



Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ

СЕДИМЕНТО-
И ЛИТОГЕНЕЗ
ГУМИДНЫХ
КРАСНОЦВЕТОВ
НА РУБЕЖЕ МЕЛА
И ПАЛЕОГЕНА
В КАЗАХСТАНЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ

СЕДИМЕНТО-
И ЛИТОГЕНЕЗ
ГУМИДНЫХ
КРАСНОЦВЕТОВ
НА РУБЕЖЕ МЕЛА
И ПАЛЕОГЕНА
В КАЗАХСТАНЕ

Труды, вып. 423



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Yu.G. Tsekhovskiy

SEDIMENTO-AND LITHOGENESIS OF HUMID RED ROCKS AT THE TURN OF CRETACEOUS—PALEOGENE IN KAZAKHSTAN

Transaction, vol. 423

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 423).

Необычным геологическим явлением на рубеже мела и палеогена в истории Земли является широкое формирование в гумидных ландшафтах суши зрелых по составу красноцветных кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых толщ, замесивших в то время во многих районах угленосные формации. На примере изучения раннекайнозойских гумидных красноцветов Казахстана и его обрамлений (с привлечением данных по другим регионам Азии и остальным континентам) рассмотрены строение, состав и условия образования этих отложений, реконструированы палеогеографическая обстановка и процессы седименто- и литогенеза. Доказано, что их возникновение связано с глобальным затуханием тектонической активности на рубеже мела и палеогена. Приведены модели образования гумидных красноцветов и субаэрального диагенеза осадков с широким участием древних гипергенных процессов.

Табл. 17, ил. 47, фототабл. 16, библиогр. 242 назв.

Рецензенты: *М.А. Глазовская, Н.С. Касимов, А.И. Перельман*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

Reviewers: *M.A. Glazovskaya, N.S. Kasimov, A.I. Perel'man*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences USSR *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashenninikov

Responsible editor

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*

ВВЕДЕНИЕ

Эпохи истории геологического развития Земли, когда на огромных площадях областей денудации формировались мощные покровы гор выветривания и синхронно накапливались продукты их перемыва — зрелые по составу гумидные красноцветные осадки, длительное время привлекают внимание геологов. Возникшие в это время осадочные парагенезы пород описаны в составе формаций коры выветривания [30, 83, 85, 87], бокситоносных толщ или формаций [20, 174], пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации [68, 69].

В современную эпоху массовое формирование подобных парагенезов пород не зафиксировано. Однако в геологическом прошлом гумидные красноцветные осадки неоднократно накапливались во многих районах Земли и занимали на континентах огромные площади. Расшифровка причин возникновения подобных парагенезов — задача достаточно сложная, так как в настоящее время отсутствуют прямые модели их образования. Теоретическая значимость решения поставленных вопросов связана с выявлением условий формирования и познанием обстановок образования еще слабо изученных или генетически спорных гумидных красноцветов. Это имеет и важное практическое значение, ибо позволяет наметить благоприятные участки для локализации многих ценных полезных ископаемых (бокситов, железных руд, огнеупорных и тугоплавких глин, кварцевых песков, россыпей тяжелых металлов и др.).

Главная цель работы — на примере изучения гумидных красноцветов решить следующие задачи: 1) детально рассмотреть строение и литолого-фациальный состав характеризуемого парагенеза, проследить его изменение в различных тектонических структурах суши; 2) раскрыть палеогеографическую обстановку времени его образования; 3) выявить характерные особенности процессов седименто- и литогенеза, приводящих к формированию гумидных красноцветов; 4) определить взаимоотношения гумидных красноцветов ассоциации с другими парагенезами пород, установить основные факторы, контролирующие их массовое появление в различные этапы истории развития Земли.

Для решения поставленных задач прекрасным объектом изучения служат толщи гумидных пестроцветов и красноцветов маастрихта — среднего эоцена, развитые в Казахстане и прилегающих районах Западной Сибири, Алтая и Средней Азии (этот район в дальнейшем будем называть Северо-Западной Азией). Характеризуемые континентальные отложения, включающие в себя как бокситоносные отложения, так и их безрудные аналоги (кремнисто-каолиновые толщи), слагают здесь огромные по размерам и разнообразные в геотектоническом отношении территории. Это дает возможность проследить данный парагенез на больших расстояниях в пределах континента, наблюдать изменения слагающих его толщ в различных геоструктурных областях (на щитах, плитах и в активизированных эпиплатформенных орогенных зонах) или в условиях смены климатического режима.

Наличие в районе полных разрезов палеогена, их относительно хорошая палеонтологическая характеристика позволяют провести здесь межрегиональную корреляцию отложений, выяснить место рассматриваемого парагенеза среди других

континентальных толщ. Постановке исследований благоприятствовала хорошая обнаженность маастрихт-среднеэоценовых отложений на многих участках характеризуемого района, наличие на закрытых площадях густой сети буровых скважин или карьеров, вскрывающих полные разрезы. Достижению поставленных целей способствовали также региональные исследования мел-палеогеновых отложений или древних кор выветривания многих геологов, решавших частные вопросы их строения, минерального состава, генезиса в разных районах характеризуемой территории: А.Н. Волкова, Б.А. Тюрина, Н.А. Лисицыной, М.В. Пастуховой, В.Н. Разумовой, К.В. Никифоровой, В.В. Лаврова, Б.М. Михайлова, Г.Р. Кирпаля, Ю.И. Кима, Л.И. Киселева, Д.А. Венкова, В.Ф. Долгополова, Ш.Ж. Бахтеева, В.С. Ерофеева, Ю.Г. Цеховского, А.М. Сульман, В.В. Жукова, А.В. Лейпцига и др. Использованы также материалы совместной работы с В.С. Ерофеевым [68, 69].

Более 25 лет автор изучает красноцветные кайнозойские формации Северо-Западной Азии. Вначале (1959—1966 гг.) исследования осуществлялись в поисково-съемочных и тематических партиях Восточно-Казахстанского геологического управления. Но основной объем работ был проведен в лаборатории осадочных формаций Геологического института АН СССР. Причем территория исследований была значительно расширена в Казахстане, на Алтае и юге Западной Сибири. Для сравнения привлекались также и более древние мезозойские и кайнозойские бокситоносные красноцветно-пестроцветные отложения Тургая, Урала, севера Русской платформы.

В основу изучения гумидных красноцветов был положен метод детального литолого-фациального анализа, наиболее полно охарактеризованный в работах П.П. Тимофеева [193, 194] и с успехом применяющийся многими геологами для познания осадочных формаций. Широкое участие процессов древнего гипергенеза при формировании характеризуемых отложений обусловило дополнительное применение соответствующих методик. Было выполнено большое количество петрографических, термических, рентгеноструктурных, электронно-микроскопических, силикатных и других анализов.

В течение многолетней работы автор сотрудничал со многими специалистами, оказавшими большую помощь в решении поставленных задач. Автор приносит глубокую благодарность своему ближайшему коллеге по изучению кайнозойских отложений В.С. Ерофееву. Хотелось бы выразить признательность исследователям, участвовавшим в совместных полевых работах или в обработке собранного фактического материала: Н.С. Касимову, Ю.С. Лукьянчикову, М.Д. Бирюкову, Л.Н. Ржаниковой, Л.А. Пановой, Г.М. Братцевой, Т.В. Погодаевой, Б.П. Градусову, А.Л. Дмитрику, Л.Г. Рекшинской и др. В сборе фактических данных большую помощь оказали Г.М. Кравчук, В.Ф. Долгополов, Ш.Ж. Бахтеев, В.С. Гребенщиков, и др. Ценные замечания получены от В.В. Лаврова, В.Н. Разумовой, А.Г. Коссовской, В.Н. Холодова, А.Г. Черняховского, Е.Д. Заклинской, Ю.Г. Леонова, М.А. Ахметьева, Л.И. Боголюбовой, А.И. Вознесенского, И.И. Бебешева, В.В. Еремеева, В.И. Копорулина, В.Н. Дислера, В.П. Зверева. На решение ряда ключевых вопросов большое влияние оказали советы П.П. Тимофеева, В.Е. Хаина, Г.И. Бушинского. Всем перечисленным геологам автор выражает глубокую признательность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

При проведении региональных исследований континентальных отложений в различных районах Казахстана и Южной Сибири многие геологи обращали внимание на присутствие на границе мела и палеогена весьма своеобразных по строению и составу толщ красноцветно-пестроцветных пород. Эти породы обычно имеют зрелый состав обломочных минералов и представлены каолиновыми глинами (нередко ожелезненными и окремненными), алевроитами, кварцевыми песками, реже каолинит-бокситовыми. Подстилаются они, как правило, образованиями каолиновой коры выветривания и с размывом перекрываются более молодыми кайнозойскими парагенезами пород качественно иных литологических характеристик.

Эти отложения в Центральном Казахстане охарактеризованы [141, 166] в объеме пестроцветной каолиновой формации позднего мела—палеоцена и эоцена и разделены на подформации: бокситоносную каолиновую и железисто-каолиновую. Они выделяются здесь также в составе бокситорудной формации или толщи позднего мела—начала палеогена [24, 26, 96]. В сопредельных районах юга Западной Сибири и Енисейского края сходные кайнозойские отложения охарактеризованы [13] в составе дат-палеоцен-эоценовой бокситоносной и сантон-датской пестроцветной кремнисто-каолиновой формаций.

Присутствие среди позднемеловых—раннекайнозойских отложений Казахстана и Южной Сибири бокситоносных отложений привлекло к ним внимание многих геологов. Их изучению способствовало разбуривание месторождений бокситов, проведение эксплуатационных работ и вскрытие залежей карьерами. На месторождениях Амангельдинской группы бокситов, помимо данных разведочного бурения, геологами был получен огромный фактический материал при открытой разработке рудных залежей.

Важное значение для выяснения строения, состава и условий образования мел-палеогеновых казахстанских осадочных бокситов имели публикации Б.П. Кротова, А.К. Гладковского, А.К. Шаровой, Ф.Г. Пасовой, Ю.Н. Горецкого, А.Н. Волкова, Е.Н. Куземкиной, В.В. Лаврова, В.Н. Разумовой, Г.И. Бушинского, Н.А. Лисицыной, М.В. Пастуховой, Г.Р. Кирпаля, А.И. Кривцова, Б.А. Тюрина, Л.И. Киселева, Ю.И. Кима, А.М. Сульман, Б.М. Михайлова, Д.А. Венкова, В.Ф. Долгополова, Ш.Ж. Бахтеева, Ю.Г. Цеховского, В.В. Жукова, В.С. Знаменского, Н.Д. Самотонина, А.В. Лейпцига и др. Было высказано множество гипотез о происхождении казахстанских осадочных бокситов [20, 127, 166, 198], среди которых выделяются три основные: 1) сторонники первой считают, что образование карстовых осадочных бокситов осуществлялось хемогенным путем в озерах или болотах, куда привносился глинозем в растворенном состоянии [26, 166, 197]; 2) Б.П. Кротов (1958 г.), А.К. Гладковский и др. (1964 г.) отдают предпочтение механическому разрушению латеритного элювия и накоплению в карстовых депрессиях кластогенных бокситов [192]; 3) последователи третьего направления, не отрицая первично-обломочного накопления бокситов, подчеркивают крайне важную роль

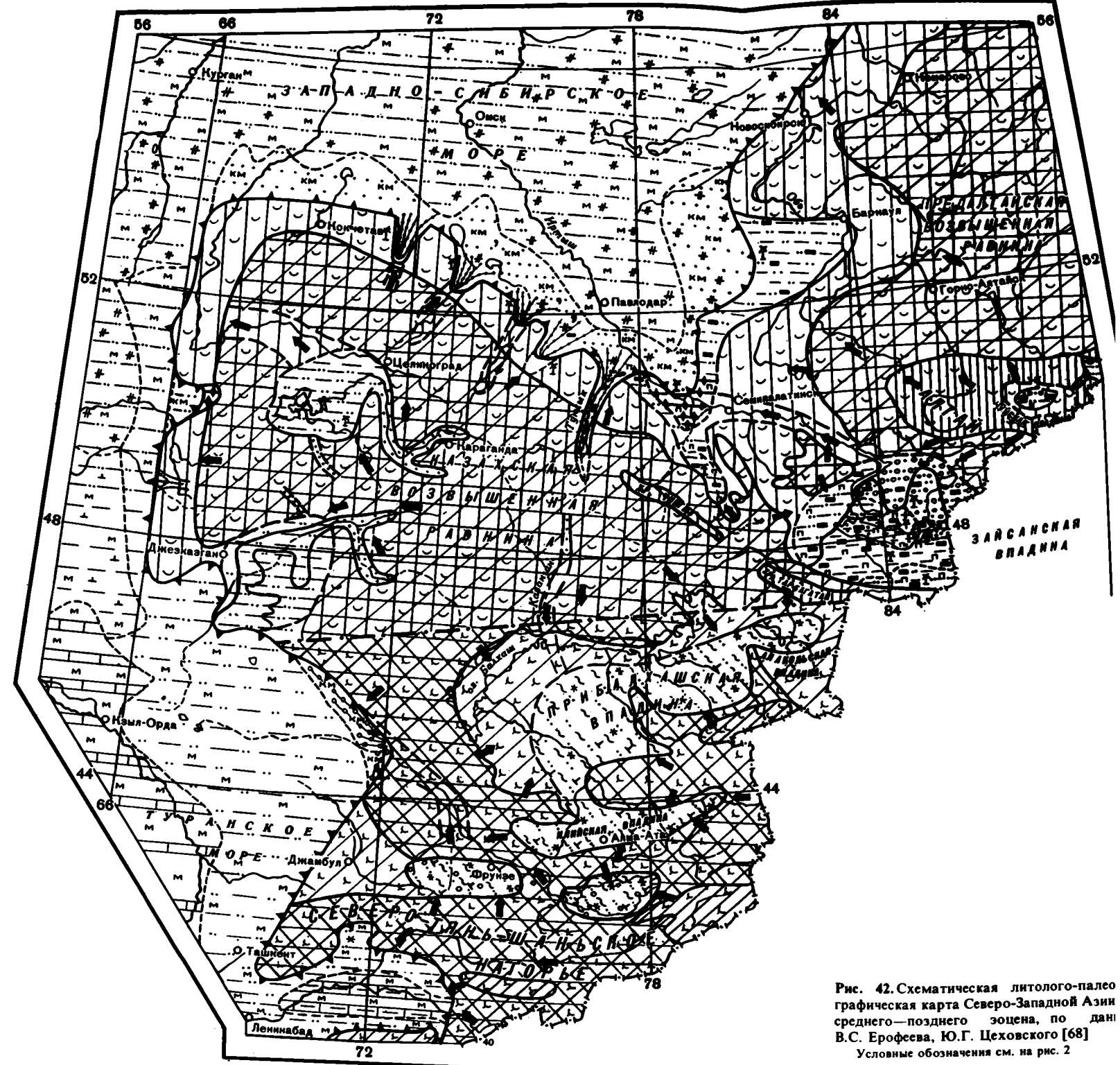
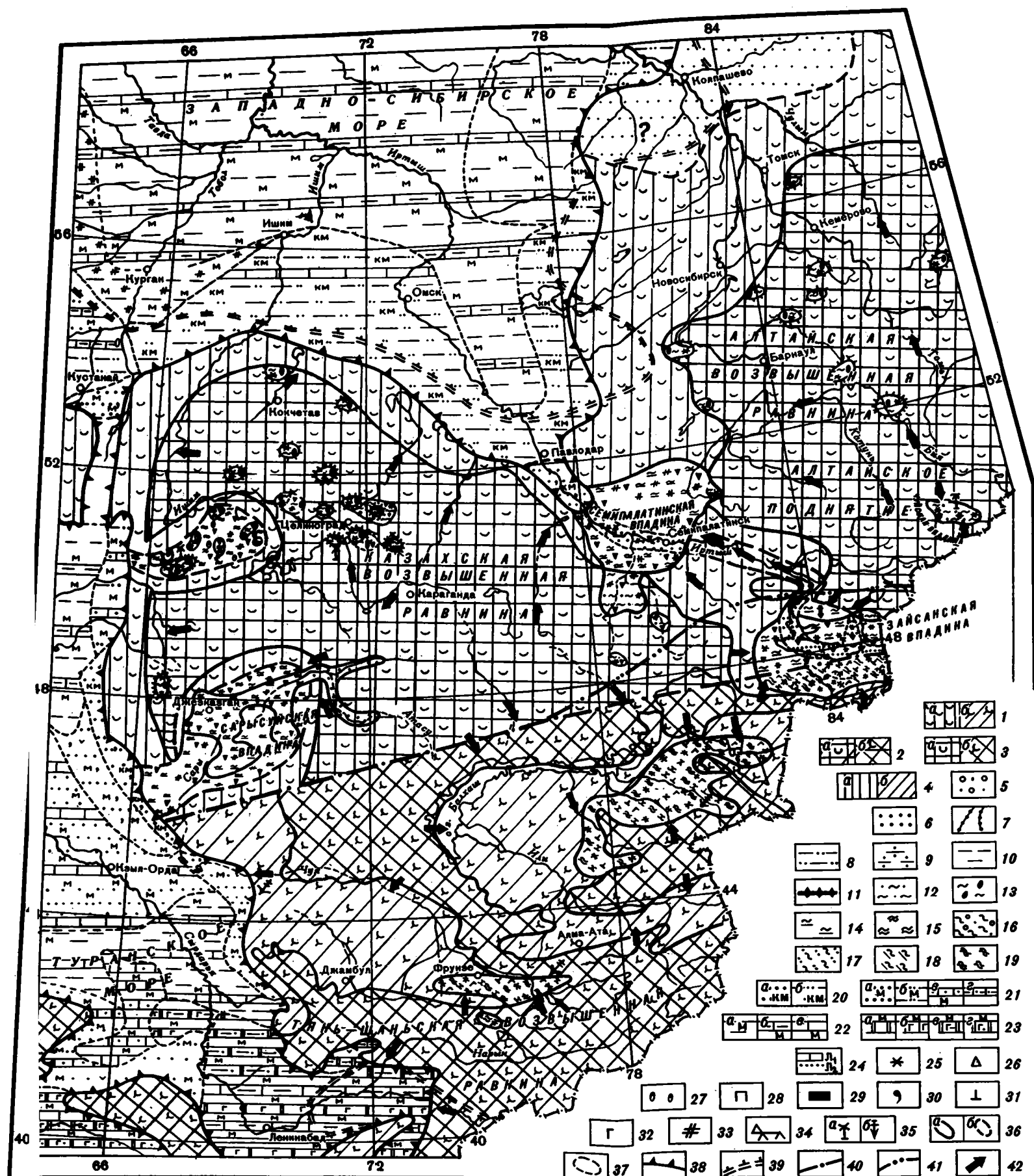


Рис. 42. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Северо-Западной Азии среднего-позднего эоцена, по дан. В.С. Ерофеева, Ю.Г. Цеховского [68].
Условные обозначения см. на рис. 2

Рис. 2. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Северо-Западной Азии (поздний мел—средний эоцен). Составлена В.С. Ерофеевым и Ю.Г. Цеховским [68]

Палеоландшафты областей денудации: 1—4 (здесь и ниже: а — в гумидных областях с каолиновой, местами латеритной корой выветривания, б — в аридных — с гидрослюдисто-сметитовой): 1 — низкие и средневысотные горы с реликтами позднемиоценового—раннепалеогенового пенеплена и образованиями унаследованной площадной коры выветривания; 2 — слабо-расчлененные возвышенные равнины и нагорья с реликтами позднемиоценового—раннепалеогенового пенеплена и образованиями унаследованной площадной коры выветривания; 3 — возвышенные пенепленизированные равнины (денудационный пенеплен) с площадными корами выветривания; 4 — низменная равнина с площадными корами выветривания (а — с каолиновыми, б — с гидрослюдисто-сметитовыми).

