Следовательно, говоря о бокситорудных эпохах и формациях, мы должны прежде всего говорить об определенно складывавшихся отношениях литогенетических явлений и процессов, заключающих в себе потенциальную возможность образовать бокситорудные залежи. Пусть эта возможность реализуется не везде, не во всех местах (чему, как видели, много приходящих причин), но она должна быть постоянно "налицо", должна "проходить" через все фашиально-литологические разновидности синхронных осадочных образований и характеризоваться определенным порядком отношений литогенетических явлений и процессов.

Как показали результаты сравнительного анализа, кремнисто-каолиновые и бокситорудные пестроцветы по характеру строения разреза, стадийности и направленности процессов преобразования минерального вещества принципиально однотипны. Эта однотипность подчеркивается прежде всего не абсолютным тождеством литолого-минералогического состава толщ, а однонаправленностью процессов литогенеза, выразившегося в подавляющем господстве химической формы преобразования минерального вещества над механическими формами.

Между данным выводом и ставшей уже банальной истиной о том, что бокситы являются продуктом интенсивного химического выветривания исходных пород, не следует проводить параллелей. Мы говорим о таком отношении литогенетических процессов, когда глубокое химическое преобразование минерального вещества осуществляется не только в областях денудации, где формируются латеритные коры выветривания, но и захватывает в сферу своего действия и подавляющую часть формирующихся осадков в бассейнах континентальной седиментации, т.е. в пределах последних большая часть формирующихся осадков успевае т вторично пройти через преобразующее горнило процессов субсинхронного химического выветривания. Такой порядок отношений литогенетических процессов и обусловил накопление в континентальных бассейнах седиментации весьма своеобразных пестроцветных образований, имеющих двойственную природу: с одной стороны, это типичные осадочные толщи, с другой - продукты элювиального процесса. Ничего подобного мы не наблюдаем в иные историко-геологические эпохи развития континентов. Отсюда можно сделать заключение, что эпохи формирования на значительной части континента отложений пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации одновременно являются и эпохами максимального бокситообразования.

ПРИМЕРЫ ДРЕВНИХ АНАЛОГОВ АССОЦИАЦИИ

Древние аналоги гематит-каолиновой ассоциации фиксируются на различных стратиграфических уровнях земной коры, вплоть до самых древнейших. Но, поскольку основным объектом изучения долгое время являлись только бокситорудные отложения, сведения о других литологических образованиях, входящих в состав ассоциации, носят самый общий характер. Отсюда неизбежны некоторый схематизм и условности при описании древних аналогов парагенеза.

Отложения описываемого типа парагенеза довольно определенно устанавливаются в разрезе нижнего мела (апт-альб) Западно-Сибирской низменности (Бого-

лепов, 1960/. Литотипом данной толщи является кийская свита. Это красно-пестроцветные преимущественно алеврито-глинистые отложения, тесно связанные с подстилающей их корой выветривания алтского возраста. Вдоль юго-восточного обрамления низменности толща включает ряд мелких месторождений и рудопроявлений бокситов. В Восточном Приуралье описываемые отложения выделены в синарскую бокситорудную свиту. К ней приурочена Каменская группа бокситорудных месторождений карстово-котловинного типа.

По мере удаления от прибортовых частей в глубь низменности в составе алтальбских отложений исчезают залежи бокситов и вместо них в разрезах ассоциации появляются линзы и прослои силицитов - кремнистые и железисто-кремнистые песчаники, окремненные аргиллиты и алевролиты. Повсеместно обломочный материал пород представлен кварцем и устойчивыми при выветривании минералами; в глинистом веществе резко доминирует каолинит. Появление сероцветной окраски пород в удаленных от прибортовых частей низменности разрезах ассоциации, по-видимому, связано с эпигенетическим восстановлением окислов железа и с переходом континентальных фаций отложений в прибрежно-морские и морские.

Хорошим примером древних аналогов гематит-каолиновой ассоциации могут служить разрезы нижекарбонных континентальных бокситорудных отложений Онежского и Тихвинского районов Русской платформы. Они показательны тем, что характеризуют собой отложения самых краевых частей областей седиментации нижекарбонного времени. Изучением их в течение многих лет занимались большие коллективы геологов, и результаты исследования широко освещены в многочисленных публикациях (например, в работе Э.А.Кальберг, Е.П.Левандо и З.К.Махнач /1971/ и многих других). Поэтому мы приведем только минимум необходимых сведений, сделав упор на новые данные, полученные при исследованиях в Тихвинском районе древних аналогов пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации.

Бокситоносные пестроцветные отложения, относимые к тульскому горизонту везейского яруса, выполняют долины древней речной сети, врезанной в осадочную толщу девона. В пределах водоразделов палеорельефа на девонских отложениях сформирована пестроцветная каолиновая кора выветривания, подстилающая и отложения тульского горизонта. Наряду с каолиновым элювием вероятно были развиты и латеритные коры выветривания.

Непосредственно бокситорудные залежи пространственно тяготеют к овражно-балочным долинам третьего порядка. По направлению к устью долин их мощность сокращается, и в долинах второго и первого порядка они замещаются аллитами и сиааллитами. Разрез пестроцветной толщи грубо может быть подразделен на три пачки.

В наиболее опущенных участках долин в основании толщи обычно залегают серые (иногда углистые), белые, фиолетовые и пестрые каолиновые глины, иногда сменяющиеся по простиранию красно-пестроцветными песчанистыми глинами. Последние часто содержат в основании линзы брекчий, состоящих из обломков глинистых пород белой, желтой, красной и фиолетовой окраски (продукты разрушения коры выветривания). Мощность этих отложений, выделяемых в пачку нижних сиааллитов, колеблется от 5 до 20 м. По фациально-генетическим характеристикам они относятся к пролловальным, пролловально-озерным и частично озерно-болотным образованиям.

Вверх по разрезу породы нижней сиааллитной пачки сменяются глиноземисто-каолиновыми аллитами. Это красноцветные сухаристые породы алеврито-пелитовой структуры, часто внешне похожие на бокситы, но имеющие кремнистый модуль I-2. Мощность их не превышает первых метров. Выше они постепенно сменяются бокситами красноцветных и пестроцветных тонов окраски. Последние имеют редко-бобово-глинистую, бобово-глинистую и бобовую структуру. Встречаются слабо

уплотненные - сухаристые и сильно уплотненные - каменные разности обломочных бокситов, сцементированные глиноземисто-железистым цементом.

В верхах разреза бокситоносной пачки устанавливаются и внутриформационные зонально построенные горизонты выветривания латеритного типа. Слагающий их элювиальный профиль венчается зоной трубчатых бокситов, представляющих собой каменистую породу с вертикально ориентированными каналами, заполненными темно-красной железисто-глиноземистой породой. Иногда эти каналы остаются полными, большая их часть возникла на месте корневищ либо пристволовых частей растений. Диаметр корневидных каналов колеблется в интервале от 3 до 25 см.

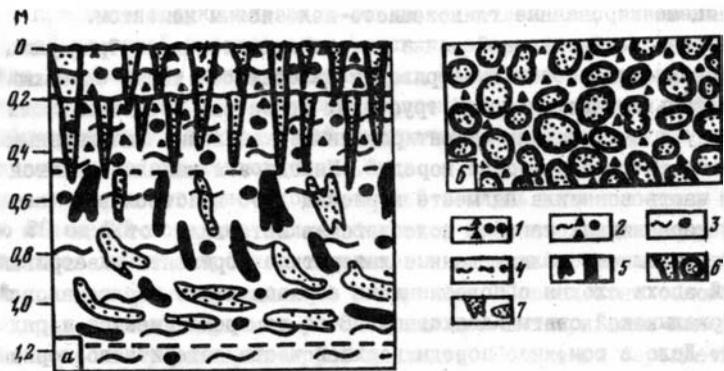
По строению и внешнему облику данные латеритные горизонты выветривания нижнекарбоневой эпохи сходны с подобными же образованиями верхнемеловой-раннепалеогеновой аркалыкской свиты Казахстана. В то же время имеется и ряд отличительных черт. Дело в том, что породы верхней части латеритного горизонта выветривания на Тихвинском месторождении сильно изменены вторичными процессами.