Палеоландшафты областей аккумуляции в районах с гумидным палеоклиматом: 5 — зона континентальных дельт горных рек в предгорьях впадин (с галечными, песчано-галечными, иногда валунистыми осадками); 6 — зона аллювиальных равнин и отдельных долин равнинных рек (с песчаными, песчано-гравийными, глинисто-алевритовыми осадками); 7 — зона приморских дельт подводных и надводных (с песчано-алевритовыми, часто окремненными осадками); 8 — зона озерно-аллювиальной равнины (с песчаными, глинисто-алевритовыми осадками); 9 — зона аллювиально-озерной равнины с подвижным гидродинамическим режимом вод (с песчаными, алеврито-песчаными осадками); 10 — зона аллювиально-озерной равнины с мало подвижным или застойным гидродинамическим режимом вод (с алевритовыми или глинистыми осадками); 11 — зона осадков заболоченных приморских равнин (с углистыми, углисто-алеврито-глинистыми осадками); 12 — зона впадин аллювиально-делювиально-пролювиальной возвышенной пенепленизированной равнины (с песчано-глинистыми, песчаными осадками, часто сильно преобразованными древними гумидными почвами, нередко окремненными или ожелезненными, иногда содержащими линзы шибей, бобовников); 13 — зона карстовых депрессий возвышенной пенепленизированной равнины с глинисто-бокситовыми делювиально-пролювиальными, реже озерно-болотными, местами аллювиальными осадками (гравийно-бобовыми, глинистыми, шибейными, галечными, в ряде случаев сильно преобразованными дерновыми гумидными почвами); 14 — зона низменной аллювиально-пролювиальной равнины (с глинистыми, реже алевритистыми осадками, часто сильно преобразованными древними гумидными почвами, нередко ожелезненными и окремненными, иногда с линзами песков); 15 — зона низменной пролювиальной, озерно-пролювиальной равнины (с существенно глинистыми осадками, часто сильно преобразованными древними гумидными почвами, нередко окремненными или ожелезненными, иногда содержащими линзы песков, реже железистых бобовников).

Палеоландшафты области аккумуляции в районах с аридным палеоклиматом: 16 — зона прибрежных частей предгорных и межгорных впадин с делювиально-пролювиальными осадками (с карбонатными глинисто-песчано-галечными осадками, иногда со шибей, глыбами, валунами); 17 — зона аккумулятивных холмистых равнин крупных межгорных и внутригорных впадин с пролювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-пролювиальными осадками (карбонатными, песчано-глинистыми, иногда с линзами гравийников, галечников, шибей); 18 — зона низменной солончковой аллювиально-пролювиальной равнины (с карбонатными алеврито-глинистыми осадками, сильно преобразованными древними аридными почвами, нередко загипсованными и окремненными, местами с линзами песков); 19 — зона низменной солончково-пролювиальной равнины (с существенно глинистыми карбонатными, часто загипсованными осадками, нередко сильно преобразованными древними аридными почвами, местами с линзами алевритов и песков).

Палеоландшафты моря и его прибрежных частей: 20 — зона прибрежных частей морского мелководья с подвижным гидродинамическим режимом вод, включая внешние части континентальных дельт (с осадками: а — песчаными, б — песчано-глинисто-алевритовыми); 21 — зона открытого моря с подвижным гидродинамическим режимом вод (с осадками: а — песчаными, б — песчано-алевритовыми, в — известково-мергельными, г — песчано-алеврито-известковистыми); 22 — зона открытого моря либо морских заливов с застойным гидродинамическим режимом вод (с осадками: а — алеврито-глинистыми, б — алеврито-глинисто-известковистыми, в — известково-мергельными); 23 — зона осолоняющихся заливов или лагун моря (с осадками: а — доломитовыми, б — гипсоносно-доломитовыми, в — алеврито-глинистыми доломитово-гипсоносными, г — песчаными доломитово-гипсоносными); 24 — наличие различных (во времени) палеоландшафтных зон (например, палеоландшафтные зоны типа Л₁, Л₂).

Главные аутигенные образования: 25 — тонкорассеянные гетит и гематит, окрашивающие породы в красный или бурый цвет; 26 — сульфиды, пята, конкреции гематита и гетита в красно-пестроцветных либо красноцветных толщах; 27 — скопления бобовин гетит-гематита; 28 — пирит, марказит; 29 — углистость (включения растительного детрита, гумусированные и углистые глины, пропластки бурых углей); 30 — глауконит; 31 — кальцит, кальцит и доломит; 32 — гипс; 33 — опал и халцедон.

Фауна и флора: 34 — фауна и наземных позвоночных; 35 — субтропическая растительность (а — лесов и перемешно-влажных саванн гумидной зоны, б — сухих саванн, пустынь и полупустынь аридной зоны).

Контуры и границы: 36 — контуры палеоландшафтов областей денудации и аккумуляции (а — достоверные, б — предполагаемые); 37—41 — границы: 37 — палеоландшафтов внутри областей аккумуляции, 38 — моря и суши, 39 — морского бассейна при регрессии моря, 40 — между гумидной и аридной климатическими зонами, 41 — площади максимальной аридизации климата (для палеогена); 42 — направление транспортировки материала

З а й с а н с к а я в л а д и н а

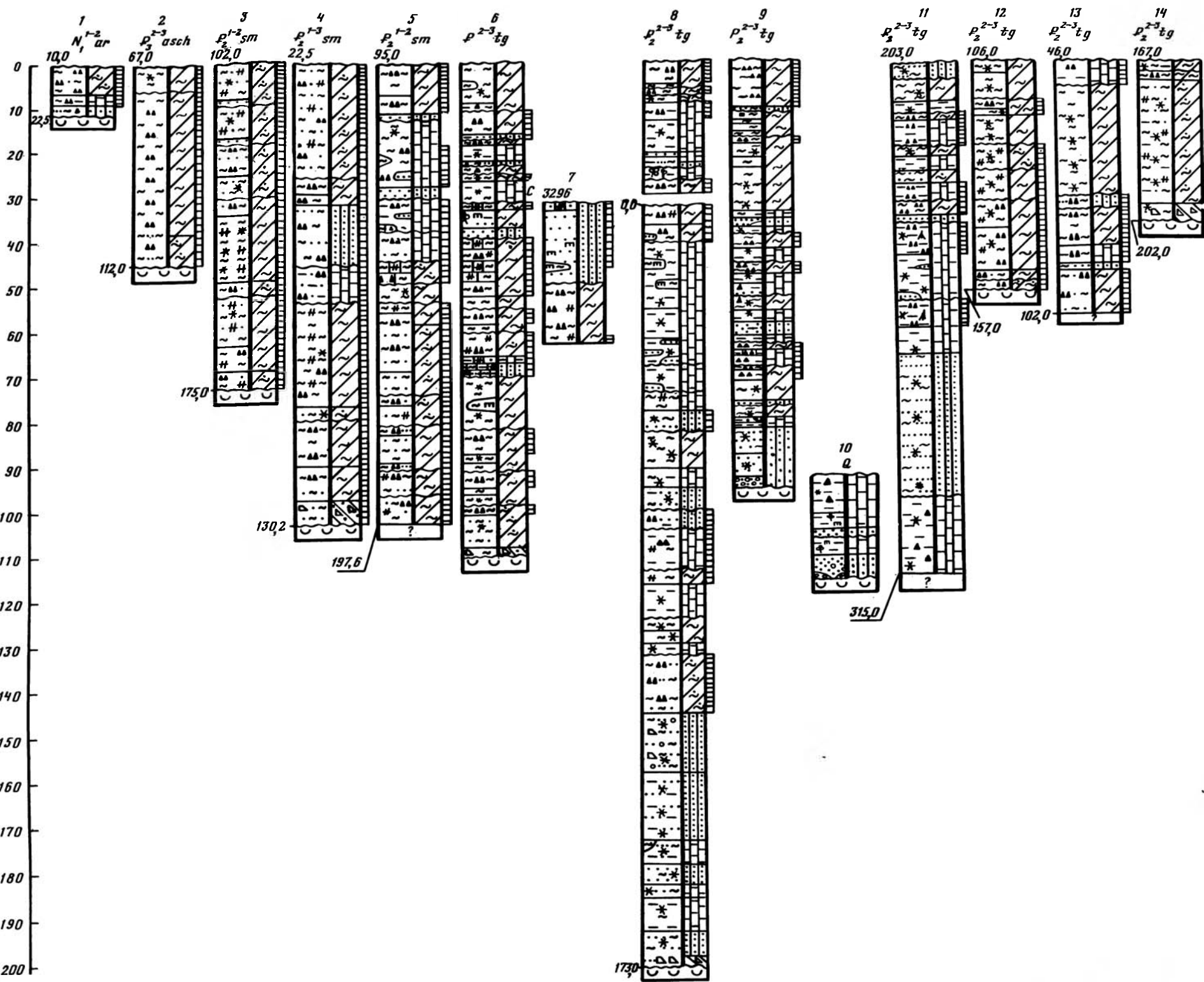


Рис. 3. Литолого-фациальные колонки пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации (маастрихт—средний эоцен), по данным В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского [68]

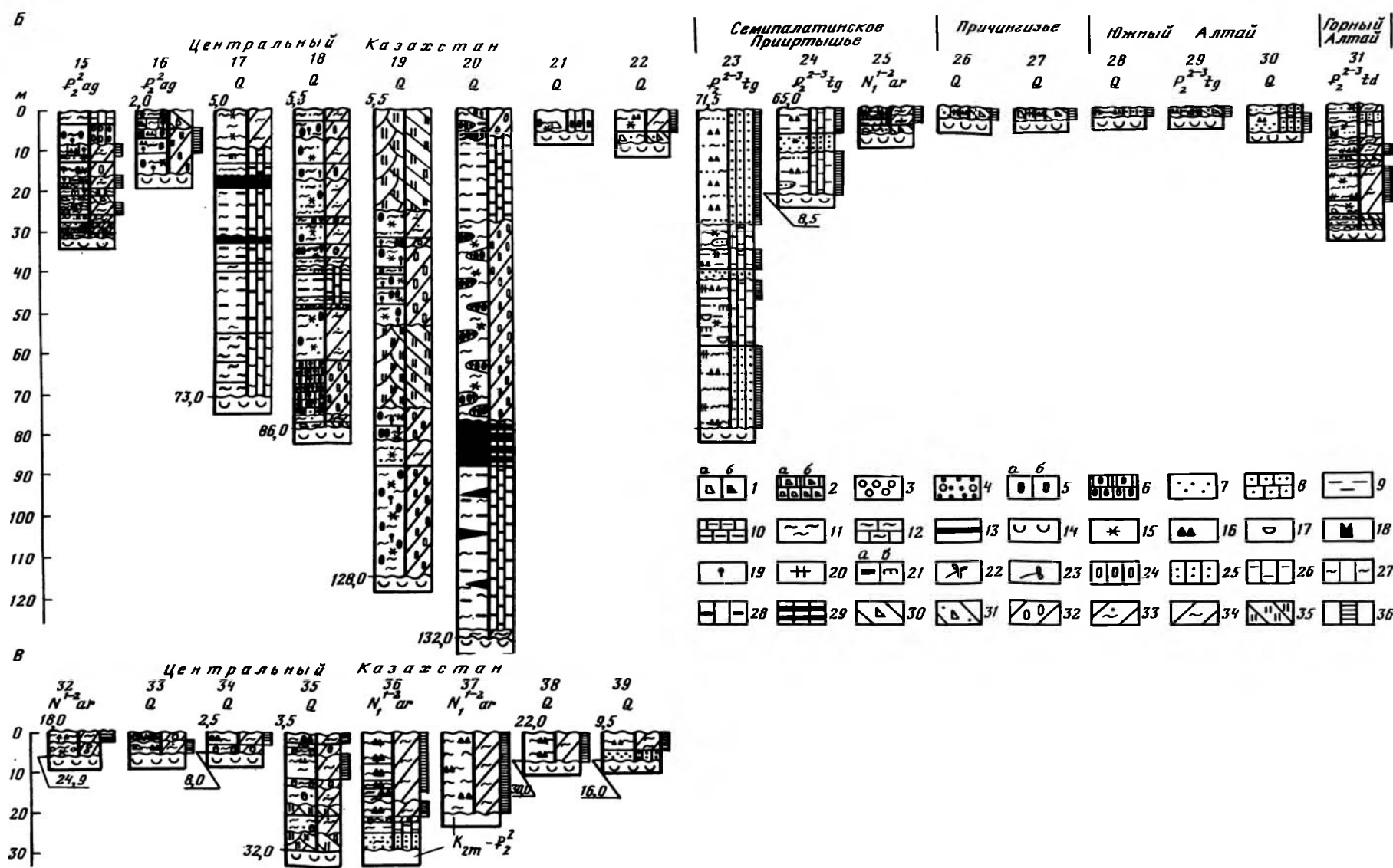
1—14 — породы: 1 — щебни (а — силикатных, б — железистых или латеритных пород), 2 — брекчи (а — силикатных, б — железистых или латеритных пород), 3 — галечники, 4 — гравийники, гравийные пески с галькой, 5 — бобовники (а — латеритного, б — железистого состава), 6 — сцементированные бобовники (а — латеритного, б — железистого состава), 7 — пески, 8 — песчанники, 9 — алевроиты, 10 — алевролиты, 11 — глины, 12 — аргиллиты, 13 — бурые угли, 14 — глинистые коры выветривания пород палеозойского фундамента;

15—20 — выделения, конкреции, включения в породах: 15 — тонкорассеянный гематит-гематит, 16 — вертикально ориентированные красные пятна, прожилки и конкреции гематит-гематита, 17 — сидерит, 18 — железо-марганцевые конкреции, 19 — гиббсит, 20 — овал, халцедон; 21 — углистость (а — углистые глины, алевроиты, пески, б — включения обугленного растительного детрита); 22 — отпечатки листьев; 23 — комплексы спор и пыльцы;

24—35 — фации: 24 — бобовых (гравийных) осадков балочного равнинного аллювия, 25 — алевроито-песчаных осадков русел равнинных рек, 26 — глинисто-алевритовых осадков поймы и ее водосоедов, 27 — алевроито-глинистых осадков небольших заливающихся или заболачивающихся карстовых озер с застойным режимом вод, 28 — углисто-алеврито-глинистых осадков зарастающих, заболачивающихся небольших озер, 29 — углистых осадков торфяных болот, 30 — щебнистых осадков делювия крутых склонов, 31 — щебнисто-песчано-глинистых осадков делювия пологих склонов, 32 — глинисто-песчано-гравийно-галечных осадков верхних частей пролювиальных конусов выноса, 33 — глинистых или гравийно-глинистых слабосланцеватых осадков нижних частей пролювиальных конусов выноса либо пролювия плоскостного смыва слабонаклонной пологохолмистой равнины, 34 — существенно глинистых осадков небольших пересыхающих озер внешней зоны пролювиальных конусов выноса либо пролювия плоскостного смыва плоской пологохолмистой равнины, 35 — боксито-глинистых осадков оползней и солифлюкционных потоков карстовых областей; 36 — интервалы разрезов, где породы преобразованы процессами субсинхронного почвообразования и выветривания. Надписи к колонкам: сверху — номер обнажения или скважины; цифры слева — глубины залегания подошвы и кровли пород ассоциации по данным бурения; сверху и внизу — возрастные индексы свит, перекрывающих или подстилающих разрезы ассоциации. Свиты: K_{2m} , P_2^{1-2} ark — аркалыкская, P_2^{1-2} sm — зимунайская, P_2^{1-2} ag — акжарская, P_2^{1-2} tg — туранинская, P_2^{1-2} asch — ашутасская, P_2^{1-2} td — талдыдюрская, N_1^{1-2} ag — аральская, Q — четвертичные отложения.