После эпохи бокситообразования по пористым красноцветным породам латеритных почв осуществлялась интенсивная циркуляция грунтовых вод. Последние способствовали заполнению пор и пустот каолиновым глинистым веществом (флолотового цвета), поступавшим из надбокситовой пачки пород, или кальцитом. Внедрение инородного глинистого или кальцитового вещества способствовало появлению в красноцветных латеритных породах своеобразной пятнистой окраски. В тех участках, где подобные вторичные изменения выражены слабо, кремневый модуль достигает 5-6. В целом мощность бокситовой пачки колеблется от 4 до 10-12 м.

Принципиально сходное строение с разрезами гематит-каолиновой ассоциации Тихвинского района обнаруживают бокситоносные толщи Северо-Онежского месторождения бокситов. Они слагаются здесь пластами тонких (пелитовых) и грубых (щепнисто-бобово-песчаных) пород, местами чередующихся с прослоями каолиновых глин. Пласты последних выделяются здесь также в основании и кровле разрезов ассоциации в составе подрудной и надрудной пачек, мощность которых обычно не превышает 5-10 м. В строении разрезов ассоциации преобладающее развитие получили фации осушающихся, иногда заболоченных озер, делово-проломия. Накопление осадков часто осложнялось их субсинхронным выветриванием и формированием элювиальных горизонтов латеритного и железисто-каолинового типа. Они встречены нами как в надрудной, так и в подрудной пачке бокситоносной толщи. В настоящее время полно изучен лишь железисто-каолиновый тип горизонтов выветривания /Цеховский и др., 1980/, наиболее ярко представленный в средней части надрудной толщи, вскрытой в карьере Северо-Онежского месторождения.

Здесь установлены (рис. 63) два слившихся горизонта выветривания. Их материнскими породами являлись каолиновые глины с небольшой примесью гидрослюд. Вверх по профилю в его строении появляются пятна обеления и ожелезнения преимущественно вертикальной ориентировки, постепенно выходящие к подошве. Одновременно породы теряют слоистость и приобретают комковато-сетчатую текстуру, а в самых верхах профиля превращаются в плотную глинисто-железистую кирасу, рассеченную трубообразными каналами (по корневищам растений). Периферийная часть этих каналов обычно окружена более темной гематитовой оторочкой, а внутренняя часть заполнена осветленной глиной или иногда вторичным гипсом.

При формировании характеризуемых горизонтов выветривания происходило перераспределение гидроокислов железа и обогащение ими верхней зоны (содержание Fe_2O_3 достигает здесь 46-49%). Одновременно происходило разрушение гидрослуд, формирование колломорфного каолинита, а местами начиналось разрушение каолинита и возникновение небольших количеств свободного глинозема (гиббсита



Р и с . 63. Строение гематит-каолинового горизонта выветривания Североонежского месторождения бокситов

а, б - зарисовка профиля ископаемых почв (а - разрез, б - план)

1 - глинисто-железистые породы кирасы с обильными включениями железистых обломков-бобовин, 2 - глинисто-железистые породы кирасы с включениями железистых обломков-бобовин, 3 - глины с железистыми бобовинами, 4 - глины с редкими железистыми бобовинами, 5 - пятно ожелезнения, 6 - трубчатые каналы с зоной обеления в середине канала и зоной ожелезнения по периферии, 7 - пятна и линзы обеления; в - фотография образца из глинисто-железистой кирасы с трубчатыми каналами (1/2 нат. вел.)

Однако главными минералообразующими процессами в данных горизонтах выветривания оставалось железонакопление и каолинообразование. Переувлажнение верхних кирасированных зон характеризуемых элювиальных профилей способствовало формированию пластовых обломочных железных руд мощностью до 4-5 м, встречающихся в разрезах надрудной пачки.

Средняя часть разреза характеризуемой ассоциации на Северо-Онежском месторождении слагается пластами бокситов, местами чередующихся с прослоями каолиновых глин.

В ряде разрезов здесь также выделяются горизонты выветривания латеритного типа, иногда с зоной трубчатых кирасированных пород, сложенных гибобитом, бемитом, гидроокислами железа. Подобные горизонты выветривания были выявлены, например В.Х.Наседкиной, в прибортовых частях рудной залежи характеризуемого месторождения.

Таким образом, нижнекарбонные бокситоносные континентальные отложения Тихвинского района представляют собой типичный разрез гематит-каолиновой ассоциации. Для них так же, как и для поздне меловой-раннепалеогеновой бокситорудной толщи Казахстана и Сибири, характерно сложное переплетение и сочетание в разрезе отложений в разной степени измененных субсинхронными процессами выветривания. Иногда эти процессы складывались по латеритному типу, а в других местах и в другое время формировали обычные каолиновые горизонты выветривания. Все это обусловило формирование в разрезах ассоциации разнообразных по фациальному и минералогическому составу горизонтов осадочных и элювиальных образований.

Следует ожидать, что описанный в данном разделе тип парагенеза континентальных отложений, именуемый гематит-каолиновой ассоциацией, будет установлен и в разрезах самых древнейших этажей земной коры. Подтверждением этому могут служить получившие теперь широкую известность данные о неоднократном проявлении в докембрийской геологической истории эпох мощного корообразования. Имеются и более конкретные сведения по этому поводу.

В разрезах архея Курской магнитной аномалии (на границе михайловской и обоянской серий, что соответствует границе нижнего и среднего архея) встречены практически неметаморфизированные образования древнейших кор выветривания /Бобров и др., 1973/. Кора выветривания перекрывается мощной (несколько сот метров) толщей пестроокрашенных аргиллитов с тонкими прослоями кремнистых пород, кварцевых песчаников и гравелитов. Основную часть глинистых пород составляют минералы группы каолинита. В некоторых прослоях отмечается примесь диаспора.

Изучавшие этот разрез Е.Т.Бобров, С.В.Левченко и В.М.Чайка пишут: "В целом этот литогенетический комплекс представляет мощную формацию коры выветривания архейского возраста, породы которой вследствие особой жесткости фундамента и наличия мощной толщей перекрывающих кору лав оказались сохранившимися от метаморфического воздействия" /1973, с.58/. По-видимому, проводить какие-либо параллели между описанной толщей и параметрами гематит-каолиновой ассоциации пока что преждевременно, и это требует дополнительных сведений. Вместе с тем подобные факты открывают возможность целенаправленным исследованиям данного круга вопросов.

СЕРОЦВЕТНАЯ ГРУБООБЛОМОЧНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данный тип ассоциации континентальных отложений характеризует собой своего рода "примитивный" парагенез, обязанный своим появлением безраздельному господству механической формы эрозии и денудации областей поднятий. Поэтому ассоциация встречается в основном в разрезах орогенных зон и при этом формируется в этапы наибольшей тектонической активизации. В некоторые моменты геологической истории континентов данный парагенез складывался и на более обширных территориях, захватывая платформенные области.

Литотипом сероцветной грубообломочной ассоциации может служить верхнетриасовая аккалтауская (конгломератовая) свита Кендерликской мульды Саур-Тарбогатая и Южного Призайсанья. Данная толща мощностью порядка 800 м сложена разногальчными конгломератами с плотным глинисто-песчаным цементом серого цвета. Обломочный материал хорошо окатан и имеет разные размеры - от валунов диамет-

ром 10-15 см до мелкой гальки. Сортировка обломочного материала по пластам и линзам относительно хорошая. С конгломератами ассоциируют в разрезах линзы и плохо выдержанные прослойки разнозернистых песчаников и гравелитов. Однако роль их в составе толщи второстепенная, исключая самые верхи разреза. Еще менее значительна роль мелко- и тонкообломочных пород. Ими сложены отдельные линзы и плохо выдержанные по простиранию слои и пачки алевролитов и аргиллитов серого и темно-серого цвета (в окисленном состоянии они иногда приобретают буровато-коричневые тона окраски). К этим пачкам в ряде случаев приурочены тонкие пропластки угля и углистых аргиллитов. Такого состава породы отмечаются только в верхах нижней и в средней частях разреза толщи.

Господствующим фациально-генетическим типом отложения является грубообломочный аллювий. Для песчаников и конгломератов характерна косая слоистость. Пласты не выдержаны по простиранию. Разрез толщи изобилует разного рода внутрифациальными размывами, срезаниями фаций или их частей, вложениями и т.п.

Обломочный материал всех петрографических и фациальных разновидностей пород имеет полимиктовый состав. Здесь не встречается галька выветрелых или полувыветрелых пород; обломочный материал представлен исключительно свежими породами области сноса - Саур-Тарбагатай: диабазовые порфиры, альбитофиры, граувакковые песчаники, красные яшмы, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, кварц и породы гидротермально измененных зон.

Глинистое вещество алевролитов и аргиллитов сложено исключительно гидрослюдой. Только в углистых разностях пород отмечается небольшая примесь каолинита.

Аутигенное минералообразование проявлено чрезвычайно слабо. Органического вещества в грубообломочных разностях пород практически нет. Встречаемые иногда в песках псевдоморфозы обломков древесины состоят из песчано-алевритовой массы, сохранив их первоначальную форму. Однако и эти псевдоморфозы чрезвычайно редки. Углекислотная древесина встречается только в редких линзах и пропластках аргиллитов и алевролитов, где она рассеяна в виде отдельных включений или слагает прослойки угля. В этих породах появляются аутигенные колчеданы.

Следует отметить, что грубообломочный состав пород способствовал (как в период формирования толщи, так и после него) хорошей водопроницаемости отложений. С этим связано появление своеобразных "струй" слабой обогатленности пород гидроокислами железа. Последние образуют тонкий налет на поверхностях галек и песчинок, окрашивая их в коричневые и буроватые тона. Эти слабо окрашенные гидроокислами железа породы не следует путать с аридными красноцветными конгломератами, ибо в отличие от последних они совершенно лишены аутигенной извести.

Своеобразие литолого-петрографического облика отложений (грубость, полимиктовость) и подавленность аутигенного минералообразования послужили причиной отсутствия какой-либо закономерной картины валового химического состава пород. Он всецело зависит от петрографического состава пород областей сноса и количественного соотношения обломков. Поэтому методы химического изучения отложений сероцветной грубообломочной ассоциации мало информативны.

В самых верхах разреза описываемой толщи роль грубообломочных отложений постепенно падает. Их место во все больше занимают гравелиты и пески, а еще выше по разрезу они сменяются более тонкими отложениями мощной угленосной толгойской свиты верхнего триаса-нижней юры. Последняя представляет собой типичную углисто-сидерит-колчеданную ассоциацию континентальных отложений со всеми характерными для нее атрибутами.

Из отложений грубообломочной толщи собраны многочисленные отпечатки древесной растительности влажных лесов позднего триаса. На основании этого можно

утверждать, что формирование толщи осуществлялось в условиях господства гумидного палеоклимата.

Примером чрезвычайно широко распространенной на значительной части континента сероцветной грубообломочной ассоциации может служить толща грубых отложений начала среднего антропогена Евразии (миндель-рисс). Детальная характеристика распространения, состава и обоснование возраста этой толщи приведены в работе В.М.Мацуя /1976/. Мы рассмотрим только некоторые наиболее характерные ее черты.

В орогенных зонах (Алтай, Саур-Тарбагатай, Саяны) данная толща ложится с глубоким размывом и угловым несогласием на подстилающие образования (в том числе на верхнеэоценовые и нижнеантропоценовые). В пределах прогибов и впадин орогенных зон эти отложения образуют более или менее выдержанные, аккумулятивные покровы. На участках поднятий ими сложены покровы скульптурно-аккумулятивных террас и переуглубленные участки речных долин. Как указывает В.М.Мацуя /1976, с.88/, "характеризуемая толща четко обособляется в сводном разрезе верхнего кайнозоя на основании присущих ей ярко выраженных особенностей литологического состава, наиболее существенными из которых являются повсеместно грубый гранулометрический состав (валуны, галечники, гравий, пески), очень малое содержание мелко- и тонкообломочных разновидностей пород. Обнаруженные в отдельных разрезах маломощные линзы и прослои серых глинистых алевроитов настолько редки и несоизмеримы с массой грубообломочных пород, что их можно классифицировать как второстепенный элемент. Петрографический состав обломочных образований полимиктовый, реже мезомиктовый... Неотъемлемой отличительной чертой данной толщи является полное или почти полное отсутствие аутигенных образований - основных показателей химического выветривания... Отмеченные литолого-генетические особенности обусловили специфическую серую (стально-серую) окраску, определяемую цветом обломков пород, слагающих толщу".

В пределах эпипалеозойских платформ (Западная Сибирь, Тургай, Приднепровье, Западная и Центральная Европа) описываемая толща слагает древние долины великих рек и обширные участки молодых опусканий. По мере удаления от орогенных зон доля наиболее грубообломочных отложений (валунистов, галечников) в разрезах ассоциации падает и в составе толщи основную роль играют разнозернистые пески и гравелиты. Меняется несколько и петрографический состав обломков - увеличивается доля кварца и слюды, мобилизуемых эрозией платформенных областей сноса. Однако общий литологический и литохимический облик толщи остается прежним. Таковы тобольская песчаная толща нижнего Прииртышья и Приобья, кулундинская и монастырская песчано-гравийные отложения Предалтайской равнины, диагонально-слоистые грубые пески есильской свиты Тургай, кривичская свита Приднепровья, сингильские и ляхвинские слои Восточной Европы, брекчии Геттингена и галечники высоких террас Швейцарии в Центральной Европе и т.д. Все перечисленные региональные стратиграфические подразделения объединяют общность фациально-литологического облика и близость возрастных датировок. В сводных разрезах четвертичной системы всех перечисленных территорий данный стратиграфический этаж (и в орогенных зонах, и на платформах) представлен наиболее грубыми отложениями. Повсеместно описываемая толща ложится или с угловым несогласием (орогенные зоны), или с глубоким врезанием (платформы) на подстилающие образования. По-видимому, время формирования сероцветной грубообломочной ассоциации начала среднего антропогена характеризует эпоху высокого положения всего континента Евразии.

Парагенетические ассоциации континентальных отложений гумидной зоны литогенеза в конце позднего мела-палеогена были распространены на огромной территории Северо-Западной Азии, севернее 46–48° с.ш. Они накапливались в различных структурно-тектонических районах древней суши: занимали большие площади в пределах Западно-Сибирской и Туранской плит, заполняли многочисленные впадины Казахского щита и орогенной зоны Алтая и Саур-Тарбагатай.

Площадь гумидной суши изменялась: она то сокращалась (в палеоцене, эоцене, раннем олигоцене) при трансгрессиях морских бассейнов, занимавших большие части Западно-Сибирской и Туранской низменностей, то резко увеличивалась (в позднем мелу и особенно в среднем-позднем олигоцене), освобождаясь от моря.

Палеогеографическая обстановка и условия осадконакопления в рассматриваемой части Азии не оставались постоянными. В частности, изменялся климат от гумидного субтропического или тропического в позднем мелу-раннем и среднем палеогене до умеренно теплого в конце палеогена. Эпохи активизации тектонических движений и разрастания горных сооружений (в среднем-позднем эоцене и среднем-позднем олигоцене) чередовались с эпохами затухания тектонических движений и выравнивания рельефа (в позднем эоцене-раннем олигоцене), вплоть до крайних степеней пассивного тектонического режима (в позднем мелу-раннем эоцене). Равнообразие палеотектонических, палеоклиматических и палеоландшафтных обстановок способствовало формированию различных по генезису осадков (аллювиальных, озерных, болотных, делювиальных, пролювиальных).

В разрезах гумидных континентальных мел-палеогеновых отложений четко выделяются четыре парагенетические ассоциации континентальных отложений, каждая из которых имеет индивидуальные литологические и генетические показатели (табл. 10). Это - пестроцветная гематит-каолиновая, железисто-карбонатная, углисто-сидерит-колчеданная и сероцветная грубообломочная ассоциации. Последняя не принимает участия в строении палеоген-неогеновых разрезов Северо-Западной Азии, но она часто встречается в палеозойско-мезозойских и четвертичных отложениях. Большинство выделенных парагенетических ассоциаций прослежено по латерали на значительных по размеру площадях суши в различных структурно-тектонических зонах. При этом меняется их мощность, фациальный и вещественный состав, однако эти изменения не выходят за рамки, присущие той или иной парагенетической ассоциации.