А — северозайсанская свита Зайсанской впадины (1—14): 1 — скв. 229, у р. Большая Буконь, 2 — скв. 15, низовья р. Буконь, 3 — скв. 21, западные сопки Ашудасты, 4 — скв. 22, у сопки Керши, 5 — скв. 207, южные сопки Ашудасты, 6 — разрез западные сопки Чакельмес, 7 — скв. 3296, восточные сопки Чакельмес, 8 — разрез у сопки Кини-Керши (сверху) и пробуренная здесь же скв. 259, 9 — разрез западные сопки Кара-Бирунь, 10 — разрез южные сопки Джуван-Кара, 11 — скв. 305, северные сопки Уш-Кара, 12 — скв. 2/232, на правом берегу р. Кальджир, северные сопки Мугун-Толагай, 13 — скв. 199, у пос. Буран, 14 — скв. 343, северо-западные сопки Ашутас. Б — аркалыкская свита Центрального Казахстана (рудная пачка) (15—22): 15 — разрез в карьере участка N 7, Аркалыкское месторождение, 16 — разрез в карьере Северного месторождения (центральный участок), 17 — скв. 1197, 18 — скв. 1202, 19 — скв. 1170, месторождение Кайнарлы, 20 — скважина, Белоярское месторождение [108], 21, 22 — разрезы в обрывах р. Оленты, Белоярское месторождение. Северозайсанская свита Семипалатинского Прииртышья (23—25): 23 — скв. 52, правый берег р. Иртыша у пос. Известковый, 24 — скв. 324, левый берег р. Иртыша у пос. Известковый, 25 — разрез на левом берегу р. Иртыша у с. Муралды. Северозайсанская свита Причингизья (26, 27): 26 — разрез у с. Аркалык, к югу от г. Семипалатинска, 27 — разрез у сопки Уш-Кызыл в верховьях р. Баканас. Северозайсанская свита Южного Алтая (28—30): 28 — разрез у с. Карой, к юго-западу от пос. Алексеевка, 29 — разрез у р. Такыр, южнее с. Горный, 30 — разрез на вершине одного из отрогов Курчумского хребта, восточнее Майкопчегайского грабена. Карачумская свита Горного Алтая (Чуйская впадина) (31—39): 31 — разрез на левом берегу р. Кызыл-Чин, в — коскакольская и акжарская свиты Центрального Казахстана (32—39): 32 — скв. 139, к востоку от г. Целинограда, севернее станции Сары-Оба, 33 — разрез у оз. Борлыколь, к юго-востоку от г. Целинограда, 34 — скв. 1196, 35 — скв. 1183, месторождение бокситов Кайнарлы, к юго-востоку от г. Целинограда, 36 — разрез в карьере Аркалыкского рудника, участок I, 37 — разрез в карьере Ашутского месторождения, 38 — скв. 5566, к западу от г. Аркалык, у совхоза Аркалыкский, 39 — скв. 5580, в 1 км западнее скв. 5566

Зак. 1923



постседиментационных процессов в образовании глиноземистых руд. Эти процессы способствуют гиббситизации исходных каолиновых глин, аллитов или низкосортных бокситов в качественные глиноземистые руды. Некоторые геологи считают, что имеет место не простое диагенетическое перераспределение гиббсита, но в широких масштабах происходит вторичная латеритизация или десиликация исходных каолиновых пород [20, 127 и др.]. Например, Н.А. Лисицына и М.В. Пастухова показали крайне важную роль процессов вторичной латеритизации бокситоносных осадков в карстовых депрессиях Казахстана, способствовавших возникновению основных типов глиноземистых руд (сухаристых или каменистых). По их мнению, обломочные бокситоносные осадки после отложения в карстовых воронках довыветриваются и гиббситизируются под влиянием промывающих их вод. При этом "процессы выветривания, по-видимому, полностью или почти полностью заменили диагенетический процесс" [127, с. 79].

Но попытка привлечения подобной модели "довыветривания" для объяснения образования карстовых осадочных бокситов столкнулась с рядом трудностей. Для карстовых рудоносных толщ характерны отсутствие зональности, выделяемой в типичном профиле латеритной коры выветривания, большие мощности отложений (до 200 м), чередование пластов бокситов и глин, появление линз углистых пород, как это отмечали Б.М. Михайлов, Ю.Г. Цеховский, Д.Г. Сапожников и др. [136, 177, 212]. К тому же В.Н. Разумова (1968 г.) полагала, что каолинит, являясь устойчивым минералом, не может распадаться на окислы с образованием гиббсита, что совсем исключает возможность вторичной латеритизации каолиновых осадков.

Однако во многих последующих работах геологи вновь нередко отмечали важную роль постседиментационной латеритизации или десификации каолиновых осадков и предлагали новые варианты модели данных процессов. На примере исследований на Аркалыкском месторождении бокситов были выявлены факты разрушения каолинита несовершенной структуры и образования гиббсита [78, 212]. Установлено [93], что многие пласты осадочных бокситов на западе Тургайского прогиба представляют собой многоэтажные погребенные коры выветривания, которые формировались на осадках в процессе циклического углубления карста. Получены и другие выводы о том, что накопление осадков Аркалыкского месторождения сопровождалось формированием на их поверхности дневного латеритного элювия и возникновением глиноземистых кирас [136].

В результате изучения амангельдинских бокситов установлено, что инструментом вторичной латеритизации часто служили латеритные почвы, циклично формирующиеся на осадках аркалыкской свиты и способствующие их латеритизации [68, 208, 212]. Кроме того, отмечено, что обогащенные глиноземом древние почвенно-грунтовые воды, проникая за пределами элювиальных профилей в обломочные породы, способствовали латеритизации пород и возникновению здесь еще одной группы бокситовых руд — обломочных бокситов с гиббситовым постседиментационным цементом.

Появляются и иные объяснения причин вторичной гиббситизации исходных отложений. Установлено, например, что каолинизация кровли бокситов на месторождениях Амангельдинской группы кремнистыми водами может вызывать перераспределение глинозема в бокситоносной толще с образованием зоны вторичного обогащения мощностью до 5—6 м [72, 190]. Вместе с тем В.С. Знаменский и Н.Д. Самотонн [78] отмечают, что данный процесс каолинизации сопровождался преимущественно перекристаллизацией гиббсита с небольшим выносом, способствуя лишь возникновению маломощных зон его вторичного обогащения. Проявление вторичной гиббситизации пород связывается также с диагенетическим или эпигенетическим перераспределением глинозема в углистых толщах либо на контакте с ними [116]. Вероятно, в больших масштабах источником глинозема для вторичной широкой гиббситизации пород могли служить сами

пласты бокситов, из которых выщелачивался гиббсит в процессе миграции подземных вод с последующим его переотложением в более низких горизонтах [78, 117] или в процессе эпигенетического обеленения и преобразования пород в древних речных долинах.

Из приведенного краткого обзора видно, что в последние 10—15 лет большинство геологов, занимающихся изучением осадочных бокситов Казахстана, признают крайне важную роль постседиментационной гиббситизации исходных гиббсит-каолининовых осадков (нередко за счет десилификации каолинита). Но что это были за процессы, каково их место в литогенезе? Н.А. Лисицына и М.В. Пастухова [127, с. 79] считают, что главная роль здесь принадлежит выветриванию, практически подменившему собой диагенез. Однако Д.Г. Сапожников [177] и другие геологи справедливо отмечают, что слоистое строение осадочных карстовых бокситов не позволяет считать их результатом простого развития латеритной коры выветривания. Бокситоносные толщи подвергались таким диагенетическим преобразованиям, которые существенно отличаются от процессов диагенеза в понимании Н.М. Страхова. Проведенные автором совместно с другими геологами исследования, частично опубликованные [68, 69, 208, 210, 211, 212], выявили важную роль различных древних гипергенных процессов, участвовавших в литификации осадков и образовании бокситоносных толщ (осушение осадков, преобразование их в древних почвах или с помощью почвенно-грунтовых вод). Эти процессы рекомендовалось включить в состав субаэрального диагенеза. В.Н. Демина [58] и В.В. Жуков [73] подобные проявления субаэрального диагенеза в бокситах связывают с воздействием грунтовых вод. Вместе с тем и сегодня процессы субаэрального диагенеза остаются слабоизученными и имеется еще много неясных или спорных вопросов.

Следует подчеркнуть, что при решении проблемы генезиса бокситов, выделении бокситорудных формаций и эпох геологи обычно концентрировали свое внимание на детальном изучении самих месторождений бокситов; безрудные фациальные их аналоги, широко развитые за пределами рудных залежей, как правило, не рассматривались, или им уделялось очень немного внимания. Это привело к тому, что о проявлениях эпох бокситообразования на континентах и о процессах седименто- и литогенеза этого времени нередко судят лишь по результатам изучения сравнительно редко развитых образований — бокситоносных толщ, без привлечения материалов по их безрудным аналогам. Но, выделяя, например, позднемеловую—раннекайнозойскую эпоху бокситообразования на территории Казахстана, необходимо знать специфические черты литогенеза, которые проявлялись в пределах всей территории, а не только в местах локализации руд. Безусловно, для выделения бокситоносных формаций, определения их границ по латерали нужно хорошо изучить и безрудные толщи, занимающие большие пространства древней аккумулятивной суши, в которые, по сути дела, только вкраплены бокситоносные отложения. Поэтому в круг исследования необходимо включать и безрудные фациальные аналоги бокситов, развитые за пределами месторождений.

Начало их изучения в Казахстане было положено К.В. Никифоровой [141] и В.Н. Разумовой [166], которые литологически охарактеризовали маастрихт-зоценовые эквиваленты бокситов (кремнисто-каолиновые пестроцветы) в Тенгизской и Жезказган-Сарысуьской впадинах Центрального Казахстана. Но наиболее детально кремнисто-каолиновые пестроцветы маастрихта — среднего зочена изучены на востоке Казахстана, в Зайсанской впадине и ее обрамлениях. Они имеют здесь значительную мощность (до 200 м), широко распространены, прекрасно обнажены и полно охарактеризованы палеонтологически. Сведения об их строении, составе, условиях образования содержатся в многочисленных публикациях, а в наиболее законченной форме — в монографиях [68, 69, 207]. Эти работы показали важную роль процессов субаэрального диагенеза (экзодиагенеза) в формировании кремнисто-каолиновых пестроцветов (при осушении осадков, воздействии древних почв или почвенно-грунтовых вод).

Принимая во внимание синхронность накопления маастрихт-эоценовых кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых пестроцветов Казахстана и Западной Сибири, наличие ряда общих литологических и генетических признаков и тесных парагенетических связей, их выделили в составе единой пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации [68, 69].

Учитывая важную роль древних почв в образовании характеризуемого парагенеза пород, автор совместно с сотрудником кафедры геохимии ландшафтов и географии почв МГУ Н.С. Касимовым с 1981 по 1985 г. проводил комплексные геолого-почвенные исследования в целях познания процессов древнего почвенного литогенеза. Геохимические аспекты этих работ рассмотрены в докторской диссертации Н.С. Касимова [91].

Преобразование осадков пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации древними элювиальными процессами придавало им черты сходства с корами выветривания. Поэтому они нередко стали объединяться с последними в составе единой формации коры выветривания [30, 83—85, 87]. При этом предполагалось, что возникновение подобного парагенеза во многом подчиняется законам образования коры выветривания (формируется неозлювий). Но при подобном подходе стираются индивидуальные черты осадочной толщи, считается, что она становится практически идентичной элювию.

Из приведенного краткого обзора видно, что и сегодня многие вопросы генезиса кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых толщ остаются дискуссионными. Это подчеркивалось и В.П. Казариновым [84], призывавшим усилить изучение подобных парагенезов. Выявление и рассмотрение главных закономерностей строения, состава и условий образования характеризующих гумидных красноцветов, раскрытие роли древних гипергенных процессов в их генезисе, анализ причин, вызывавших их широкое распространение в древних ландшафтах, — задача настоящей работы. Необходимо подчеркнуть, что автор уделял значительное внимание исследованиям одной из составляющих гумидных красноцветов — бокситоносных толщ (локально развитых). Но эта работа не претендует на обобщение и изложение многих сложных вопросов генезиса и преобразований бокситов. Круг их был ограничен лишь теми, которые способствовали решению основной поставленной задачи — выяснению главных особенностей седименто- и литогенеза гумидных красноцветов в целом.

СТРАТИГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МААСТРИХТ-СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА

Поставленные задачи решались на примере исследований маастрихт-среднеэоценовых гумидных пестроцветов в северной части Казахстана и прилегающих районах Алтая и Западной Сибири (рис. 1; 2, см. вкл.). Здесь хорошо представлены как каолинит-бокситовые, так и кремнисто-каолиновые составляющие пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации, выделяемые в составе различных свит или подсвит. Они прослеживаются в разных тектонических структурах суши (во впадинах Казахского щита, в области эпиплатформенного орогена Алтая и Саур-Манрак-Тарбагатай, в периферийных частях Западно-Сибирской и Туранской плит), где можно оценить влияние как климатических, так и тектонических факторов на характер литогенетических процессов. Использовались также публикации геологов, касающиеся исследований мел-палеогеновых отложений сопредельных районов Казахстана, Южной Сибири и других районов.

На рис. 2, 3 (см. вкл.) показано распространение пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации маастрихта — среднего эоцена в пределах северной части Казахстана и соседних с ним территорий, приведены литолого-фациальные колонки опорных обнажений и скважин, иллюстрирующие ее строение в различных районах.

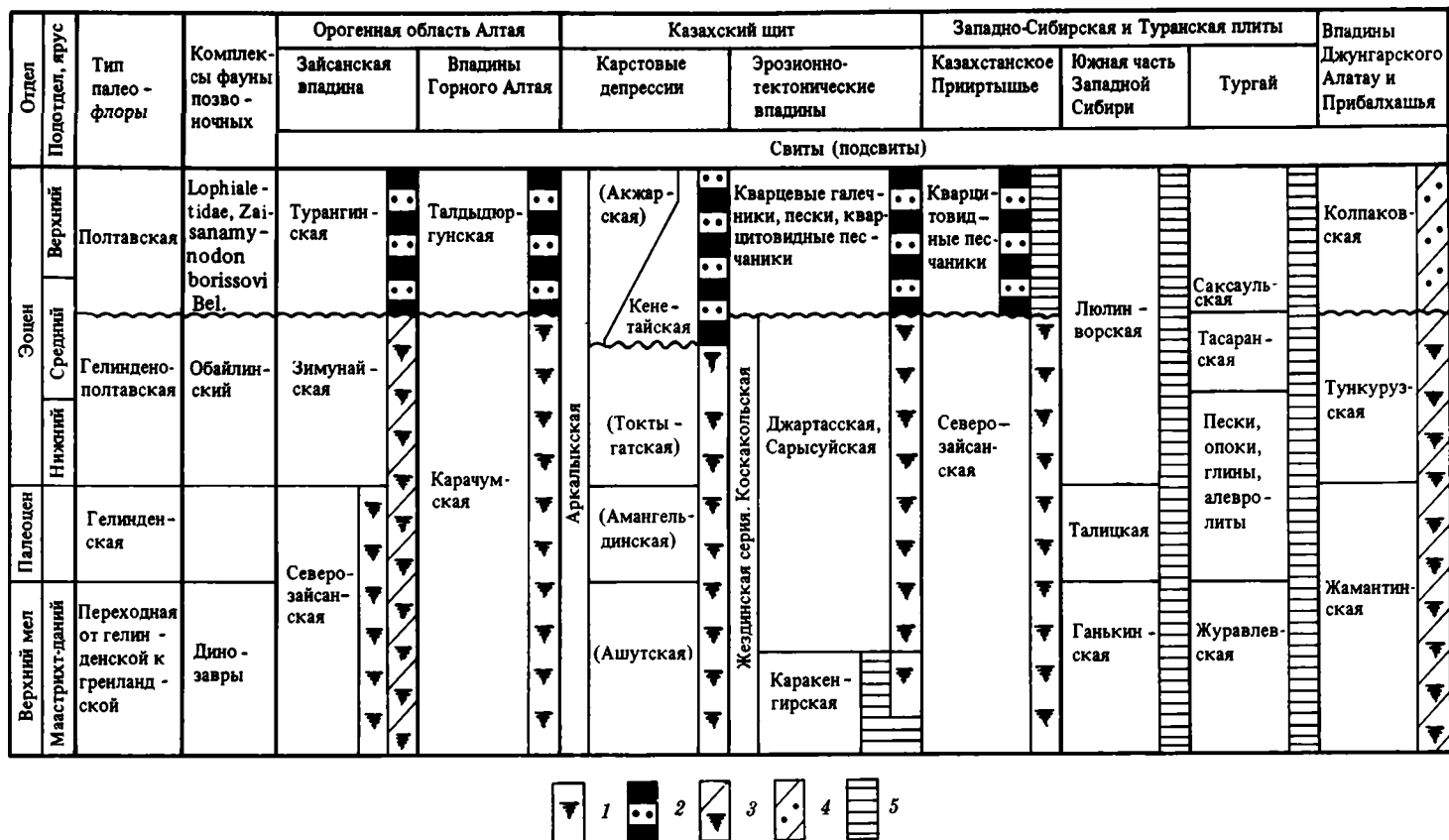


Рис. 1. Схема стратиграфической корреляции маастрихт-верхнеэоценовых континентальных отложений Казахстана и его обрамлений (по В.С. Ерофееву и Ю.Г. Цеховскому [68, 69], с уточнениями автора; в своей верхней части схема включает только нижнюю половину отложений позднего эоцена)

Парагенетические ассоциации (1—4): 1 — пестроцветная гематит-каолиновая, 2 — углито-сидерит-колчеданная, 3 — пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная, 4 — красноцветная карбонатная; 5 — морские отложения

Исследуемый ареал развития гумидных пестроцветов составляет около 1 тыс. км с севера на юг и 2 тыс. км с запада на восток: он занимает северную часть Казахстана. Южнее 47—48° с.ш. (см. рис. 1) гумидные отложения повсеместно сменяются аридными [68, 69]. Детальное изучение геологами маастрихт-эоценовых кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых пестроцветов Казахстана и прилегающих районов Сибири позволяет хорошо стратифицировать и коррелировать их (что уже было подробно рассмотрено [68]). Поэтому ниже ограничимся лишь кратким изложением сведений о стратиграфии этих отложений.