Как показывают данные генетического анализа парагенезов, смена тектонического режима является единственной причиной, вызывающей появление в разрезах гумидных континентальных толщ различных парагенетических ассоциаций. Изменение активности тектонических движений приводит к коренной перестройке (табл. II, рис. 64) всей цепи процессов седименто- и литогенеза (мобилизации материала в областях денудация, условий миграция, седиментации, диагенеза).

Сероцветная грубообломочная ассоциация возникает в условиях максимальной

активизации тектонических движений в горных или предгорных районах суши. В областях денудации в данное время безраздельно господствует физическое выветривание, в областях аккумуляции — накопление в аквальной обстановке грубообломочных полимиктовых по составу осадков (галечников, гравийников, песков), полное подавление биогенной и хемогенной садки материала.

Накопление углисто-сидерит-колчеданной ассоциации также происходит в эпохи активизации тектонических движений, при меньшей амплитуде последних (по сравнению с эпохой формирования сероцветной грубообломочной ассоциации). В это время в областях денудации разрастаются площади гумидных почв, однако физическое разрушение материнских пород все еще опережает их химическое выветривание. Это приводит к поступлению и накоплению в областях аккумуляции как грубогалечно-песчаного материала (обычно полимиктового или мезомиктового по составу), так и тонких алевритово-глинистых частиц (полиминеральных по составу). Осадкообразование осуществляется в горных и равнинных ландшафтах. В условиях быстрого прогибания областей аккумуляции и большой скорости осадконакопления в осадках различного генезиса обычно захороняется большое количество рассеянного органического вещества или его скоплений (торфяники). Обилие поступающего терригенного материала препятствует накоплению в озерных водоемах мощных хемогенных и биогенных карбонатных толщ. Преобладают процессы субаквального диагенеза осадков, которые в условиях обилия захороненного органического вещества способствуют редукции окислов железа (до стадии пирита, сидерита, лептохлоритов).

Железисто-карбонатная ассоциация формируется в обстановке затухания активности тектонических движений. В это время в областях денудации происходит сглаживание и выравнивание рельефа, все больше разрастаются площади почвенных покровов, увеличиваются их мощности, местами формируются коры выветривания. Устанавливается примерно равное соотношение между физическим и химическим разрушением материнских пород. Возрастают объемы вещества поступающего в пути миграции в форме растворов и коллоидов. В областях аккумуляции (преимущественно в равнинных ландшафтах) осаждаются главным образом глинистые (полиминеральные) осадки и мелкообломочный материал (алевриты, реже пески, обычно мезомиктовые и олигомиктовые); в озерах нередко осаждаются известковистые и мергелистые илы. Медленные скорости прогибания впадин и малые скорости осадконакопления не способствуют захоронению органического вещества, большая его часть разрушается на поверхности илов. Диагенетические процессы протекают в обстановке с дефицитом органического вещества. Большое значение приобретают процессы субаэрального диагенеза. Среди аутигенных и хемогенных минералов ассоциации обычно доминируют сидерит, сложные по составу железисто-кальциевые карбонаты, гетит, местами кальцит.

Накопление пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации осуществлялось в тектонически пассивные эпохи, когда происходило выравнивание областей денудации. В это время горные ландшафты на суше не возникали совершенно, а области денудации представляли собой возвышенные, слабо холмистые равнины (денудационный пенеппен), покрытые мощными площадными корами выветривания. В подобных областях денудации процессы химического выветривания пород опережают их физическое разрушение, а глубина эрозионных врезов обычно не превышает мощность элювиального чехла. В этих условиях в пути миграции вовлекается зрелый преимущественно кварц-каолиновый или латеритный материал из верхних зон коры выветривания и резко увеличивается объем веществ, транспортирующихся в форме растворов или коллоидов. В областях аккумуляции накапливаются тонкие существенно каолиновые по составу осадки местами с линзами алевритов и кварцевых песков. Лишь в карстовых впадинах часто осаждаются грубообломочные осадки (обломочные латерит-бокситы), которые перемежаются здесь с пластами каолино-

Таблица 10
Семейство гумидных ассоциаций

Наименование ассоциации	Преобладающий состав пород	Преобладающий цвет пород	Преобладающий состав обломков	Главные глинистые минералы	Главные аутигенные минералы и включения
Пестроцветная-гематит-каолиновая	Глины, редко алевроиты, пески	Пестро-красный, красный, коричневый, белый	Мономиктовый, зрелый (кварц, обломки, латеритных и железистых пород)	Каолинит	Гематит, гетит, часто опал, халцедон, местами гиббсит
Железисто-карбонатная	Глины, алевроиты, реже пески, местами мергели	Пестрый, коричнево-зеленый	Мезомиктовый, олигомиктовый	Смектит, гидрослюда, каолинит	Сидерит, железисто-кальцевые карбонаты, кальцит, гетит
Углисто-сидерит-колчеданная	Алевроиты, пески, реже глины, местами линзы галечников, гравийников	Серый, серо-зеленый, темно-серый, черный	Мезомиктовый, полимиктовый. Иногда обогащены кварцем, железистыми обломками	Гидрослюда с примесью смектита, хлорита. Иногда обогащены каолинитом, смектитом	Обугленный растительный детрит, пирит, марказит, мельниковит. Реже сидерит
Сероцветная грубо-обломочная	Галечники, пески, гравийники	Серый	Полимиктовый	Гидрослюда, местами хлорит	Не встречается

вых глин. Медленные скорости осадконакопления, характерные для эпохи с пассивным тектоническим режимом, способствовали полному разрушению органического вещества на поверхности осадков, их превращение в породу осуществлялось в обстановке субаэрального диагенеза и субсинхронного выветривания. Среди аутигенных минералов ассоциации доминируют гематит, гетит, часто опал, халцедон, местами гиббсит.

Таким образом, глубокое изменение процессов выветривания, седименто- и литогенеза, которое контролировалось различной активностью тектонических движений, способствовало появлению в гумидных ландшафтах Северо-Западной Азии различных по генезису и составу парагенетических ассоциаций. Для каждой из них

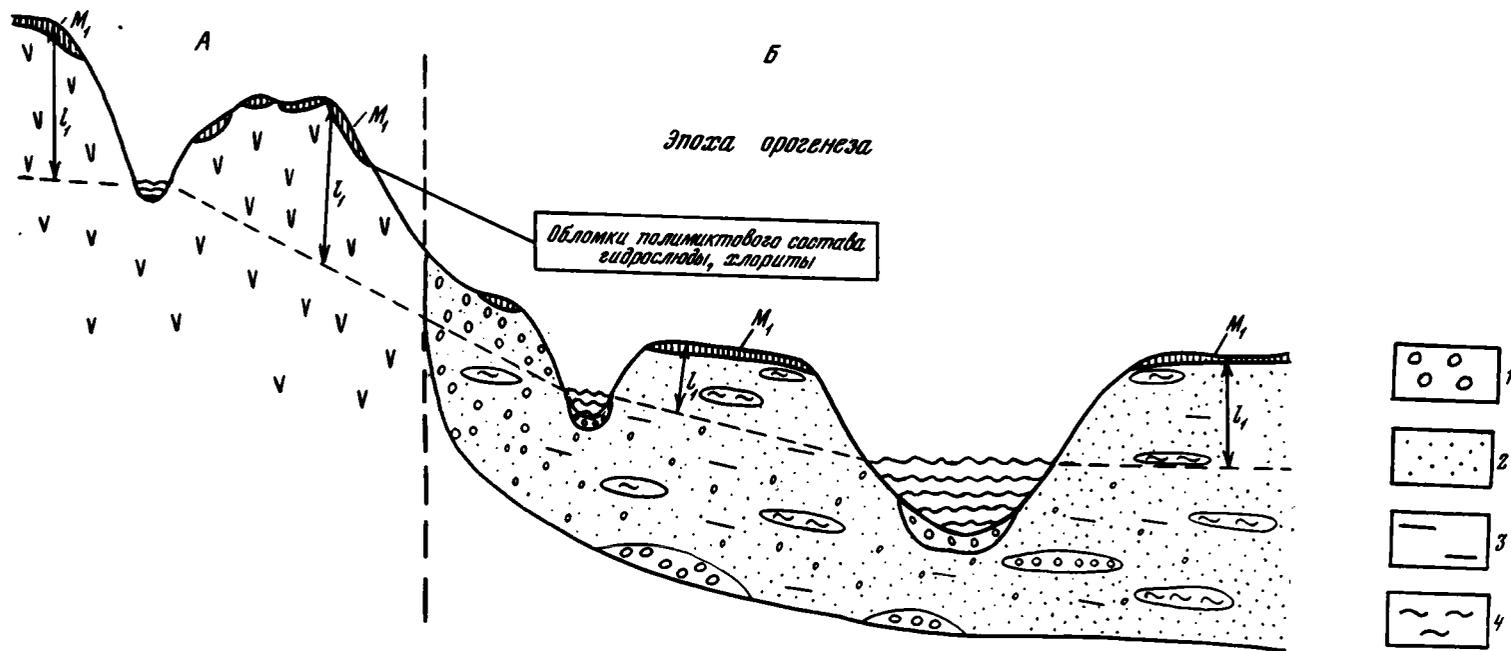
Главные полезные ископаемые	Основные фации	Изменение пород ассоциации в зоне окисления
Огнеупорные глины, кварцевые пески, бокситы	Равнинные: пролювиальные, аллювиальные (малых рек), пролювиально-озерные (малых озер). Большое развитие гумидных пестроцветных почв и горизонтов выветривания	Практически не меняются
Строительные материалы	Равнинные: озерно-болотные, болотные, озерные, реже аллювиальные (малых рек). Большое развитие гумидных пестроцветных почв	Практически не меняются или меняются слабо (окисляются сидерит, железисто-кальциевые карбонаты)
Угли, железные руды, россыпи тяжелых минералов, строительные материалы, германий, уран и другие редкие элементы. Иногда огнеупорные глины, кварцевые пески	Равнинные и горные: аллювиальные, озерные, болотные. Редко встречаются гумидные пестроцветные почвы	Сильно изменяются. Окисляются и разрушаются органическое вещество, сульфиды, сидерит, разлагаются силикатные обломки, возникают новообразования гетита, ярозита, гипса и др.
Россыпи тяжелых минералов, строительные материалы. Породы — коллекторы для пресных вод	Горные и равнинные: аллювиальные, озерные, дельтовые, иногда делювиальные. Почвы не встречаются	Практически не меняются

характерны строго определенные колебания вещественного состава пород, при-
сутствие определенного комплекса полезных ископаемых.

Приведенные результаты исследований касаются только одного семейства парагенетических ассоциаций, сформировавшегося в зоне с гумидным климатом. Описание парагенетических ассоциаций, возникших в аридной климатической зоне, будет посвящена вторая книга монографии, которую планируется издать вслед за первой. В ней подробно излагается материал геохимического изучения как аридных, так и гумидных парагенезов пород, рассмотрены закономерности временных и пространственных переходов континентальных ассоциаций, вопросы периодичности и ряд других проблем континентального литогенеза.

Р и с . 64. Особенности процессов выветривания и аккумуляции осадков в эпохи с различным тектоническим режимом (для гумидных ландшафтов)

А - область денудации, Б - область седиментации
 I - галечники; 2 - пески; 3 - алевриты; 4 - глины; 5 - не измененные выветриванием коренные породы, 6 - элювиальный чехол (коры выветривания и почвы); 7 - водоемы или водотоки; 8 - уровень грунтовых вод; 1 - мощности зоны активного водообмена ($l_1 > l_2 > l_3$); М - мощности элювиального чехла ($M_1 < M_2 < M_3$)



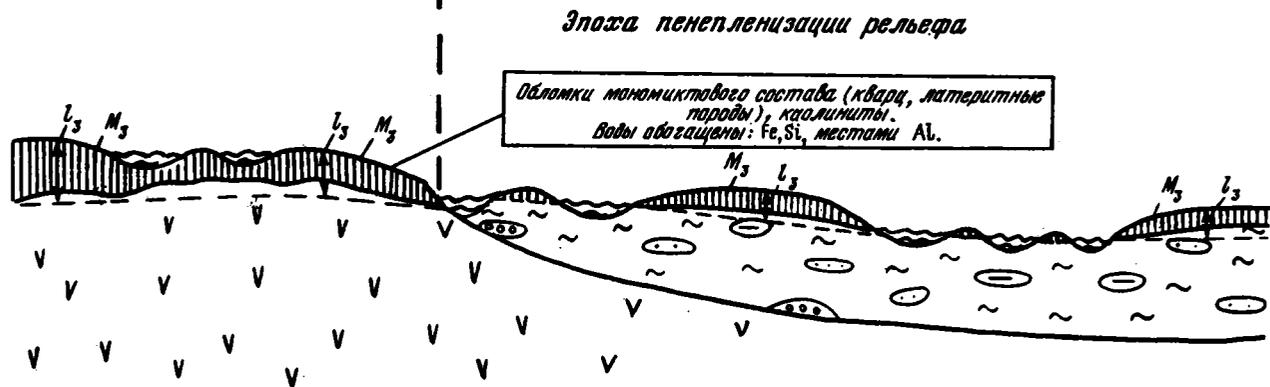
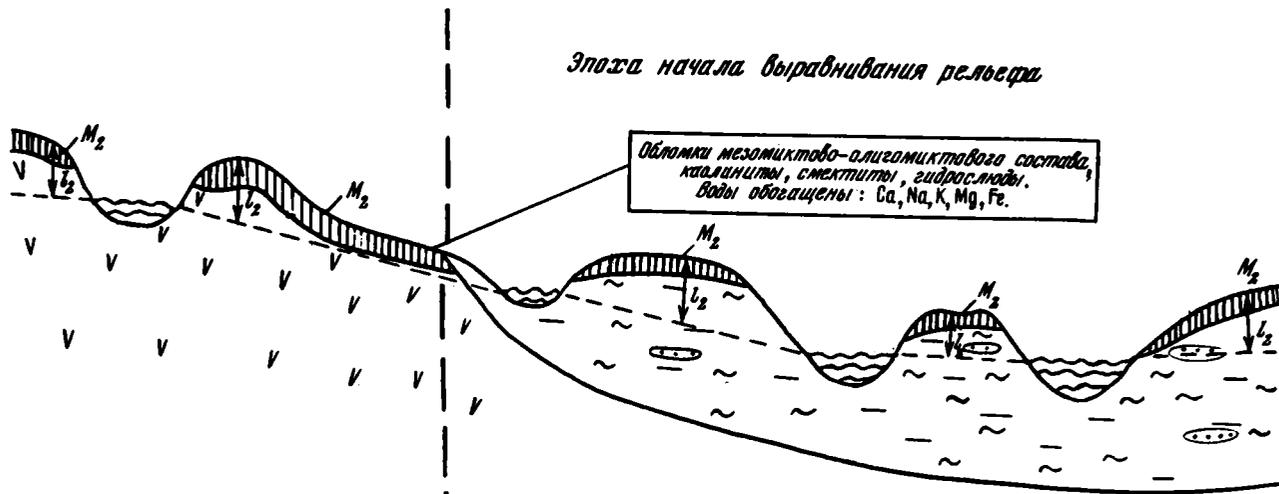


Таблица II Процессы седименто- и литогенеза

Ассоциация	Мобилизация	Транспортировка
Пестроцветная гематит-каолиновая	Интенсивное гумидное химическое выветривание и формирование мощных элювиальных покровов (каолиновых, местами латеритных кор выветривания)	Перенос преимущественно тонкого, зрелого по составу кварц-каолинового, местами латеритного материала. Крайне высокие объемы вещества, мигрирующие в растворах и коллоидах
Железисто-карбонатная	Ослабленное химическое и физическое выветривание. Формирование гумидных почв, местами кор выветривания (каолинит-сметит-гидрослюдистых)	Перенос преимущественно тонкого, полиминерального по составу, обломочного и глинистого материала. Высокие объемы вещества, мигрирующие в растворах и коллоидах
Углисто-сидерит-колчеданная	Преимущественно физическое и ослабленное химическое выветривание. Формирование гумидных почв (в основном, хлорит-сметит-гидрослюдистого состава).	Перенос тонкого и грубого, преимущественно полиминерального по составу, обломочного и глинистого материала. Относительно низкие объемы вещества, мигрирующие в растворах и коллоидах
Грубообломочная сероцветная	Преимущественно физическое выветривание с маломощными гумидными почвами (в основном гидрослюдистого или хлоритозого состава)	Перенос преимущественно грубого, полимиктового по составу обломочного материала. Крайне низкие объемы вещества, мигрирующие в растворах и коллоидах