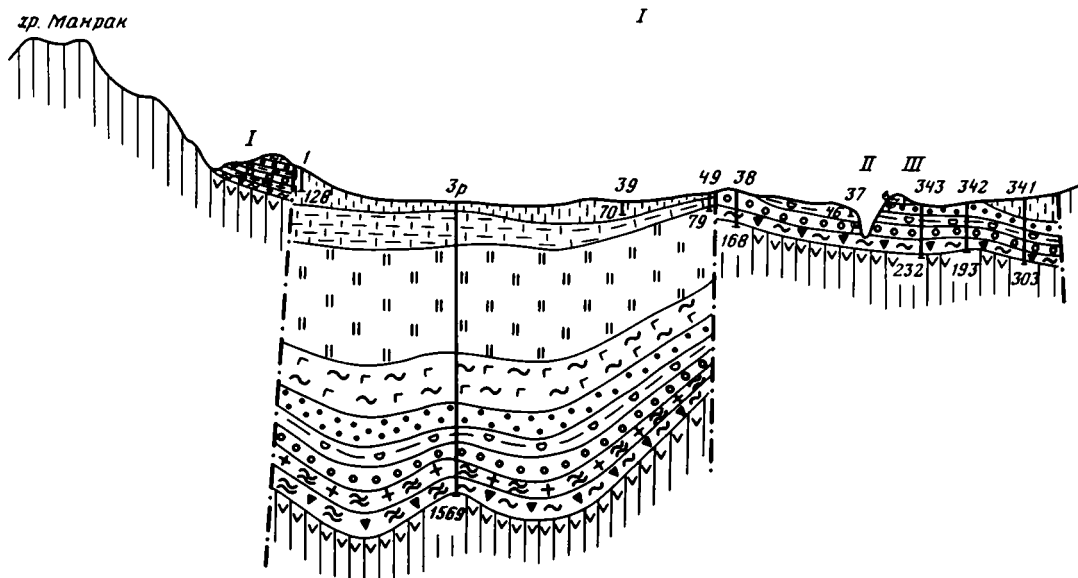
КРЕМНИСТО-КАОЛИНОВЫЕ ПЕСТРОЦВЕТЫ

Кремнисто-каолиновые толщи слагают главную по объему часть разрезов пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации и широко развиты в различных тектонических структурах характеризуемой территории. В их строении и составе имеется много общего. Повсеместно они представлены толщами каолиновых глин с линзами и прослоями кварцевых песков, алевроитов. Преобладают пятнисто-красные, красные, местами белые окраски пород, нередко они окременены или ожелезнены.

Алтайский эпиплатформенный ороген

В области Алтайского эпиплатформенного орогена пестроцветы наиболее полно представлены и охарактеризованы многочисленными палеонтологическими остатками в Зайсанской впадине. Встречаются они также в Чуйской впадине Горного Алтая, в ряде мелких депрессий Южного и Рудного Алтая.

Зайсанская впадина. Кремнисто-каолиновые пестроцветы приурочены здесь к северозайсанской (маастрихт-палеоэоценовой) и зимунайской (ранне-средне-эоценовой) свитам (см. рис. 1). Положение этих свит в разрезе кайнозойских отложений впадины дано на рис. 4. В изучении стратиграфии и литологии маастрихт-среднеэоценовых отложений важное значение имели исследования В.К. Василенко, В.С. Ерофеева, Б.А. Борисова, Ю.Г. Цеховского, Е.И. Беляевой, В.С. Бажанова, М.Д. Бирюкова, В.В. Кузнецова, Э.В. Романовой, Л.Н. Ржани-



ковой, И.А. Ильинской, Л.А. Пановой, Л.К. Габунии, Н.С. Шевыревой, В.М. Чхиквадзе, Н.В. Толстиковой, Н.П. Верзилина, М.А. Ахметьева и др. Упомянем часть публикаций, содержащих полные литолого-палеонтологические данные [25, 64, 68, 69, 81, 167, 187, 202, 207, 226]. Помимо применяемого в настоящей работе двучленного деления маастрихт-среднеэоценовых отложений, имеется дробная схема Б.А. Борисова [187] из девяти свит. Однако возможность выделения, литологического и палеонтологического обоснования этих дробных свит оспаривается [25, 207].

Пестроцветные отложения северозайсанской свиты маастрихта—палеоцена (см. рис. 4, рис. 5, а) мощностью до 200 м залегают с размывом на образованиях коры выветривания пород палеозойского фундамента; с вышележащей зимунайской свитой они обычно контактируют через размыв или реже связаны с ней постепенными переходами. Зимунайская свита раннего—среднего эоцена имеет мощность до 110 м, с размывом перекрывается углистой турангинской свитой.

Среди маастрихт-среднеэоценовых толщ гумидные кремнисто-каолиновые пестроцветы распределены неравномерно. Наиболее широко они развиты в северозайсанской свите Северного Призайсая (см. рис. 3, А, 1—14); на юге региона в них возрастает роль аридных монтмориллонитовых записованных или карбонатных отложений [207], что связано с приближением к аридной зоне литогенеза (см. рис. 2). Вышележащая зимунайская свита повсеместно сложена в Зайсанской впадине существенно аридными монтмориллонитовыми пестроцветами с редкими пачками железненных каолиновых глин (накопление последних происходило в периоды гумидизации климата).

К северу от Призайсая, во впадинах Алтая и юга Западной Сибири, маастрихт-среднеэоценовые отложения представлены преимущественно гумидными толщами.

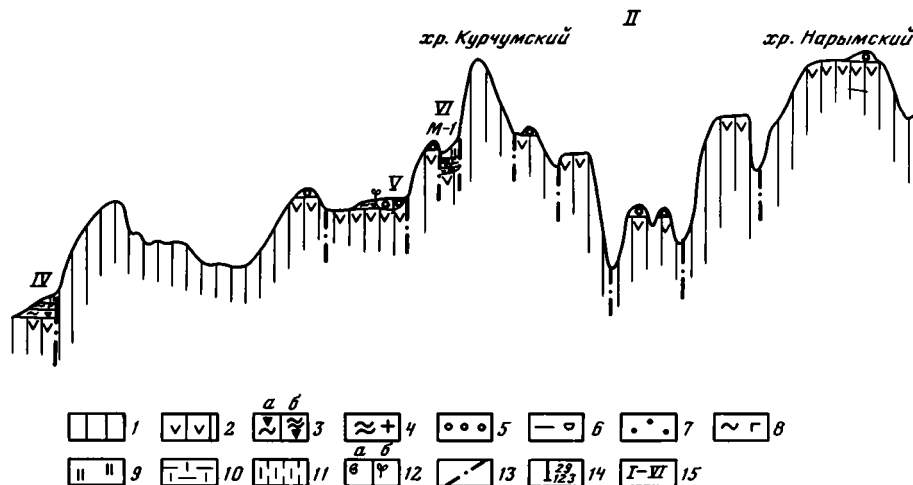


Рис. 4. Схематический разрез кайнозойских отложений зайсанской впадины (I) и ее горных обрамлений — Южного Алтая (II) и хребта Манрак (III)

1 — породы палеозойского фундамента; 2 — образования коры выветривания; 3—10 — свиты: 3 — северозайсанская (K_{2m} — $P_1 sz$) (а — с преобладанием гумидных каолиновых пестроцветов, б — с широким развитием аридных (монтмориллонитовых) пестроцветов), 4 — зимунайская ($P_1^{1-2} sm$), 5 — турангинская ($P_2^{1-2} tg$), 6 — тузакбацкая ($P_2^{1-2} tk$), 7 — ашутасская ($P_3^1 asch$), 8 — аральская ($N_1^{1-2} ar$), 9 — павлодарская ($N_1^{1-2} pv$), 10 — устьубинская ($N_2^{1-2} quib$), 11 — четвертичные отложения без расчленения (Q); 12 — палеонтологические остатки: а — фауна, б — флора; 13 — линии разломов; 14 — буровая скважина ее номер (вверху), глубина (внизу); 15 — опорные обнажения палеогена: I — Зайсан, II — Черный Иртыш (Паром), III — Ашутас, IV — Кызыл-Тас, V — Горное (Джеланаш), VI — Майкопчегайский грабен

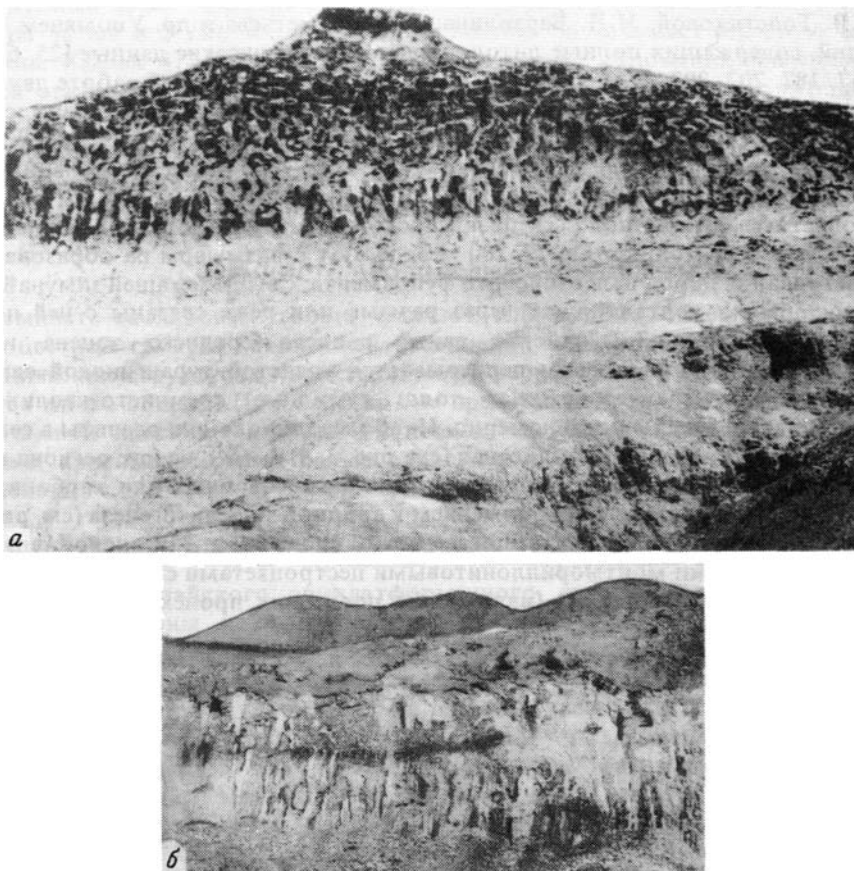


Рис. 5. Выходы пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации

a — кремнисто-каолиновые пестроцветы северозайсанской свиты к востоку от сопок Керши (в районе сопок Пшук) в Северном Призайсанье; *б* — каолинит-бокситовые пестроцветы аркалыкской свиты в стенке карьера Аркалыкского месторождения, участок 7

Южный и Рудный Алтай. Кремнисто-каолиновые пестроцветы северозайсанской свиты залегают здесь на корях выветривания в небольших депрессиях рельефа и имеют мощность до 3 м (см. рис. 3, *Б*, 28—30). В Горном Алтае кремнисто-каолиновые пестроцветы мощностью до 50 м описаны в Чуйской и других впадинах [57, 68] в составе карачумской свиты (см. рис. 3, *Б*, 31) и датируются, по данным спорово-пыльцевого анализа, поздним мелом — эоценом [66]. Карачумская свита повсеместно залегает с размывом на каолиновой коре выветривания и с размывом же перекрывается углистыми отложениями талдыдюр-гунской свиты среднего—позднего эоцена (см. рис. 1).

Юго-восток Западно-Сибирской плиты

В Павлодарском и Семипалатинском Прииртышье (см. рис. 3, *Б*, 23—25) кремнисто-каолиновые пестроцветы северозайсанской свиты слагают большие площади под чехлом четвертичных отложений. На левобережье Иртыша они местами обнажены. Пестроцветы имеют мощность до 10—80 м, с размывом залегают на коре выветривания пород фундамента и с размывом перекрываются углистыми отложениями турангинской свиты среднего—позднего эоцена (см. рис. 1).

В них собраны отпечатки флоры, выделены спорово-пыльцевые комплексы (определения Э.В.Романовой, Л.Н. Ржаниковой, З.К. Пономаренко), позволяющие датировать вмещающие слои дат-палеоценом или палеоценом [67, 68].

Севернее, за пределами исследуемого района, кремнисто-каолиновые пестроцветы на рубеже мела и палеогена широко развиты в Ненинско-Чумышской и Чулымо-Енисейской впадинах в составе ненинской и сымской свит [13, 19]. На Енисейском кряже в это же время накапливалась маастрихт-нижнеэоценовая бокситоносная мурожнинская свита [13, 105, 110, 148].

Казахский щит

В пределах Казахского щита кремнисто-каолиновые пестроцветы конца позднего мела — начала палеогена приурочены к ряду крупных и мелких впадин.

На востоке территории, в Причингизье, они описаны в составе северозайсанской свиты [207, 214] мощностью до 3 м (см. рис. 3,Б, 26, 27). Данные отложения нередко слагают также и эрозионные останцы на поднятых плато или выполняю там мелкие депрессии, повсеместно подстилаясь образованиями каолиновой коры выветривания пород фундамента. На западе Казахского щита, в Джезказганской впадине, кремнисто-каолиновые пестроцветы представлены наиболее полно и достигают мощности 50—100 м. Они описаны [141, 166] в составе жездинской серии с подразделением на каракингирскую верхнекампан-нижнемаастрихтскую (нижнюю) и джартаасскую или сарысуйскую маастрихт-эоценовую (верхнюю) свиты, возраст которых обоснован палинологически [76]. Позже Н.Л. Габай и Т.В. Погодаева [32] предложили датировать сарысуйскую свиту данием — средним эоценом, а самую верхнюю часть выделить в самостоятельную верхнеэоценовую акчийскую свиту. В низах разреза, в составе каракингирской свиты, континентальные кремнисто-каолиновые пестроцветы фациально замещаются морскими толщами.

Тенгизская впадина. Кремнисто-каолиновые пестроцветы описаны в составе маастрихт-эоценовой коскакольской свиты, являющейся, по палинологическим данным, возрастным и литологическим аналогом жездинской серии [76, 166]. Из их обнажений в районе р. Кулан-Утпес И.В. Васильев определил также отпечатки палеоценовой флоры. В.Н. Разумова [166] отмечала наличие взаимопереходов по латерали между безрудной коскакольской и рудной (бокситоносной) аркалыкской свитами. Кремнисто-каолиновые пестроцветы, содержащие дат-эоценовые спорово-пыльцевые комплексы, установлены [158] при разбуривании и в других впадинах западной части Казахского щита (на севере древнего Кокчетавского массива, в районе оз. Карасор и др.); они вскрыты также карьерами в основании кайнозоя рудника Жайрем.

КАОЛИНИТ-БОКСИТОВЫЕ ПЕСТРОЦВЕТЫ

В Казахстане бокситоносные отложения на рубеже мела и палеогена накапливались лишь в западной части Казахского щита (преимущественно в Амангельдинском и Целиноградском районах) и приурочены главным образом к карстовым или эрозионно-карстовым впадинам (см. рис. 2; 5, б).

Вопросы стратиграфии и сопоставления

Большинство публикаций по стратиграфии бокситоносных маастрихт-эоценовых отложений, обычно объединяемых в составе аркалыкской свиты (или серии), касается Амангельдинского района, где были выделены главные стратиграфические подразделения. Наиболее важное значение имели исследования А.Н. Волкова, Е.П. Бойцовой, Е.Д. Заклинской, З.К. Пономаренко, Б.А. Тюрина, А.Х. Кальменева, С.М. Бляховой, В.Ф. Долгополова, А.В. Лейпцига, А.П. Левиной.