Седиментация	Диagenез
<p>Отложения аллювиально-пролювиальных равнин; широкое развитие мощных гумидных пестроцветных почв и горизонтов выветривания. Накопление преимущественно тонких осадков. Относительно слабое проявление процессов механической дифференциации транспортируемого материала. Полное разложение органического вещества</p>	<p>Преобладает субаэральный диагенез и гумидное субсинхронное выветривание</p>
<p>Отложения озерно-болотных равнин, лишенных торфонакоплений; широкое развитие гумидных пестроцветных почв. Накопление преимущественно тонких осадков. Часто проявление процессов механической дифференциации транспортируемого материала и накопление хемогенных карбонатных илов. Разрушение основной массы органического вещества, местами его незначительное захоронение</p>	<p>Субаэральный и субаквальный диагенез</p>
<p>Отложения болотно-озерно-аллювиальных равнин, часто с торфонакоплением, а также речных долин, горных и предгорных впадин (с болотно-озерно-аллювиальными осадками). Относительно редкие и маломощные почвы. Накопление грубых и тонких осадков, часто проявление процессов механической дифференциации транспортируемого материала; химическая садка подавлена обилием обломков. Интенсивное захоронение органического вещества в осадках</p>	<p>Преобладает субаквальный диагенез</p>
<p>Отложения горных и предгорных впадин, горных речных долин (с аллювиальными, местами озерными осадками). Накопление преимущественно грубого обломочного материала. Преобладают процессы физической дифференциации транспортируемого материала, химическая садка подавлена обилием обломков. Органическое вещество разубожено большой массой обломков</p>	<p>Преобладает субаквальный диагенез</p>

- Абузярова Р.Я. Новые данные о палеогеновой флоре Шинтузая. - В кн.: Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973, с. 138-141.
- Адаменко О.М. Основные этапы мезозойской истории Предгорного Алтая. - Геология и геофизика, 1963, № 2, с. 55-65.
- Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Изд-во ГУГК, 1966. Т.4.
- Бажанов В.С. История фауны млекопитающих Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Алма-Ата: Каз.гос.ун-т, 1962. 42 с.
- Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Корреляция отложений Казахстана и Индии по фауне млекопитающих. - В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1964, с. 82-95.
- Бейтс Т.Ф. Образование галлузита и гиббсита на Гавайских островах. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964, с. 146-164.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю. Основные этапы эволюции млекопитающих в позднем мезозое-палеогене Центральной Азии. - В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974, с. 19-45.
- Биржков М.Д. Новый вид аминодонта из палеогена Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963, т.4, с. 34-41.
- Бобров Е.Т. О мезозойских бокситоносных отложениях в Восточном Саяне. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, № 2, с.154.
- Бобров Е.Т., Левченко С.В., Чайка В.М. О признаках бокситоносности в архее ЮМА. - В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1973, с. 56-61.
- Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 151 с.
- Боголепов К.В., Попов П.А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, 1955, т.100, № 1, с. 135-138.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования. - В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 93-105.
- Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 163 с.
- Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1963, с. 11-75. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Вып. 94).
- Брагин А.Я. Верхний олигоцен. - В кн.: Геология СССР, т.XXXIV. Тургайский прогиб. М.: Недра, 1977, с. 375-411.

- Бугаец А.Н., Дорофеев А.А., Мацах А.П. К вопросу о некоторых фацциальных методах и задаче классификации и разграничения геологических объектов. - В кн. Геологические формации Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 42-45.
- Будыникова А.А. Геологическое строение Чулымско-Енисейского района. - В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 97-101.
- Бушинский Г.И. О генетических типах бокситов. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958а, с. 176-259.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1958б. 366 с.
- Василенко В.К., Левченко И.Г. Зайсанская опорная скважина. Опорные скважины СССР. Л.: Изд-во нефтяной и горно-топливной лит., 1962, вып. 187. 150 с.
- Великовская Е.М. Красноцветные отложения плочена на территории СССР и зарубежной Азии. - Докл. АН СССР, 1955, т.100, № 6, с. 1141-1144.
- Вернадский В.И. К вопросу о химическом составе почв. - Почвоведение, 1913, № 2/3, с. 1-21.
- Вознесенский А.И. Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. - Тр. ГИН АН СССР, 1978, Вып. 325. 132 с.
- Волков А.Н. Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огнеупорных глин. - В кн.: Тр. Ин-та геол. наук. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959, Вып. 2, с. 3-35.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. К построению формальных основ учения о формациях. В кн.: Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 38-41.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Вопросы теории формационного анализа. - В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 123-145.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фашии и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
- Выветривание и литогенез. Казаринов В.И., Бгатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П. и др. М.: Недра, 1969. 423 с.
- Габуния Л.К. Обайлинская фауна - древнейший комплекс ископаемых млекопитающих СССР. Сообщ. АН ГССР, 1961, т. 27, № 6, с. 711-713.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Гладковский А.К., Шарова А.К., Храпцев В.Н. закономерности состава, происхождения и изменения мезокайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР. - В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1964, с. 127-166. (Тр. Горно-геол. ин-та; Вып. 58).
- Глазовская М.А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- Денисов И.А. Основы почвоведения и земледелия в тропиках. М.: Колос, 1971. 256 с.
- Долгополов В.Ф. Геология мел-палеогеновых образований и некоторые вопросы бокситоносности северо-восточной части Центрального Казахстана. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВНИС, 1973. 23 с.
- Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 159 с.
- Дилофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970. 591 с.
- Егоров А.И. Эволюция угленакопления на территории СССР. - В кн.: Угленосные формации и их генезис: Тез. докл. IV Всесоюз. угольного совещ. М.: Наука, 1970, с. 57-62.
- Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 165 с.
- Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 5, с. 59-66.

- Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н., Цеховский Ю.Г. О стратиграфическом положении палеогеновой пестроцветной кремнистой толщи в Семипалатинском Прииртыше. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4, с. 42-43.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. К теории литогенеза континентальных осадочных формаций. - В кн.: Тр. Ин-та геол. наук им. К.И.Сатпаева. Алма-Ата: Наука, 1966, т.17, с.224-238.
- Заглинская Е.Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба. - Докл. АН СССР, 1955, т.105, № 2, с. 357-359.
- Залыман И.Г. Стратиграфия палеогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1968. 150 с.
- Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия конкреционных образований угленосных отложений. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Харьков: Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1973, с. 8-16.
- Иванов М.В. Биогеохимия серы. - В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 16-28.
- Ивашов П.В. К термодинамике образования эпигенетических пиритовых конкреций в континентальных юрских отложениях северо-востока Русской платформы. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Л.: ВСЕГЕИ, 1970, с. 24-26.
- Ильинская И.А. О сменах флор в Зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена. - Докл. АН СССР, 1962, т.146, № 6, с. 1408-1411.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 148 с.
- Казаринов В.П. Осадочные комплексы Западной Сибири. - Сов. геология, 1960, № 8, с. 26-38.
- Казаринов В.П. О понятии "формація коры выветривания". - Литология и полез. ископаемые, 1973, № 1, с. 117-120.
- Казизин Ю.А. Топологические аспекты формационного анализа. - В кн.: Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 48-67.
- Кальберг Э.А., Левандо Е.П. Бокситы северо-запада Русской платформы. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 22-48.
- Карта бокситоносности СССР, м-б 1:5 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
- Ким Ю.И. Закономерности размещения и условия формирования бокситов Озерного месторождения на западе Тургайского прогиба. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л., 1971, с. 176-191. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер.; Вып. 169).
- Кирпаль Г.П. Месторождения бокситов Казахстана. М.: Недра, 1960. 205с.
- Клейман Г.П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хребта Саур. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1960, с. 5-27. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер.; Вып. 33).
- Коперина В.В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. - В кн.: Тр. лаборатории угля АН СССР, 1956, Вып. IV. 102 с.
- Коперина В.В. Фации сухих равнин. - Докл. АН СССР, 1960, т.135, № 4, с. 951-963.
- Корнилова В.С., Рашкина Г.С. Позднепалеогеновая флора реки Бухтармы. - Докл. АН СССР, 1970, т.190, № 5, с. 1181-1183.
- Корнилова В.С., Никольская В.Д., Пономаренко З.К. Флора кенетайской свиты восточного борта Тургайского прогиба. - В кн.: Ископаемая фауна и флора Центрального и Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 135-147.
- Коссовская Л.Г. Граувакки печорской угленосной формации. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 105-153. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми. - В кн.:

- Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 323-331. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Краускопф К.В. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. - В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 210-333.
- Круть И.В. К состоянию учения о геологических формациях. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 9, с. 98-113.
- Кушев Г.Л. Карагадинский угленосный бассейн. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963. 340 с.
- Лавров В.В. Кислые грунтовые воды из индрикотериевой свиты Казахстана. - Вестн. АН КазССР, 1952, № 3, с. 75-77.
- Лавров В.В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 117 с.
- Лавров В.В. Жиланчикский бассейн третичных углей. - В кн.: Тр. научной сессии по проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Алма-Ата, 1958, с. 54-62.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лавров В.В. Палеогеновые угленосные и рудные формации Казахстана и Западной Сибири. - В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1965а, с. 339-362.
- Лавров В.В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.; Л.: Наука, 1965б. 132 с.
- Лавров В.В., Бажанов В.С. Результаты геолого-палеонтологических исследований третичных толщ Зайсанской впадины. - Вестн. АН КазССР, 1959, № 1, с. 55-59.
- Лавров В.В., Ерофеев В.С. Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины. - Вест. АН КазССР, 1958, № II, с. 68-82.
- Лавров В.В., Ерофеев В.С. Типы разрезов и осадочные провинции палеогена и неогена в Казахстане и на смежных территориях Азии. - В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 281-292.
- Лавров В.В., Мадерни У.Н. Аральский горизонт и межрегиональная корреляция разрезов континентального палеогена Зауралья. - Сов. геология, 1972, № 12, с. 128-132.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А. Палеогеография времени бокситоаккумуляции на восточном склоне Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 944-947.
- Лейшиг А.В., Савельева З.И. Линейные зоны постдиагенетического преобразования бокситов в месторождениях, связанных с линейными долинами. - Литология и полез. ископаемые, 1981, № 2, с. 46-55.
- Лизалек Н.А., Родиц Р.С., Романова Э.Е. Образование латерит-бокситов в карстовых депрессиях (на примере некоторых разрезов Центральной Сибири). - В кн.: Проблемы бокситов Центральной Сибири. Новосибирск, 1969, с. 28-41. (Тр. СНИИГТИМС; Вып. 88).
- Лисицина Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. - Тр. ГИН АН СССР, 1973; Вып. 231, 268 с.
- Лисицина Н.А., Пастухова М.В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. - Тр. ГИН АН СССР, 1963; Вып. 95. 108 с.
- Лунгерстаузен Г.Ф., Раковец О.А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. - В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 79-91.
- Македонов А.В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций. - В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 147-186.
- Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 177 с.

- Малиновский В.Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. - В кн.: Кайнозой центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 179-342.
- Мартынов А.В. Об ископаемых насекомых третичных отложений Ашутаса Зайсанского уезда. - В кн.: Тр. Геол. музея АН СССР. Л., 1929, т.У, с. 30-34.
- Мацуц В.М. Сероцветная грубообломочная формация и ее место в ряду континентальной осадочной серии антропогена. - В кн.: Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1976, Вып. 2, с. 86-93.
- Медведев Э.Т. Некоторые минералогические и структурно-текстурные особенности бокситов Приангарья. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 263-275.
- Михайлов Б.М. Эволюция фациальных обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. - В кн.: Семинар по генезису бокситов. М.: М-во геологии СССР, 1974, с.15-18.
- Нехоросhev В.П. Геология Алтая. М.: Гостеолтехиздат, 1956. 262 с.
- Никифорова К.В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 255 с.
- Ошуркова М.В. Палеофитологическое обоснование стратиграфии верхних свит каменноугольных отложений Карагандинского бассейна. Л.: Наука, 1967. 152 с.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Минералогические исследования в почвоведении. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 102 с.
- Пельтек Е.И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция). - В кн.: Платформенные бокситы СССР.: Наука, 1971, с. 221-262.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 271 с.
- Погодаева Т.В., Орлов И.В. Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Центрального Казахстана. - В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: Недра, 1968, с. 199-204.
- Полинов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 748 с.
- Пономаренко З.К. Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана. - В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 186-190.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра, 1966. 208 с.
- Попов В.И. Фациально-петрографический принцип выделения формаций и их классификация. - В кн.: Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, вып. I, с. 15-20.
- Разумова В.Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 227 с.
- Рахшкина Г.С. Олигоценовая флора Мугоджар и Южного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.
- Ржаникова Л.Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата: Наука, 1968. 223 с.
- Ржаникова Л.Н. Ископаемые псевдоморфозы по спорам и пыльце и их практическое значение. - В кн.: Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973, с. 139-142.
- Розен О.М., Сидоренко Св.А., Близначенко Л.М. К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов. - Сов. геология, 1973, № 3, с. 44-56.
- Розенберг Л.И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая. - Бюлл. МОИП. Сер. геол., 1973, № 2, с. 45-60.
- Розенберг Л.И. Условия залегания и формирования палеогеновых отложений Чуйской впадины Горного Алтая. - Бюлл. МОИП. Сер. геол., 1976, № 3, с. 64-72.
- Романова Э.В. К характеристике палеоценовой флоры г. Клин-Керш (Восточный Казахстан). - Palaeontol. Abh., 1970, в. 3, № 3/4, p. 657-668.
- Романова Э.В. Палеогеновая флора Керши (Зайсанская впадина). -

- В кн.: Фауна и флора из мезокайнозойского Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 130-138.
- Романова Э.В. Позднемеловая флора горы Жуванкары (Зайсанская впадина). - В кн.: Новости палеоботаники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 16-38.
- Рудкевич М.Я. Верхний эоцен-нижний олигоцен. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. XIV. Западно-Сибирская низменность, ч. I, с. 160-163.
- Сапожников Д.Г. Основные бокситоносные провинции СССР. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971а, с. 5-21.
- Сапожников Д.Г. Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия образования. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971б, с. 320-345.
- Сахаров В.А. Нижний-средний олигоцен. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1977, т. XXXV. Тургайский прогиб, ч. I, с. 353-375.
- Сачков Ю.В. Введение в вероятностный мир. М.: Знание, 1971. 205 с.
- Семерилов А.А. Сравнительная характеристика конкреционных комплексов юрских угленосных формаций Канско-Ачинского и Южно-Якутского бассейнов. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Харьков: Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1973, с. 33-35.
- Славтвинская Е.А., Лавров В.В. Изменение элементарных циклов по свитам карагандинской угленосной формации. - Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5, с. III4-III6.
- Славтвинская Е.А., Лавров В.В. Распределение конкреционных комплексов по разрезу карагандинской угленосной формации. - Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1, с. 183-185.
- Слукин А.Д. Кора выветривания и типы бокситов Чадобецкого поднятия. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 276-296.
- Сотникова М.А. Споры и пыльца олигоценых и миоценовых отложений Калбы. - В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата: Каз. ин-т минерального сырья, 1971, вып. 2, с. 126-132.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В 3-х т. М.: Изд-во АН СССР, 1960-1962. Т. I. 1960. 206 с.; Т. 2. 1961. 574 с.; Т. 3. 1962. 550 с.
- Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др.: В 2-х т. М.: Изд-во АН СССР, 1959-1960. Т. I. 1959. 331 с.; Т. 2. 1960. 346 с.
- Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
- Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. - Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 94. 260 с.
- Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. - В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 12-25. (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема П).
- Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 459 с.
- Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. - Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198. 208 с.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба. - Литология и полез. ископаемые, 1972, № 3, с. 48-75.
- Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Феофилова А.П. Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород. - Литология и полез. ископаемые, 1977, № 4, с. 18-38.
- Токарь Л.Б., Корнилова В.С. Дополнение к олигоценовой флоре Тортмолы. - В кн.: Фауна и флора мезокайнозойского Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 156-164.
- Тюрин Б.А. Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана (Центральноказахстанская и