В настоящее время возраст аркалыкской серии (свиты) принят как маастрихт-эоценовый. Одни геологи допускают возможность формирования верхней ее части вплоть до конца эоцена или первой половины позднего эоцена [26, 112, 118], другие — ограничивают ее верхний возрастной предел нижним или средним эоценом [24, 162, 198]. В составе аркалыкской свиты А.Н. Волков [26] выделил три пачки: подрудную (сенон—даний), рудную (дат-палеоцен) и надрудную (средний и частично верхний эоцен). Используя палинологические данные, З.К. Пономаренко, Б.А. Тюрин [198] уточнили их возраст и предложили перевести в ранг серии (аркалыкской) с подразделением на четыре свиты: ашутскую, соответствующую подрудной (маастрихт), амангельдинскую (палеоцен) и токтыгатскую (нижний эоцен), содержащую промышленные руды, а также кенетайскую, или надрудную (средний эоцен).

Подрудная, или ашутская, свита складывается преимущественно глинами: желтыми, темно-серыми, пестроокрашенными, иногда черными углистыми, изредка с линзами и прослоями кварцевых песков; ее мощность колеблется в пределах 0—150 м. Рудные амангельдинская и токтыгатская свиты имеют сходный состав и представлены преимущественно красноцветными и пестроцветными аллитами, бокситами, белыми глинами, местами углистыми; их мощность достигает 70 м. Кенетайская, или надрудная, свита встречается непоследовательно и складывается в основном тонкозернистыми кварцевыми песками, углистыми глинами, серыми, пестрыми, мощностью до 10—15 м.

Однако позднее геологи стали оспаривать возможность дробного деления аркалыкской серии. Е.П. Бойцова, например, пишет [15, с. 304]: "Выделение З.К. Пономаренко указанных выше свит нам представляется неправомерным, так как они не прослеживаются по площади и не представляют собой определенного геологического тела". Отмечается также, что эти свиты выделялись ранее в разных разрезах, не имеют четких границ в подрудных, рудных и надрудных слоях, часто не наблюдается указанной З.К. Пономаренко последовательности спорово-пыльцевых комплексов: отмечаются случаи, когда отложения с более древним палинокомплексом (поздне меловым) залегают выше пород с молодыми комплексами (эоценовыми). З.К. Пономаренко, В.Ф. Долгополов и др. [162] также признали недостаточно обоснованным выделение дробных свит и предложили вновь объединить их в единую аркалыкскую свиту (маастрихт-среднеэоценовую). В подобном же объеме эта свита дается Д.А. Венковым, В.Ф. Долгополовым, Л.И. Киселевым [24] в сводке, посвященной бокситам Казахстана, с подразделением, как и прежде, на подрудную, рудную и надрудную пачки.

В отличие от них А.В. Лейпциг и др. [118], А.П. Левина и др. [112] проводят деление аркалыкской серии на три самостоятельные свиты, залегающие с разрывом одна на другой: ашутскую (маастрихт), амангельдинскую с токтыгатскими слоями в верхней части (палеоцен — нижний эоцен) и кенетайскую (средний—верхний эоцен). Они также предлагают внести существенные изменения, касающиеся объема кенетайской свиты: по мнению авторов, ее безрудные песчано-глинистые слои в бортовых частях становятся рудоносными. Расширен и возраст свиты (до среднего—позднего эоцена). Можно согласиться с выводами этих авторов о широком продолжении бокситообразования в среднем эоцене; вопрос о среднеэоценовом рудообразовании остается, по нашему мнению, пока не решенным. А.П. Левина и др. [112], А.В. Лейпциг и др. [118] отмечают, что среднеэоценовая датировка бокситовых руд основывается на единичных образцах с пыльной и не раскрывает масштабов оруденения в среднеэоценовой и верхнеэоценовой частях разреза. Сам характер предлагаемых ими фациальных переходов верхней толщи кварцевых песков в бокситы, по нашему мнению, требует более полных литологических и палинологических обоснований. Учитывая противоречивость мнений о стратификации верхов аркалыкской свиты, мы при определении возраста опирались на следующие данные.

1. Существование в верхах бокситоносной толщи надрудной (кенетайской) песчаной пачки кварцевого состава, что описано большинством геологов. В разрезах свиты не отмечается переслаивания кварцевых песков и рудных пластов бокситов, поэтому трудно согласиться с мнением А.В. Левинной и А.В. Лейпцига о существовании фациальных переходов данной пачки в бортовых частях залежи в мощные толщи бокситов.

2. Среднеэоценовая датировка кенетайских песчаных слоев подтверждена палинологическими данными. Исследования А.П. Левинной и А.В. Лейпцига также свидетельствуют о продолжении массового бокситообразования в среднем эоцене.

Учитывая все это, мы предлагаем поднять возраст верхней границы рудной пачки (амангельдинской и токтыгатской подсвит) до первой половины среднего эоцена и одновременно датировать надрудную (кенетайскую) песчаную пачку (возможно, локально и содержащую небольшие тела бокситов) второй половиной среднего эоцена — началом позднего эоцена (см. рис. 1).

Исследования автора [209] подтверждают факт циклического строения аркалыкской свиты и нередко наличие грубообломочных пород в основании каждого из циклов, вплоть до появления крупных карстовых несогласий. Карстовые провалы нередко приводили к разрушению залежи на многочисленные блоки размером от десятков до сотен метров, к их оползанию в депрессии и возникновению крайне сложной картины положения и взаимоотношения блоков (примеры этого будут рассмотрены далее). Блоковое строение залежи объясняет: аномальные факты, когда толщи с более древними палинологическими комплексами имеют меньшие глубины залегания, чем толщи более молодого возраста, частое присутствие крутопадающих пачек во вторичном залегании, очень сильные раздувы или сокращения мощностей пачек на небольших расстояниях, появление многочисленных несогласий, зеркала скольжения или карстовые брекчии на поверхностях оползаний блоков, изгибания пластовых тел и пр. В этих условиях представляется нецелесообразным выделение дробных свит в залежи, крайне деформированной карстовыми провалами (по крайней мере до начала формирования пород верхнего карстового этажа). Пока мы поддерживаем мнение тех исследователей, которые выделяют единую аркалыкскую свиту с подсвитами или пачками, содержащими различные палинологические комплексы, датирующие возраст слоев составных блоков залежи.

С учетом приведенных данных возраст рудной пачки с промышленными бокситами в Амангельдинском районе принимается как палеоцен-среднеэоценовый. Общий диапазон этапа бокситообразования в Казахстане, с учетом маастрихтских руд целиноградских месторождений, охватывает маастрихт — средний эоцен [24]¹.

Вопрос о безрудных гумидных континентальных возрастных аналогах аркалыкской свиты, развитых за пределами бокситовых месторождений на севере Казахстана, решается однозначно. Ими являются толщи кремнисто-каолиновых пестроцветов коскакольской свиты Тенгизской впадины [75, 166], каракингирской, джартаасской или сарысуьской свит Джезказган-Сарысуьской впадины [32, 76, 158], северозайсанской свиты Восточного Казахстана [6, 68, 167, 187, 202]. Безрудные палеоцен-эоценовые аналоги аркалыкской свиты вскрыты также скважинами к западу от Амангельдинского месторождения, в районе рек Тюлькисай, Жаксыкаинды [112]. Это пестроокрашенные или углистые глины, иногда с железистыми обломками, кварцевые пески, железистые песчаники.

¹ В Целиноградском районе наиболее детальные работы проводились нами на месторождениях Кайнарлы-I, II. В работе бокситы этого месторождения, по палинологическим данным, датируются маастрихтом вслед за Д.А. Венковым и др. [24], а также с учетом последней публикации Н.И. Орловой и Т.В. Погодаевой (1986 г.). Вместе с тем ряд авторов отмечают присутствие на данных месторождениях, помимо маастрихтских, и более древних залежей бокситов, датируемых кампаном или даже сантоном (З.К. Пономаренко и Ш.Ж. Бахтеев (1977 г.)). Но в целом вопрос формирования промышленных бокситовых руд в маастрихте требует уточнения.

На Амангельдинских месторождениях надрудные кенетайские слои аркалыкской свиты перекрываются пестроцветами акжарской свиты (см. рис. 3, В, 36, 37), выше которой залегают миоценовые глины.

В мнениях о возрасте палеонтологически немой акжарской свиты имеются существенные расхождения. А.Н. Волков [26] и Б.А. Тюрин [198] считают ее позднеэоцен-нижнеолигоценовой, В.Н. Разумова [166] — позднеолигоценовой, А.П. Левина и др. [112] — не выходящей за пределы среднего олигоцена — нижнего миоцена. Было высказано также мнение [68], что на Амангельдинских месторождениях толща акжарских глин, надстраивающая в разрезах песчаные слои кенетайской свиты, может являться своеобразной глинистой фацией в ее кровле. Нередко песчаные отложения кенетайской свиты в разрезах отсутствуют и акжарские пестроцветы непосредственно выше сменяют рудную пачку аркалыкской свиты.

За пределами бокситовых месторождений бобово-глинистые породы акжарской свиты надстраивают [166] сходную по облику кремнисто-каолиновую коскакольскую свиту, представленную каолиновыми глинами и также насыщенную железистыми, железисто-кремнистыми обломками или бобовинами и являющуюся безрудным аналогом бокситов. Здесь обе свиты сливаются в единую литологически сходную толщу пестроцветов и становятся практически неразличимы.

Несомненно и то, что акжарские пестроцветы имеют черты сходства с кремнисто-каолиновыми пестроцветами восточного борта Тургая — чаграйской, тургайской или наурзумской свит [68, 166], датируемых концом среднего или верхним олигоценом.

Проведенные нами литологические исследования свидетельствуют о том, что акжарские пестроцветы имеют большее сходство с маастрихт-эоценовыми, чем с олигоценовыми отложениями. Олигоценовые пестроцветы, изученные в районе р. Сарытургай и притоков р. Жаман-Каинды, отличаются от древних менее зрелым составом обломочных и глинистых минералов, отсутствием или слабым развитием галлуазита в глинах, большим развитием грубообломочных (песчано-гравийных) отложений, характером погребенных почв и степенью интенсивности преобразований этими почвами субстрата. Олигоценовые железисто-кремнисто-каолиновые почвы по сравнению с более древними являются часто менее зрелыми, стягивание гидроокислов железа обычно ограничивается в них появлением ярко-красных пятен в глинах и в большинстве случаев не приводит к возникновению железисто-кремнистых конкреций (бобовин) и продуктов их перемыва (линз кремнисто-железистых бобовников). Правда, В.Н. Разумова [166], считает, что формирование бобовых железняков осуществлялось на западе Казахского щита и в олигоцене. Однако их возраст пока спорен.

Вопрос датировки акжарской свиты нуждается в дальнейших исследованиях. Автор предлагает следующий возможный вариант его решения. Присутствующую во многих районах Центрального Казахстана зрелую по составу толщу каолиновых глин, кварцевых, с линзами песков, с железистыми, железисто-кремнистыми обломками, нередко окремненную и повсеместно залегающую на каолиновых глинах коры выветривания, следует выделять в маастрихт-эоценовую коскакольскую свиту мощностью до 10—20 м (как и предлагала В.Н. Разумова [166]). Дополнительные примеры разрезов этой свиты см. на рис. 3, В, 32, 33, 38, 39. В пределах карстовых месторождений мощность толщи возрастает до 200—250 м, она приобретает двучленное строение. Ее основная часть складывается каолинит-бокситовыми отложениями, а верхи сохраняют кремнисто-железисто-каолиновый состав и выделяются под наименованием акжарской свиты на Амангельдинских месторождениях (см. рис. 3, В, 36, 37) или толщи надбокситовых глин с железистыми бобовниками на месторождениях Кайнарлинской группы (см. рис. 3, В, 34, 35).

Почти все геологи, изучающие маастрихт-среднеэоценовые бокситы Казахстана, обычно отмечают участие в их образовании карстовых процессов. Вместе с тем роль карста оценивается по-разному. Для месторождений Целиноградской группы ведущая роль карстовых депрессий в накоплении бокситоносных толщ не вызывает возражений. По поводу происхождения месторождений Амангельдинской группы существуют разные точки зрения. Рассмотрим главные особенности строения разрезов каолинит-бокситовой толщи на примере Амангельдинских месторождений, уделив основное внимание рудной подсвите или пачке (подрудная и надрудная пачки будут охарактеризованы в краткой обобщенной форме).

Б.А. Тюрин [197, 198], А.В. Лейпциг с соавторами [114, 115] считают, что линейная форма расположения в плане бокситовых залежей Амангельдинского района (рис. 6,а) напоминает древние речные долины. Последние и являются главными формами, вмещающими рудные залежи; процессы карстообразования (подрудный карст) иногда лишь усложняли долинную форму залежей. Б.А. Тюрин [197] предполагал, что карстовые депрессии Амангельдинской группы месторождений сформировались еще в дорудную стадию. Затем они заполнялись бокситоносными осадками, и в последний этап в результате альпийских тектонических движений местами произошло изменение первичных элементов залегания слоев, вплоть до появления крутых падений.

А.П. Левина и А.В. Лейпциг с соавторами [112, 114, 115] выделяют в Амангельдинском районе три этапа формирования речных долин с последующим заполнением их бокситоносными осадками.

Большинство геологов уже после первой стадии изучения казахстанских осадочных бокситов (разбуривания) пришли к выводу об их накоплении в карстовых или эрозионно-карстовых депрессиях [26, 94, 124, 127 и др.], причем отмечается, что рост депрессий продолжался и одновременно с накоплением бокситов. Наиболее подробно эти вопросы рассмотрены Н.А. Лисицыной [124], представившей однозначные, по нашему мнению, доказательства карстового генезиса воронок Амангельдинских месторождений. Это подтверждено серией составленных ею карт поверхности не измененных выветриванием пород фундамента, поверхности кор выветривания и бокситов, мощностей бокситоносной пачки. Доказано, что многочисленные карстовые воронки, заполненные бокситоносной толщей, обычно разделены значительными поднятиями дорудного рельефа (по 150 м и более), что исключает долинно-эрозионную форму их происхождения.

Карстовые просадки, сопровождающие бокситонакопление, хорошо объясняют многие особенности строения маастрихт-среднеэоценовых отложений: невыдержанность литологического и фациального состава, раздувы мощностей от нескольких десятков до первых сотен метров или, напротив, их сокращение на небольших расстояниях, дробление залежи на блоки, их вертикальные перемещения, появление крутопадающих пачек пород с углами падения 70—90° во вторичном залегании.

При последующих исследованиях на Амангельдинских месторождениях (с привлечением наблюдений в действующих карьерах) представления о ведущей роли эрозионно-карстовых депрессий в накоплении осадочных бокситов продолжали развиваться и детализироваться рядом авторов [24, 33, 71, 209]. Отмечалось [33, 71, 209], что рост депрессий осуществлялся в процессе развития открытого или покрытого карста в условиях медленного прогибания надкарстовой толщи или ее блоковых просадок на десятки метров и появления разрывных нарушений, причем само осадкообразование происходило как в небольших воронках, так и в крупных депрессиях (типа полей). Приведенные В.В. Жуковым [71] карты поверхности кровли подрудного рельефа Аркалыкского месторождения, состав-

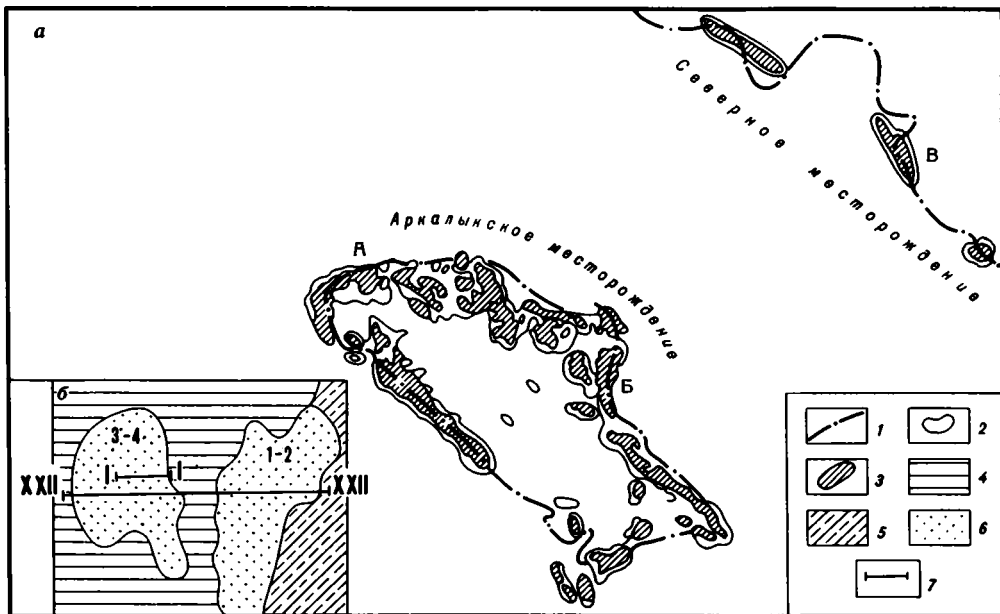


Рис. 6. Схемы расположения залежей бокситов Аркалыкского и Северного месторождений Амангельдинской группы (а — общая схема, б — укрупненная схема участка 7 Аркалыкского месторождения), составлены Б.А. Тюриным [198]

1 — контакт карбонатных пород ($D_3^1 - C_{1t}$) со сланцами (D_{1fr}); 2 — контуры площадей распространения пород бокситоносной толщи ($K_{2m} - P_{2ark}^1$); 3 — контуры бокситовых залежей; 4—6 — породы фундамента: 4 — карбонатные, 5 — сланцы, 6 — бокситоносные отложения. Участки детальных работ автора в карьерах: А — 1—2, Б — на Аркалыкском месторождении, В — Центральный участок на Северном месторождении; 7 — разрезы через воронку 1 (залежь 3—4, участок 7); XXII—XXIII — данные бурения по М.А. Кальменеву и др., 1—1 — данные автора при вскрытии залежи карьером

ленные по материалам М.А. Кальменева, подтверждают и детализируют выводы предшественников о локализации залежей в типично карстовых впадинах.