- Тургайская провинция). - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 152-192.
- Феофилова А.П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. - Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 270. 103 с.
- Феофилова А.П., Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае. - Литология и полез. ископаемые, 1981, № 1, с. 18-35.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. В кн.: Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с.7-43.
- Цеховский Ю.Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнистогетит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. 185 с.
- Цеховский Ю.Г. О генетической классификации бокситоносных толщ Аркалыкского месторождения. - В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 210-224.
- Цеховский Ю.Г. О заполнении бокситами карстовых депрессий на Аркалыкском месторождении в Казахстане. - Литология и полез. ископаемые, 1976, № 2, с. 64-75.
- Цеховский Ю.Г. Особенности диагенетических процессов в платформенных бокситах. В кн.: Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата: Изд-во КазИМС, 1981, с. 181-182.
- Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Дмитрик А.Л., Чижикова Н.П. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана. - Литология и полез. ископаемые, 1974а, № 4, с. 51-63.
- Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Процессы минералообразования в кремнисто-известковистых профилях почвообразования палеосаванны Восточного Казахстана. - Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2, с. 50-66.
- Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Минералогический состав и структурные особенности глинистых минералов в погребенных почвах зимунайской свиты Восточного Казахстана. - Докл. АН СССР, 1974б, т. 219, № 6, с. 1461-1464.
- Цеховский Ю.Г., Дмитрик А.Л. Об аллофанизации каолинита. - Литология и полез. ископаемые, 1970, № 1, с. 79-85.
- Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С. Горизонты выветривания континентальных мел-палеогеновых отложений Северо-Восточного Казахстана. - Литология и полез. ископаемые, 1969, № 2, с. 26-40.
- Цеховский Ю.Г., Киреев Ф.А. О роли древних почв в формировании каолиновых толщ на Североуральском месторождении бокситов. - Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 33-48.
- Цеховский Ю.Г., Ржаникова Л.Н., Казакевич И.В. Палеогеновые отложения Чингиза. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 5, с. 102-106.
- Черняховский А.Г. Континентальные третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания. - В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 103-138.
- Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. М.: Наука, 1965. 221 с.
- Чухров В.Ф. Проблема образования железистого пигмента красноцветных пород. - В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975, с. 126-134.
- Чухряева А.П. Микроконкреции в угольных пластах Кузнецкого бассейна, их значение для фациального анализа, корреляции разрезов и связь с палеогеографией и качеством угля. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Харьков: Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1973, с.27-29.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161. 239 с.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3-23.

- Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965, т. Ш. 348 с.
- Шевченко Н.Я. Стратиграфия и формации верхнего палеозоя Кендерлыкского грабена. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т.2, с. 231-236.
- Шевченко Н.Я. Условия образования верхнепалеозойских и мезозойских отложений Кендерлыкского грабена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1977. 30 с.
- Шилин П.В., Романова Э.В. Сенокские флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 176 с.
- Шувалова Е.В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 314 с.
- Шутов В.Д. Минералого-петрографическая характеристика граувакк гумидной зоны. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 30-104. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Щукина Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. - Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26. 164 с.
- Яворский В.И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. Л.: 1957, с. 36-76. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Вып. 19).
- Якушев В.М. О влиянии жизнедеятельности термитов на формирование латеритного покрова. - Почвоведение, 1968, № 1, с. 113-115.
- Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья: Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1953, вып. 15(19). 734 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
ВВЕДЕНИЕ.....	5
Г л а в а п е р в а я	
ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ	
О некоторых теоретических положениях учения о парагенезах горных пород.....	8
Основы методики изучения парагенетических ассоциаций континентальных отложений.....	15
Г л а в а в т о р а я	
ТИПЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. СЕМЕЙСТВО ГУМЛИНЫХ (СИЛЕРОФИЛЬНЫХ) ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ	
Общие замечания.....	18
Углисто-сидерит-колчеданная ассоциация.....	20
Условия распространения и стратиграфические особенности.....	20
Региональный обзор состава и строения.....	28
Зайсанский межгорный прогиб.....	28
Впадины горных областей Алтая.....	50
Казахский шит.....	57
Западно-Сибирская плита и Тургай.....	59
Особенности эпигенетических изменений.....	65
Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации.....	69
Генетический анализ парагенеза.....	73
Примеры древних аналогов ассоциации.....	80
Железисто-карбонатная ассоциация.....	83
Условия распространения и стратиграфические особенности.....	84
Региональный обзор состава и строения.....	87
Зайсанский межгорный прогиб.....	87
Впадины горных областей Алтая.....	99
Западно-Сибирская плита и Тургай.....	101
Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации.....	105
Генетический анализ парагенеза.....	108
Примеры древних аналогов ассоциации.....	111
Пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация.....	114
Условия распространения и стратиграфические особенности.....	117
Региональный обзор состава и строения.....	124
Кремнисто-каолиновые пестроцветы.....	124
Зайсанский межгорный прогиб.....	124
Горная область Алтая и Зауральская платформа.....	151
Бокситорудные пестроцветы.....	154
Особенности эпигенетических изменений.....	172
Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации.....	173
Генетический анализ парагенеза.....	178
Примеры древних аналогов ассоциации.....	187
Сероцветная грубообломочная ассоциация.....	191
КРАТКИЕ ВЫВОДЫ.....	194
ЛИТЕРАТУРА.....	202

CONTENTS

FOREWORD.....	3
INTRODUCTION.....	5
Chapter one	
PROBLEMS OF METHODS FOR STUDYING PARAGENETIC ASSEMBLAGES	
On some theoretical principles of teaching on rock parageneses.....	8
Methodological principles for studying paragenetic assemblages of continental deposits.....	15
Chapter two	
TYPES OF PARAGENETIC ASSEMBLAGES OF CONTINENTAL DEPOSITS.	
FAMILY OF HUMID (SIDEROPHILE) PARAGENETIC ASSEMBLAGES	
General information.....	18
Carbon-siderite-pyritaceous assemblage.....	20
Distribution and stratigraphical features.....	20
Regional review of composition and structure.....	28
The Zaisan intermontane trough.....	28
Basins of the Altai mountain areas	50
The Kazakh shield.....	57
The West-Siberian plate and Turgai	59
Peculiarities of epigenetic alterations	65
Paragenetic bonds and relations between elemental components of the assemblage	69
Examples of assemblage ancient analogues.....	80
Ferruginous-carbonate assemblage.....	81
Distribution and stratigraphical features.....	84
Regional review of composition and structure.....	87
The Zaisan intermontane trough.....	87
Basins of the Altai mountain areas.....	99
The West-Siberian plate and Turgai	101
Paragenetic bonds and relations between elemental components of the assemblage	105
Genetic analysis of paragenesis.....	108
Examples of assemblage ancient analogues.....	111
Many-coloured hematite-kaolinite assemblage.....	114
Distribution and stratigraphic features.....	117
Regional review of composition and structure.....	124
Siliceous-kaolinite many-coloured deposits.....	124
The Zaisan intermontane trough.....	124
The Altai mountain area and the Trans-Urals platform	151
Bauxite-bearing many-coloured deposits.....	154
Peculiarities of epigenetic alterations.....	172
Paragenetic bonds and relations between elemental components of the assemblage.....	173
Genetic analysis of paragenesis.....	178
Examples of assemblage ancient analogues.....	187
Grey coarse-clastic assemblage.....	191
BRIEF CONCLUSIONS.....	194
BIBLIOGRAPHY.....	202

Виктор Степанович Ерофеев
Юрий Григорьевич Цеховский
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
(семейство гумидных парагенезов)

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор *О.М. Петров*
Редактор издательства *И.С. Власов*
Художник *Э.А. Дорохова*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *С.М. Бякерева*

ИБ № 24599

Подписано к печати 13.11.81. Т—25855
Формат 70X108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 19,6
Уч.-изд.л. 21,0. Тираж 750 экз.
Тип.зак 1052.Цена 3р.20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199084, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
94	4—5 стр.	310—360°	540—550° и экзотермической — 680—720°
101	8 стр.	раннеэоценовой	позднеэоценовой
110	8 стр.	аллювия	элювия
138	1 стр.	кремнисто-каолинового	железисто-кремнистого
143	14 стр.	40 в	40 в, 40 и, 68 д, С—180—236
177	12 стр.	обгащенные	обогащенные
191	7 стр.	Тихвинского	Онежского и Тихвинского
вкладка, подрис. 23	3 стр.	аккумуляции; 59 —	аккумуляции; 57 — граница моря и суши; 58 — граница колебания площади моря и суши; 59 —

Зак. 1052. В. С. Ерофеев, Ю. Г. Цеховский. Парагенетические ассоциации континентальных отложений.

3 p. 20 к.