А.Н. Волков [26] провел классификацию карстовых залежей и выделил их разности простого и сложного строения. Залежи простого строения образованы толщами пластовой или линзовидной формы, небольшой мощности, с горизонтальным или слабонаклонным залеганием слоев (чаще в сторону контакта сланцев и известняков). Они обычно подстилаются корами выветривания по сланцам, алевролитам, песчаникам. Формирование этих залежей, вероятно, связано с заполнением эрозионных депрессий, возникших преимущественно в периферийной части областей карстообразования. Наиболее широко развиты залежи сложного строения, формирующиеся над карбонатными породами фундамента в зоне карстовых просадок. Для этих залежей характерны изгибание рудоносных линз или разрыв их сплошности, появление крутопадающих пачек пород во вторичном залегании, возникновение блокового строения залежи, значительные колебания мощностей бокситоносной толщи (до 100—200 м). Специальные детальные исследования [209] позволили выявить особенности строения и механизм формирования подобных залежей. Кратко поясним это на одном из примеров Аркалыкского месторождения.

На рис. 6, б, 7 изображены схематический план залежей бокситов седьмого участка и часть разреза XXII (через воронку 1 залежи 3—4) по данным М.А. Кальменева и др. (1960 г.). При вскрытии залежей карьером установлено значительно более сложное строение бокситоносной толщи.

Строение воронки 1. Сводный ее разрез построен автором летом 1973 г. по серии обнажений в широтных уступах карьера, расположенных несколько севернее линии

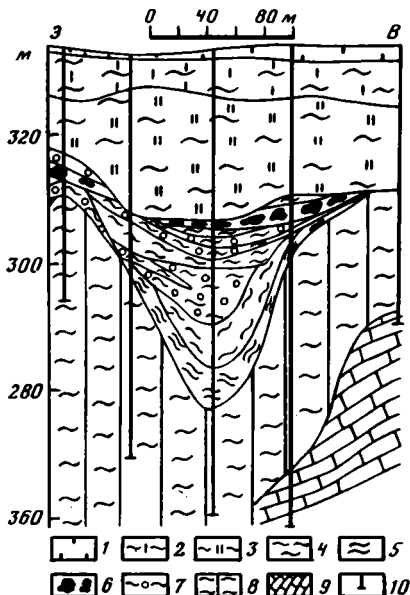


Рис. 7. Разрез воронки 1, залежи 3—4, участок 7, Аркалыкское месторождение (по М.А. Кальменеву и др. профиля XXII (см. рис. 6))

1 — четвертичные суглинки; 2 — глины аральской свиты неогена; 3 — глины акжарской свиты палеогена; бокситоносные отложения аркалыкской свиты маастрихта—палеогена—эоцена (4—8); 4 — глины красно-бурые, каолиновые, 5 — глины белые, огнеупорные, 6 — боксит каменный, 7 — боксит глинистый, бобовый, 8 — подрудная глинистая пачка (глины желтые, фиолетовые, серые, черные); 9 — известняки и доломиты фаменского яруса; 10 — скважины

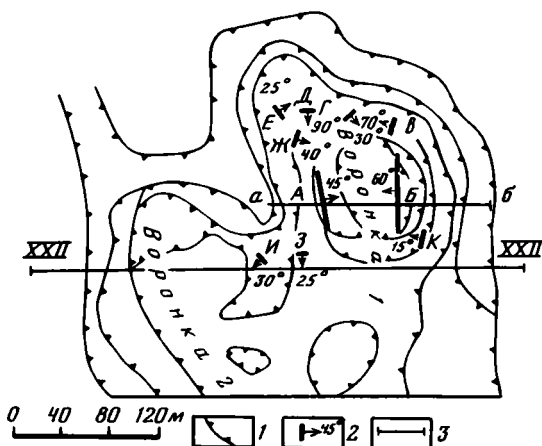


Рис. 8. План уступов карьера и расположения карстовых блоков воронки 3, залежи 3—4, участок 7 Аркалыкского месторождения (карьер, лето, 1973 г.)

1 — уступы карьера месторождения; 2 — элементы залегания слоев, слагающих карстовые блоки; 3 — линии геологических разрезов. А—К — карстовые блоки

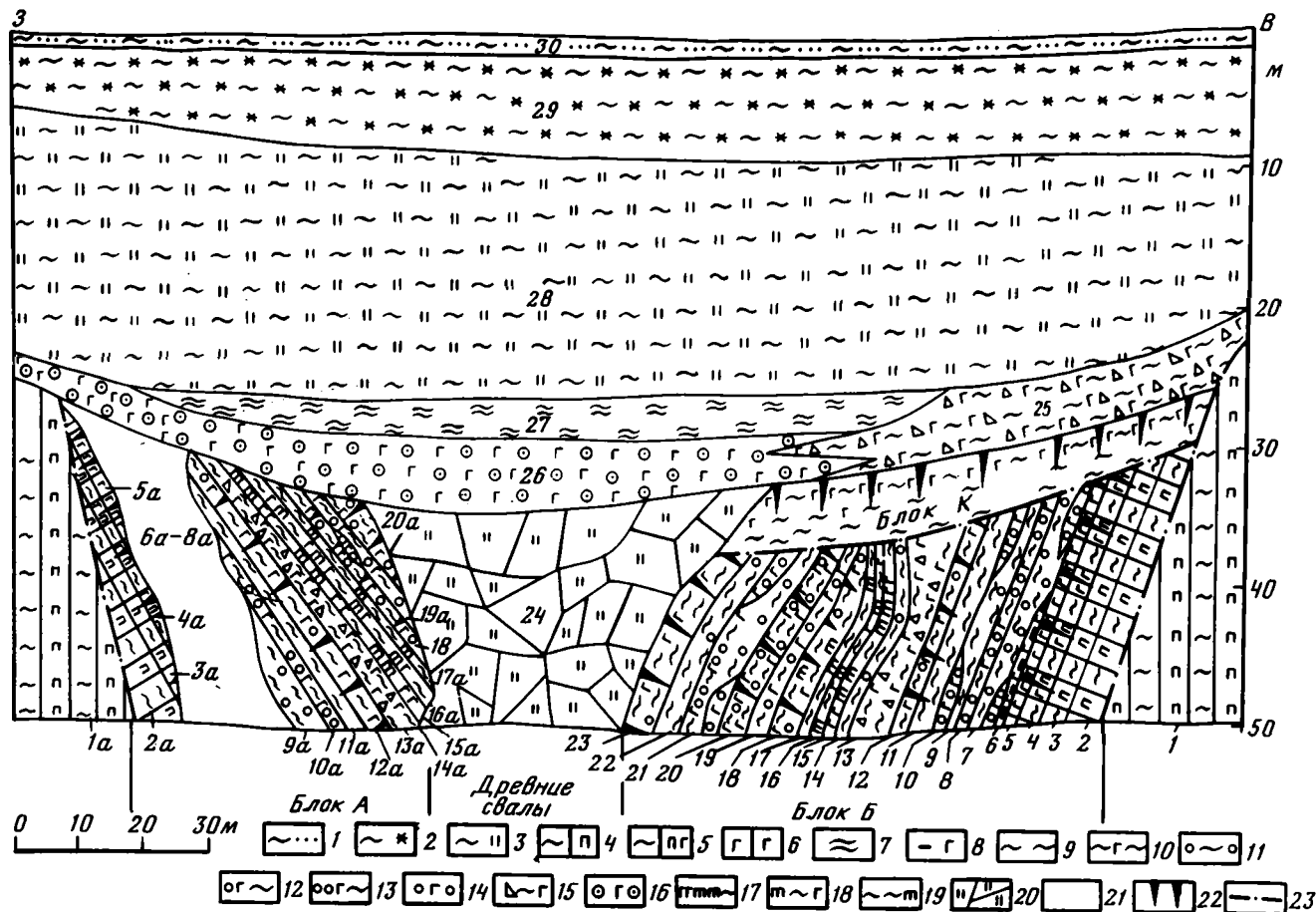
профиля XXII (рис. 8, 9). Из рис. 9 видно, что бокситоносные породы (слои 4—27, 4а—20а) ограничены снизу и сбоку глинами подрудной пачки (слои 1—3, 1а—3а), а сверху — глинами акжарской свиты (слой 28). В строении залежи наблюдаются два карстовых этажа.

Формирование карстовых этажей связано с локальной просадкой блоков бокситоносной толщи, которая осуществляется вследствие растворения подстилающих карбонатных пород. Сползание блоков осадочных пород в воронки сопровождалось возникновением зеркал скольжения, приконтактных брекчий, надвигов и др.

В пределах воронки 1 (см. рис. 8) к нижнему карстовому этажу относится основная по объему часть разреза бокситоносной толщи, в строении которой преобладают блоки крутопадающих слоев (слои 2—23 блока Б, слои 2а—20а блока А, слои блока К). В карстовом блоке А углы наклона слоев колеблются от 40 до 45°, в блоке Б — от 60 до 70°, в блоке К — 15°. К верхнему карстовому этажу мы относим верхнюю часть бокситоносной толщи (слои 25—27), залегающую с размывом на породах нижнего карстового этажа горизонтально.

Глины подрудной пачки, или ашутской свиты (см. рис. 9, слои 1, 1а, 2, 2а), слагают дно и борта эрозионно-карстовых депрессий. Цвет их желтый, серый, местами фиолетовый, состав каолинистый и гидрослюдисто-каолинистый.

Вопросы строения и генезиса пачки подрудных глин, залегающих в основании аркалыкской свиты с размывом на корях выветривания, рассматривались многими геологами. Установлено, что они заполняли главным образом карстовые,



эрозионно-карстовые депрессии или поля, возникавшие преимущественно на контакте терригенных и карбонатных пород девона [26, 196]; возможно, среди них имелись и эрозионные впадины [112]. В подрудной пачке широко распространены типично осадочные озерные, озерно-болотные, иногда аллювиальные отложения, представленные сероцветными углистыми или гумусированными глинами, иногда с линзами кварцевых песков, пропластками угля, часто содержащие разнообразную пыльцу и споры маастрихта. Глины имеют тонкую горизонтальную или изогнутую и смятую слоистость [26, с. 20]. Кроме того, в этой же пачке часто встречаются толщи пестроокрашенных глин: желтых, белых, фиолетовых, сиреневых, пятнистых и др., причем ряд их разновидностей часто практически неотличим от подстилающих глин коры выветривания песчано-сланцевых или карбонатных пород девона [26, с. 20], детально описанной Н.А. Лисицыной [125]. Сходство с корами выветривания еще больше подчеркивается присутствием в них слепков девонских брахиопод [196, с. 421], а также наличием постепенных контактов между низами аркалыкской свиты и элювиальными глинами. Различать глины коры выветривания и подрудной пачки сложно также из-за того, что в составе первых нередко установлены споры и пыльца палеоцена—эоцена (определения Е.Д. Заклинской), вымытые в кору выветривания во время ее формирования [25, с. 60—61].

На основании собственных наблюдений и данных других геологов [209] можно предположить, что подрудные глины представляют собой сложно построенное тело, в котором в результате карстовых просадок и оползаний нередко механически смешаны блоки типично осадочных (глинистых либо песчано-глинистых) пород и глин коры выветривания.

Формирование осадочных пород среди элювиальных образований карбонатного субстрата, вероятно, происходило как в наземных, так и в подземно-карстовых водотоках и водоемах (полостях слепого карста). В настоящее время отмечается наличие крупных карстовых полостей глубиной до 10 м в карбонатных породах, подстилающих бокситы [26]. Во время формирования бокситов в подобные карстовые полости с поверхностными водами заносились споры и пыльца наземных растений. Накопление пород подрудной пачки могло осуществляться также и в поверхностных водоемах либо водотоках. Затем отложившиеся здесь осадки часто вовлекались в карстовые провалы либо перекрывались сползающими блоками глинистой коры выветривания.

Смешение в подрудных глинах признаков элювия, с одной стороны, и осадочных толщ — с другой, характерно преимущественно для пород, развитых на карбонатном субстрате. При смене их на силикатный субстрат (сланцы, алевролиты, песчаники) элювиально-карстовые подрудные глины сменяются глинами коры выветривания или обычными осадками маастрихта.

Рис. 9. Схематический разрез по линии а—б воронки 1, участок 7 Аркалыкского месторождения (карьер, лето 1973 г.) (см. рис. 6)

1 — суглинки антропогена; 2 — глины аральской свиты неогена; 3 — глины акжарской свиты палеогена; 4—6 — подрудная пачка: 4 — глины желтые, серые, фиолетовые, 5 — бокситы сухаристые, каолинит-гиббситовые, пелитоморфные, пестроцветные, средняя зона латеритных почв, развитых на глинах подрудной пачки (во всех литологических типах пород знак Г свидетельствует о присутствии аутигенного гиббсита), 6 — бокситы каменные, гиббситовые, пелитоморфные, пестроцветные, верхняя зона латеритных почв на глинах подрудной пачки; 7—23 — бокситоносная пачка аркалыкской свиты маастрихта—палеоцена—эоцена: 7 — глины белые, каолиновые, 8 — бокситы сухаристые, пелитоморфные, темно-серые, углисто-глинистые, 9 — глины красно-бурые, каолиновые, 10 — бокситы сухаристые, пелитоморфные, красно-бурые, 11 — глины редкогравийные (редкобобовые), красно-бурые, 12 — бокситы сухаристые, редкогравийные (редкобобовые), гиббситизированные, красно-бурые, 13 — бокситы сухаристые, галечно-гравийные (бобовые), гиббситизированные, глинистые, красно-бурые, 14 — бокситы галечно-гравийные (бобовые), гиббситизированные, красно-бурые, 15 — бокситы сухаристые, щебнистые, гиббситизированные, глинистые, бурые, 16 — бокситы сухаристые, галечно-гравийные (бобовые), белые, глинистые, гиббситизированные, 17 — бокситы сухаристые, пелитоморфные каолинит-гиббситовые, с массой окисленного растительного детрита, желтые, 18 — бокситы сухаристые, пелитоморфные, сильноглинистые, гиббсит-каолиновые, желтые, 19 — глины красно-бурые, каолиновые, с редкими включениями окисленного растительного детрита, 20 — обально-оползневые образования палеоцен-эоцена, глинистые, местами бокситовые, красно-бурые, желтые, пестрые, 21 — плохо обнаженные участки бокситоносных отложений, 22 — вертикальные пятна обеления либо ожелезнения латеритных почв, 23 — линия карстовых оползаний блоков. Цифры — номера слоев

Рудная пачка аркалыкской свиты имеет сложное строение, в ней установлено два карстовых этажа.

В нижнем карстовом этаже воронки I присутствует ряд перемещенных блоков бокситовой толщи (см. рис. 8, 9). Рассмотрим строение одного из них (блока Б). Бокситоносные породы карстового блока Б отделены плоскостью карстового оползания от глин подрудной пачки (слой 1), обнажающихся в борту карстовой воронки; они наклонены под углом $60-70^\circ$ к ее центру и слагаются генетически разнородными отложениями: 1) элювиально-осадочными глинами подрудной пачки (слой 2), увенчанными пестроцветной латеритной почвой (слои 3—5) мощностью 7 м; 2) полифациальными осадочными бокситами, аллитами и глинами аркалыкской свиты (слои 6—23) мощностью 22,1 м. Преобладают делювиально-пролювиальные отложения (см. рис. 9, слои 7—9, 10, 12—14, 18—23), представленные красноцветными щелнистыми, галечными, дресвяными, гравийными (бобовыми), редкогравийными (редкобобовыми) сухаристыми бокситами и аллитами. Озерно-болотные отложения (слои 6, 15, 16) окрашены в черные, серые, белые цвета и слагаются тонкослоистыми углистыми каолиновыми глинами, аллитами, глиноподобными бокситами. Среди них встречены и пролювиально-озерные отложения (слои 11, 17) — красноцветные слоистые глины с минерализованным растительным детритом. Озерно-болотные отложения (слои 6, 15, 16) имеют серые, черные, белые цвета, тонкую горизонтальную слоистость, слагаются углистыми каолиновыми глинами, аллитами, глиноподобными бокситами. Осадки слоев 9, 10, 15, 18, 21 интенсивно преобразованы древними латеритными почвами и окрашены в пестро-красные цвета. Более подробное послойное описание пород, слагающих карстовый блок Б, дано ранее [209].

Древние коллювиальные осыпи, оползни и свалы развиты в пределах нижнего карстового этажа в центральной части воронки I (слой 24); в их строении перемежаются бокситы, аллиты и глины. Западная часть нижнего карстового этажа воронки I по строению во многом напоминает ее восточную часть. В бортах воронки здесь также развиты глины подрудной пачки (см. рис. 9, слой 1а), залегающие горизонтально. В блоке А, расположенном западнее плоскости карстового оползания, слои падают под углом $45-50^\circ$ к центру воронки. В строении блока А и блока Б фиксируется пачка желтоцветных подрудных глин (слой 2а) с пестроцветным латеритно-почвенным профилем в верхней части (слои 3а—5а) и слоистая красноцветная осадочная бокситоносная толща (слои 9а—20а), содержащая маркирующие горизонты пестроцветных латеритных почв (слои 11а—12а, 18а, 20а), пласт светло-желтых озерно-болотных отложений (слои 15, 16), пласт бокситового щебня (слой 13а).

Из сопоставления разрезов Б и А видно, что в их строении принимают участие принципиально одни и те же пласты пород. Поэтому для блока А на рис. 9 использована та же нумерация слоев, что и для блока Б, с добавлением к номеру слоя строчной буквы "а". При послойном сопоставлении разрезов блока А и Б фиксируются и некоторые различия в мощности одноименных слоев, степени их насыщенности обломками-бобовинами и др.

Таким образом, в нижнем этаже карстовой воронки I залегают отдельные блоки когда-то единой толщи, в которых прослеживаются одни и те же маркирующие горизонты. Крутые углы падения слоев (до $40-70^\circ$ и более), различные для каждого из блоков, указывают, что их современное залегание не истинное. Присутствие в крутопадающих пластах тонкослоистых озерно-болотных углистых гилбситовых глин и пролювиально-озерных глин свидетельствует об их первичном горизонтальном напластовании.

Севернее линии разреза а—б строение нижнего этажа бокситоносной толщи также сложное. Здесь фиксируется (см. рис. 8) ее пять крупных самостоятельных блоков с углами падения слоев от 25 до 70° (блоки В—Ж). К югу от линии разреза а—б блоки З—К имеют залегания слоев $15-30^\circ$.

Следует подчеркнуть, что во всех данных блоках прослеживаются те или иные части полного разреза бокситоносной толщи, составленного при описании блока А.

В верхнем карстовом этаже слагающие его пачки пород с размывом и угловым несогласием перекрывают бокситоносные отложения нижнего этажа либо глины подрудной пачки. В их составе преобладают грубообломочные породы: галечно-щебнистого бокситового аллювия и делювия (слой 25) и галечно-бобового руслового бокситового аллювия (слой 26); в верхах появляется пачка пойменных глин (слой 27). Пласты пород залегают горизонтально либо имеют небольшие уклоны (до 10—15° в делювиальных отложениях). В составе обломков присутствуют различные литологические и генетические типы аллитов и бокситов из нижнего карстового этажа.

Данные бокситоносные отложения перекрываются пестроцветными глинами палеогеновой акжарской свиты (28), зеленоцветными гипсоносными глинами неогеновой аральской свиты (29) и коричневыми суглинками антропогена (30) (см. рис. 9).

Двухэтажное строение бокситовой толщи зафиксировано и во многих других карьерах Амангельдинского месторождения.

Особенности формирования бокситоносных залежей сложного строения. Анализируя строение разреза рассмотренной карстовой воронки с двухэтажным строением залежи, можно выявить те принципиальные особенности накопления в них каолинит-бокситовых отложений, которые необходимо знать, приступая к детальным генетическим исследованиям.

На первом этапе в достаточно обширных карстовых депрессиях, имеющих сравнительно пологие борта, накапливались осадочные толщи бокситов (см. рис. 9, 1—23) с напластованием, близким к горизонтальному. В это время продолжалась цикличная, небольшой амплитуды просадка дна карстовой впадины, что вызывало ритмичное поступление в область аккумуляции латеритного обломочного или глинистого материала. Нередко на поверхности осадков формировались латеритные почвы. С течением времени возникали крупные полости слепого карста. Подобные подземные полости, открытые или заполненные песчано-глинистыми породами, зафиксированы под бокситами в карбонатных породах фундамента при разведочном бурении [26]. Н.А. Лисицына [125] также отмечает, что в палеоцене и эоцене синхронно с накоплением бокситов продолжалось интенсивное выветривание подстилающих их карбонатно-терригенных пород фундамента в условиях активной циркуляции грунтовых вод, с чем было связано обильное поступление в элювий спор и пыльцы наземных растений. Началась просадка дна (с амплитудой до нескольких десятков метров) карстовых воронок в пределах контура более обширной карстовой депрессии. В возникшие отвесные воронки сползали крупные блоки пород, слагающие ее борта (осадочные бокситоносные отложения, иногда подрудные глины, невыветрелые или полувыветрелые остатки пород фундамента).

После частичного заполнения воронки на относительно выровненной кровле пород первого карстового этажа возобновлялось обычное осадконакопление и формировались глинисто-бокситовые толщи — породы второго карстового этажа (слои 25—27), а также более молодые безрудные кайнозойские отложения (слои 28—30). Эти образования повсеместно залегают на отложениях первого карстового этажа с несогласием и размывом. После накопления аркалыкской свиты в рассматриваемых депрессиях интенсивные карстовые просадки, подобные тем, которые проявились на рубеже между первым и вторым карстовым этажом, не фиксируются. Но в сильно ослабленной форме остаточные просадки днища карстовых депрессий все же продолжались, что приводило к увеличению мощностей, перекрывающих бокситы акжарской, аральской и других свит, к изгибаниям или дислокациям пластов [26, 209].

Различные морфологические типы залежей простого и сложного строения

эрозионно-карстовых бокситов Казахстана подробно рассмотрены [26; 196; 209, с. 73]. Необходимо подчеркнуть, что к настоящему времени детально изучены вскрытые карьерами воронки со сравнительно небольшими мощностями бокситоносной толщи (до 30—50 м) и двумя карстовыми этажами. Пока не ясно строение глубоких воронок (до 100—200 м), которые могут иметь много карстовых этажей.

Проведенные исследования подтверждают точку зрения, что главным морфологическим типом рудных депрессий на Амангельдинских месторождениях являются карстовые или эрозионно-карстовые депрессии. Литолого-фациальные исследования отложений в карьерах Аркалыкского, Северного и Ашутского месторождений свидетельствуют о развитии в нижней и средней частях аркалыкской свиты делювиально-пролювиальных или озерно-болотных отложений (см. рис. 9, слои 6—24). Лишь в верхах рудной толщи в породах второго карстового этажа широко представлен аллювий. Но встречается он не повсеместно (например, в пределах Центрального участка Северного месторождения его фации совсем не установлены). Еще выше, в надрудной песчаной кенетайской свите, аллювиальные отложения становятся доминирующими [94, 198]. Лишь с этого времени многие карстовые депрессии Амангельдинских месторождений стали использоваться транзитными речными долинами. Это привело к смене источников питания: обломки латеритного состава (местного происхождения) заменяются кварцевыми терригенными зернами, поступающими из более отдаленных областей. Так или иначе, время образования здесь речных долин с бокситовым аллювием мы ограничиваем концом времени формирования рудной толщи аркалыкской свиты.

ГЛАВА ВТОРАЯ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ГЕМАТИТ-КАОЛИНОВОЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Выше отмечалось, что континентальные гумидные пестроцветы маастрихта — среднего эоцена Казахстана и его северных обрамлений имеют однотипный облик и представлены преимущественно кремнисто-каолиновыми толщами, сменяющимися в эрозионно-карстовых депрессиях каолинит-бокситовыми отложениями. Важной особенностью их генезиса являются интенсивные преобразования осадков процессами древнего гипергенеза, в результате чего они приобретали сходство с корами выветривания или почвами. Это отмечалось различными авторами для северозайсанской свиты Восточного Казахстана [64, 68, 69, 207], карачумской свиты Горного Алтая [128, 200], джартаасской, сарысуйской и аркалыкской свит Центрального Казахстана [94, 141, 166, 212]. Поэтому изучение характеризуемого парагенеза проводилось по двум направлениям — как обычных осадочных толщ и как продуктов древнего гипергенеза. Приведем описание парагенеза в различных тектонических структурах суши: во впадинах Алтайского эпиплатформенного орогена, в периферийной части Западно-Сибирской плиты и Казахского щита (с изложением кратких сведений по прилегающим районам).

Учитывая большие размеры исследуемой территории при порегионной характеристике ассоциации, остановимся лишь на наиболее важных чертах ее строения и состава, позволяющих раскрыть главные особенности процессов седиментогенеза и литогенеза, выявить причины появления гумидных красноцветов в разрезах континентальных толщ. В работе совсем не затрагивались или рассматривались лишь в общей форме менее важные по значимости вопросы, касающиеся тех или иных сторон образования гумидных красноцветов или их вто-

ричных изменений, широко представленных в данных толщах (особенно в бокситах). В связи с выявленной крайне важной ролью еще слабо изученных процессов древнего гипергенеза в постседиментационных преобразованиях осадков ассоциации они рассмотрены подробнее.

КРЕМНИСТО-КАОЛИНОВЫЕ ПЕСТРОЦВЕТЫ

Данные толщи резко преобладают в разрезах ассоциации в пределах всех характеризующихся тектонических структур. Детально рассмотрим их на примере разрезов межгорного прогиба Алтайского эпиплатформенного орогена, где они наиболее хорошо обнажены, изучены и могут служить литотипом кремнисто-каолиновых толщ. Сведения о разрезах других регионов будут даны кратко.

АЛТАЙСКИЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕН

В пределах Алтайского эпиплатформенного орогена кремнисто-каолиновые пестроцветы наиболее широко развиты в Зайсанской межгорной впадине, а также в ряде других крупных и мелких депрессий Южного, Рудного и Горного Алтая.

Зайсанская впадина

Толща кремнисто-каолиновых пестроцветных отложений, известная здесь под названием северозайсанской свиты дат-палеоценового возраста, имеет мощность до 100—200 м, хорошо обнажена на севере впадины во многих пунктах приподнятой аккумулятивной равнины. Ее полные разрезы можно наблюдать у западного подножия горы Кара-Бирюк и на северном берегу оз. Зайсан, у подножия горы Чекельмес. Прекрасно отпрепарированные эрозией обнажения этой толщи представлены у гор Кинин-Кериш, Джуван-Кара, Уш-Кара и сопки Керши. Они почти непрерывной полосой прослеживаются от солонца Кызыл-Как вдоль северного склона горы Пшук до соленого оз. Бите-Как на расстоянии 70 км. Северозайсанская свита пройдена также многими скважинами, от гор Аркаул на севере до побережья оз. Зайсан на юге. Таким образом, строение и состав толщи на значительной площади подробно изучены.

Обнажения свиты обращают на себя внимание яркой пестро-красной окраской. В ее строении доминируют глины, окремненные глины, встречаются прослои алевроитов и кварцевых песков или алевролитов и песчаников. Плотные окремненные или ожелезненные породы свиты, устойчивые к эрозии, нередко бронируют обнажения свиты, защищая их от размыва и образуя карнизы, уступы, столовые возвышенности, башенные формы рельефа.

Преобладающий цвет пород красный, равномерно окрашивающий пачки пород или образующий пятна, полосы, разводы. С ним сочетаются белые, светлосерые и зеленовато-серые цвета, что и создает общую пестроту окраски.

Особенностью северозайсанской свиты является то, что основная часть ее отложений в той либо иной мере была преобразована древним гипергенезом (в процессе осушения осадков, разрастания почв или воздействия почвенно-грунтовых вод). Гипергенное преобразование характеризующихся отложений происходило не в какие-то обособленные отрезки геологической истории, а осуществлялось субсинхронно с процессами осадконакопления.

При описании ассоциации сначала рассмотрим ее отложения, не измененные или слабо измененные древним гипергенезом (именно они могут характеризовать условия формирования ассоциации как осадочной толщи), затем — отложения, преобразованные субсинхронным гипергенезом, раскрывающие качественно иные особенности среды областей древней седиментации.

Отложения, не измененные или слабо измененные древними гипергенными

Таблица 1
Фациальная характеристика
пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации

Фация	Индекс	Макрофация	Генетическая группа отложений
1	2	3	4
Гравийно-песчаных осадков русла относительно крупной равнинной реки	АРК	Русловых осадков	Аллювиальная
Песчаных осадков русла малой равнинной реки	АРМ	То же	"
Песчано-алевритово-глинистых осадков прирусловой части поймы	АПП	Пойменных осадков	"
Алевритово-глинистых осадков поймы и ее полупроточных или застойных водоемов	АПА	То же	"
Галечно-гравийных (бобовых) осадков руслового потока карстовой реки	АКР	Карстового аллювия(балочного типа)	
Глинистых осадков поймы карстовой реки, ее полупроточных или застойных водоемов	АКП		
Щебнистых осадков делювиальных потоков крутых склонов или их подножий	ДЩ	Делювиальных осадков	Делювиально-пролювиальная
Дресвяно-гравийно-песчаных осадков делювиальных потоков пологих склонов или их подножий	ДДП	То же	То же
Галечно-гравийных (бобовых) карстовых осадков верховьев (центральной части) карстового пролювиального конуса выноса	ПКБ	Пролувиальных осадков	"
Редкогравийно(бобово)-глинистых осадков нижней (внешней) части карстового пролювиального конуса выноса	ПКР	То же	"
Глинистых осадков небольших пересыхающих озер периферийной части карстового пролювиального конуса выноса	ПКГ	"	"
Песчано-глинистых осадков пролювия плоскостного смыва и небольших пересыхающих озер пологонаклонной холмистой равнины	ППП	"	"
Существенно глинистых осадков пролювия плоскостного смыва и небольших сезонно пересыхающих озер плоской или пологонаклонной равнины	ПОГ	"	"
Песчано-глинистых или глинистых осадков заливающихся участков озер или болотистых озер карстовых впадин	ОКП	"	"
Глинистых или гилбситово-глинистых осадков периодически осушающихся участков озер или болотистых озер карстовых впадин	ОКГ	Озерно-болотных карстовых осадков	Озерно-болотная
Углисто-глинистых осадков болотистых участков озер карстовых впадин	ОКУ	То же	То же
Углистых и глинисто-углистых осадков торфяных болот карстовых впадин	БКТ	"	"
Глинисто-боксито- или известняковых осадков обвалов, оползней карстовых впадин	ООК	Обвальнo-оползневых осадков карста	Коллювиальная

процессами. Они составляют незначительную долю (не более 10—30%) общей массы пород северозайсанской свиты (см. рис. 3,4). Однако в некоторых разрезах (Кериш, Кызыл-Как, Киин-Кериш и др.) они более широко развиты. Как и любая континентальная толща, описываемая ассоциация отличается в разрезе и по латерали частым чередованием отложений различного генезиса. Полный набор фаций, макрофаций пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации приведен в табл. 1.

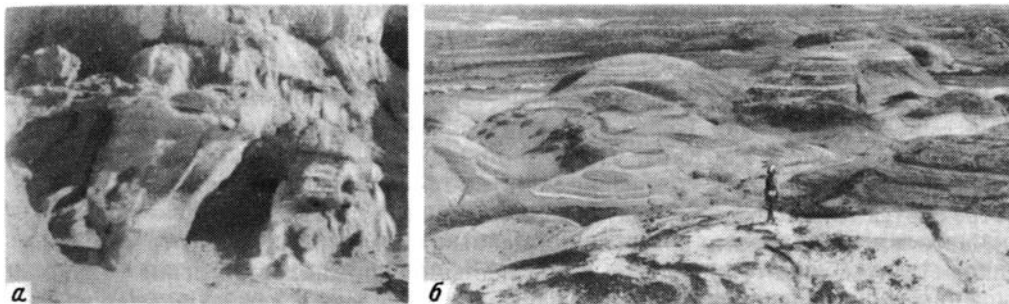


Рис. 10. Выходы аллювиальных фаций северозайсанской свиты в Призайсанье: *а* — обеленные русловые пески и перекрывающие их пойменные алевроитовые глины, разрез Керши; *б* — красноцветные слоистые пойменные алевроиты и глины, разрез Киин-Кериш; *в* — зарисовка трещин обеления на поверхности пойменных алевроитовых глин в разрезе у сопок Керши (план)
1 — красные глины; 2 — трещины обеления

В Зайсанской впадине характеризуемые отложения представлены двумя основными генетическими группами — делювиально-пролювиальной и аллювиальной (см. рис. 3, А). Обычно в разрезах ассоциации делювиально-пролювиальные отложения (преимущественно пролювиальные) преобладают над аллювиальными, хотя иногда имеются и обратные соотношения.

1. Аллювиальная группа (рис. 10, *а—в*) характеризуется косой либо горизонтальной слоистостью пород, хорошей сортировкой обломочного материала и его удовлетворительной или хорошей окатанностью, относительной выдержанностью литологических типов пород. В аллювиальной группе отложений выделяются следующие фации (см. табл. 1).

Фация гравийно-песчаных осадков русла относительно крупной равнинной реки (АРК) состоит из слоев, линз и пачек песков, гравийных песков или гравийников с хорошо выраженной косой и косоволнистой однонаправленной параллельной слоистостью (см. рис. 10, *а*) мощностью не более 2—3 м. Обломочные зерна существенно кварцевых состава средней и хорошей окатанности. Цвет пород светло-серый и белый со "струями" ожелезнения.

Фация гравийно-песчаных осадков русла малой равнинной реки (АРМ) представлена маломощными (0,5—2 мм) линзами и прослоями косослоистых кварцевых песков и песчаников с железистым и кремнистым цементом преимущественно белой, местами пестрой окраски. Обломочные зерна имеют различную окатанность. Пески часто глинистые, нередко они цементируются гетит-гематитом или опал-халцедоном.

Важной особенностью аллювиальных отложений является широкое развитие в них пойменных фаций, часто составляющих основную часть разрезов. Глинисто-алевроитовые (местами с линзами песков) и глинистые пойменные отложения имеют мощности от первых метров до нескольких десятков метров.

Фация алевроитово-глинистых осадков полупроточных или застойных водоемов

поймы (АПА) встречается наиболее часто. В ее составе особенно широко развиты красноцветные алевроитисто-глинистые отложения типа АПА-1 (см. рис. 10,б), накапливающиеся в пересыхающих водоемах (преимущественно в пределах высокой поймы или высоких надпойменных террас). Для пойменных алевроитистых глин характерна тонкая горизонтальная слоистость. В некоторых обнажениях (например, у сопок Уш-Кара, Пшук и др.) видны остатки корней пойменных субтропических лесов, замещенные гетит-гематитом или опал-халцедоном. Встречаются также и остатки фауны, замещенные гетит-гематитом.

Часто на поверхности красных пойменных алевроитистых глин (в плане) наблюдается (см. рис. 10,в) система полигональных прожилков обеления толщиной 1—20 см, имеющая субвертикальную ориентировку и прослеживающаяся на глубину 0,2—1 м. Это обеление, вероятно, происходило по трещинам, возникавшим при осушении осадков. В ряде случаев подобные трещины впоследствии заполнялись глиной, опал-халцедоном или гетит-гематитом. В Южном Призайсанье (разрез Тайжузген), в зоне сочленения гумидных и аридных отложений северозайсанской свиты, они выполнены жильным гипсом [207].

Углистые или гумусированные алевроитово-глинистые отложения с линзами песков генетического типа АПА-2 встречаются в разрезах пойменного аллювия очень редко; их образование происходило в болотистых участках низкой поймы и низких надпойменных террас (болотистых старицах, водоемах). Данные осадки состоят из углистых или гумусированных тонкослоистыми, местами неслоистыми алевроитами, глинами, содержащими растительный детрит и нередко отпечатки листовой флоры. Отложения имеют серый, черный, коричневый цвет, в обнажениях (в окисленном состоянии) иногда содержат выделения ярозита, лимонита, часто представляющие собой псевдоморфозы по пириту.

Фация песчано-алевритово-глинистых осадков прирусловой части поймы (АПП) обычно приурочена к основанию разрезов пойменных отложений и контактирует с русловыми фациями. Породы, преимущественно белые или серые, характеризуются волнистой, волнисто-горизонтальной или мелкой косоволнистой слоистостью.

Минеральный состав различных фаций аллювия отличается постоянством.

Обломочный материал аллювиальных отложений более чем на 90% представлен кварцем. Только грубообломочный русловый аллювий относительно крупных рек обнаруживает повышенные содержания полевых шпатов (2—4%), мусковита (до 5%), каолинизированные обломки песчаников и сланцев, иногда листочки биотита.

Глинистое вещество аллювиальных отложений состоит преимущественно из каолинита с небольшой примесью гидрослюда и реже смектита (рис. 11, обр. 626, 66в, 34в, 68б, 62а, 900б).

Органическое вещество в аллювиальных отложениях, как правило, отсутствует (по данным силикатных анализов, обычно $C_{орг} = 0$). Это важная особенность гумидной гематит-каолиновой ассоциации, отличающая ее от аллювия других гумидных парагенезов (например, угленосных формаций), где обычно отмечаются высокие фоновые содержания органического вещества вплоть до промышленных пластов углей. Установлено, что при формировании маастрихт-среднеэоценового аллювия его осадки первоначально тоже были обогащены органическим веществом, которое при постседиментационных преобразованиях в окислительной обстановке разрушилось. Однако следы органики сохранились в благоприятных условиях в виде минеральных псевдоморфоз по растительным остаткам, а также в виде отпечатков флоры, а иногда в линзах неокисленных осадков болотистой поймы (тип АПА-2) осталось и органическое вещество (в форме тонкорассеянного гумуса или обугленного растительного детрита). Содержание $C_{орг}$ здесь в слабо гумусированных породах колеблется в пределах 0,1—1,2%.

Аутигенные минералы в большинстве случаев представлены гетит-гематитом, местами опал-халцедоном, тонкорассеянным в породах или образующим стяжения, конкреции, пятна, корочки, плитки, псевдоморфозы по растительным остаткам, цемент в песчаниках и алевролитах. В единичных случаях в линзах гумусированных или углистых отложений встречаются пирит или продукты его окисления (жрозит, гетит, гипс).

2. Делювиально-пролювиальная группа отложений характеризуется отсутствием или слабо выраженной слоистостью, плохой сортировкой, окатанностью, ориентировкой обломочного материала, грубослойным характером напластования, неравномерностью окраски пород. В разрезах ассоциации пролювиальные отложения обычно резко преобладают над делювиальными, единичные линзы которых чаще всего тяготеют к подошве северозайсанской свиты.

В составе делювия (см. рис. 3, А) основное развитие получает фация дресвяно-гравийно-песчаных осадков делювиальных потоков пологих склонов (ДДП). Более грубообломочные отложения фации щебнистых осадков делювиальных потоков крутых склонов (ДШ) встречаются редко.

В строении пролювия гумидных красноцветов обычно доминируют глинистые толщи с линзами песков, алевроитов. В составе пролювиальных отложений широко представлены две фации — песчано-глинистых осадков пролювия плоскостного смыва пологонаклонной холмистой равнины (ППП) и существенно глинистых осадков пересыхающих небольших озер или пролювия плоскостного смыва и пересыхающих озер плоской равнины (ПОГ). Гравийно-песчаные или песчано-глинистые (сильно опесчаненные) осадки фации PPP в большей мере тяготеют к прибрежным частям впадины или к основанию свиты, хотя нередко они появляются и в других ее частях (см. рис. 3, А). Фация существенно глинистых пролювиально-озерных осадков (ПОГ) наиболее часто формировалась в центральной части впадины. Это отложения пролювия плоскостного смыва или небольших пересыхающих озер плоской или пологонаклонной равнины.

В разрезах Зайсанской впадины делювиально-пролювиальные отложения имеют пеструю (серую, белую, красную, коричневую) окраску, содержат выделения гетита, гематита, опала, халцедона.

Осушение глинистых делювиально-пролювиальных осадков, как и аллювиальных, способствовало формированию в них полигональных трещин с последующим заполнением гетит-гематитом, опал-халцедоном; на их поверхности часто возникали незрелые пестроокрашенные почвы.

Минеральный состав отложений делювиально-пролювиальной группы мало чем отличается от такового аллювиальной.

Обломочный материал пролювиальных отложений на 94—98% представлен кварцем и силицитами (кремнями, яшмами, кварцитами). В виде единичных зерен присутствуют полевые шпаты, мусковит и обломки пелитизированных песчаников и сланцев; в наиболее грубообломочных разновидностях пород их содержание увеличивается до 6—10%.

Глинистое вещество, слагающее основную массу пород, представлено преимущественно каолинитом, часто с небольшой (до 30%) примесью гидрослюда и смектита, что подтверждается дифрактограммами (см. рис. 11, обр. 386, 65д). Только в единичных образцах из грубообломочных делювиально-пролювиальных отложений возрастает роль смектитовых или смешанослойных гидрослюдисто-смектитовых минералов.

Органическое вещество в делювиально-пролювиальных отложениях почти полностью минерализовано ($C_{орг} = 0$). В шлифах иногда наблюдаются окремненные клетки древесины, а в обнажениях местами сохранились фрагменты минерализованных корневых систем деревьев, замещенных опал-халцедоном или гетит-гематитом.

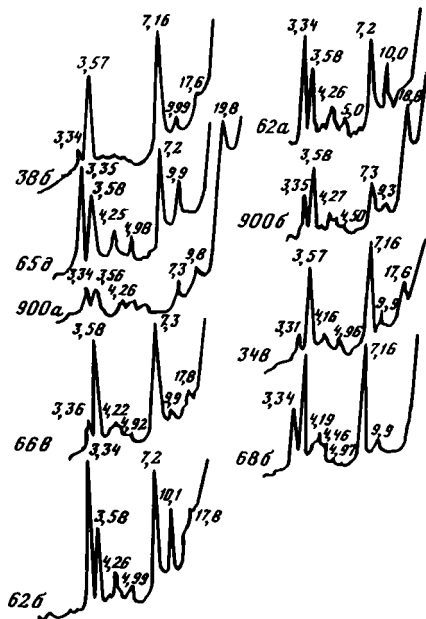


Рис. 11. Дифрактограммы глинистых фракций северозайсанской свиты

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:* 62б — алевроиты серые, гумусированные, с растительным детритом и отпечатками листьев, разрез Джуван-Кара, 66в — алевроиты красные, с белыми пятнами, разрез Букомбай, 34в — глины коричневые, алевроитистые, разрез Киин-Кериш; *русовые отложения:* 68б — пески мелко- и средне-зернистые, кварцевые, разрез Керши, 62а — пески кварцевые, желтые, разрез Джуван-Кара, 900б — пески кварцевые, белые, разрез Чакельмес

Аутигенные образования представлены окислами железа (гетитом, гематитом) в виде стяжений, бобовин, пятен и линз различной формы, а также в виде тонкой пигментной массы в породах, окрашивающей их в коричневые и красно-коричневые тона. Кроме того, встречаются опал и халцедон в тонкорассеянном состоянии в форме цемента в песчаниках и алевролитах или образующие псевдоморфозы по растительным остаткам.

Таким образом, важной особенностью, присущей большинству делювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений северозайсанской свиты (не измененных или слабо измененных гипергенными процессами), является их монотонный красный и пестро-красный цвет. Это связано с присутствием в породах гетита или гематита, тонкие пленки которых развиты на поверхности терригенных зерен. Данная окраска вполне закономерна, ибо слагающий свиту кварц-каолиновый терригенный материал является продуктом размыва и переотложения красноцветно-пестроцветных каолиновых кор выветривания, развивавшихся на древних водоразделах. Основная часть осадков северозайсанской свиты накапливалась в окислительной обстановке (при периодическом осушении осадков делювия, пролювия или аллювия). Поэтому первичные красные или пестро-красные окраски осадков в них сохранялись. По данным силикатного анализа, содержания Fe_2O_3 в них составляют 5—10%, FeO — 0—0,1%.

Пластово-диагенетическое обеление пород. Среди пестроцветно-красноцветных толщ ассоциации нередко встречаются линзы, пласты или пакки обеленных песков, алевроитов или глин с содержанием Fe_2O_3 0,5—2%, возникновение которых, вероятно, связано с постседиментационным оглеением пород. В красноцветных формациях подобные процессы рассмотрены А.И. Перельманом [150], Е.Н. Борисенко [16] и др. Е.Н. Борисенко установила, что вынос соединений железа при оглеении красноцветных пород достигает 30—60% их первоначального содержания. Известно, что оглеение пород может сопровождать процессы диагенеза, гипергенные или катагенетические преобразования. В составе северозайсанской свиты фольшая часть обеленных пород, вероятно, связана с глеевыми диагенетическими процессами. Установлено, что они не приурочены к горизонтам циркуляции подземных вод, а имеют строгий фациальный контроль, будучи развиты главным образом среди аллювиальных отложений (см. рис. 10, а) причем в тех их частях, которые накапливались в устойчивой субаквальной обстановке и не испытывали процессов осушения (участки русла, прирусловых частей поймы, низкой заболоченной поймы с озерами). Важно подчеркнуть, что обеление древнего аллювия протекало не только в проницаемых песчано-алевритовых слоях, но часто затрагивало и практически водонепроницаемые пойменные глины.

Таблица 2
Химический состав аллювиальных пород
разреза Киин-Кериш, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	34в
SiO ₂	84,19	85,57	64,38	61,97	46,38	52,75
TiO ₂	0,36	0,56	0,73	0,91	0,77	0,94
Al ₂ O ₃	7,47	6,75	18,57	21,47	29,11	24,90
Fe ₂ O ₃	2,08	1,73	3,78	3,44	9,36	8,90
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	0,13	0,01
CaO	0,45	0,49	0,81	0,64	0,01	0,81
MgO	0,73	0,78	1,29	0,82	0,79	0,77
MnO	Следы	Следы	Нет	0,01	0,64	0,01
Na ₂ O	0,34	0,34	0,45	0,23	0,42	0,18
K ₂ O	0,83	0,54	1,96	0,77	1,03	2,35
H ₂ O ⁺	2,28	2,04	5,47	6,61	9,56	7,91
H ₂ O ⁻	0,95	0,86	2,31	1,42	1,27	0,90
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
C	"	"	"	1,20	"	"
P ₂ O ₅	0,004	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01
Σ	99,68	99,66	99,76	99,50	99,48	100,44

Примечание. Привязка образцов к разрезу дана на рис. 12. Описание образцов: 1 — пески среднезернистые, кварцевые, серовато-белые; 2 — алевроиты светло-серые; 3 — алевроитистые глины белые; 4 — алевроитистые глины серовато-коричневые, гумусированные, с отпечатками листьев; 5, 34в — алевроитистые глины кирпично-красные.

В качестве примера рассмотрим аллювиальную толщу разреза Киин-Кериш (рис. 12, слои 2—15), которая имеет двучленное строение. Ее верхи (слои 12—15) окрашены в кирпично-красный или красно-пестрые цвета, а нижняя часть (слои 2—11) белая или серая. В составе толщи выделены осадки русла малой реки (слои 2, 5, 10), прирусловых частей поймы (слои 4, 6, 7, 9, 11), заболоченных озер низкой поймы (слои 3, 8), а также отложения паводковых вод и озер высокой поймы (слои 12—15).

Накопление отложений высокой поймы осуществлялось в субаэральной обстановке в условиях господства процессов осушения и окисления осадков, разрастания на них почв вплоть до появления зрелой почвы (слои 13—15). Поэтому здесь формировались исходные красноцветные осадки (продукты переотложения красно-пестроцветных кор выветривания). Содержание в них Fe₂O₃ (табл. 2, обр. 5, 34в) составляет 9,36 и 8,9%, FeO — 0,13 и 0,01%, а значения C_{орг} = 0.

Вероятно, подобные же первично-красноцветные продукты перемыва кор выветривания отлагались в пределах низкой поймы и русла реки. Однако здесь господствовали субаквальные обстановки и нередко захоронялось органическое вещество (в углистых глинах обр. 4 C_{орг} = 1,2%, см. табл. 2). При диагенезе происходило восстановление окисных форм железа и их вынос из осадков. В результате в оглеенных отложениях (см. табл. 2, обр. 1—4) содержания Fe₂O₃ сокращаются до 3,44—1,73%. Силикатный анализ оглеенных аллювиальных пород северозайсанской свиты свидетельствует о том, что наиболее низкие значения Fe₂O₃ (0,5—1,0%) характерны для песчано-алевритовых отложений; в алевроитистых глинах и глинах содержания Fe₂O₃ обычно не опускаются ниже 1,4—2,2%.

Ряд геологов уже давно связывают появление обеленных пород в составе красноцветных толщ с процессами диагенеза. Г.И. Бушинский [20] описал их в бокситоносных красноцветах, причем данные процессы очень напоминают отмеченные выше в северозайсанской свите. А.И. Перельман [150], Е.Н. Борисенко [16] и другие отмечают, что при оглеении аридных красноцветов, помимо вос-

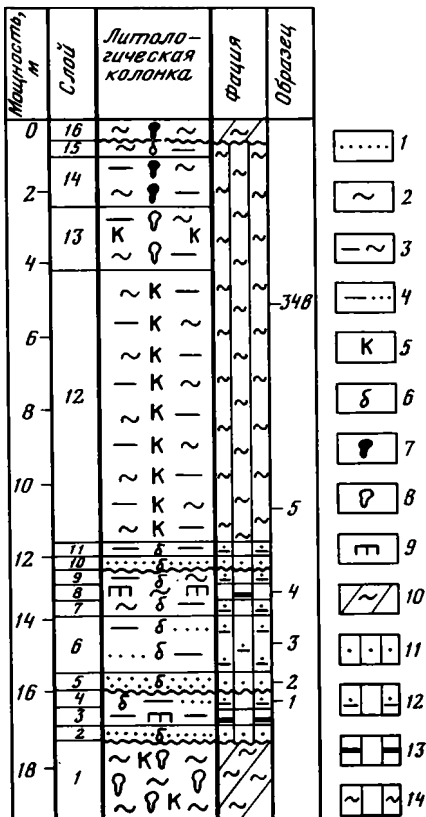


Рис. 12. Выходы аллювиальных отложений северозайсанской свиты у сопки Киин-Кериш

1—4 — породы: 1 — пески, 2 — глины, 3 — алевроитистые глины, 4 — переслаивающиеся алевроиты, пески и глины; 5, 6 — окраска пород: 5 — красные, 6 — белые; 7 — вертикальные пятна, стяжения и конкреции гетит-гематита; 8 — вертикальные пятна обеления; 9 — включения углистого детрита или гумуса; 10—14 — фации и типы (см. табл. 1 и описание в тексте); 10 — ПОГ, 11 — АРМ, 12 — АПП, 13 — АПА-2, 14 — АПА-1

становления соединений железа и выноса их из пород, фиксируются и другие изменения субстрата (распад на микроагрегаты, повышение дисперсности, коллоидальности пород, уменьшение пористости и водопроницаемости, вынос свинца, молибдена, преобразование алюмосиликатной части и др.). В оглеенных отложениях северозайсанской свиты подобные исследования специально не проводились. Возможно, отмеченные факты нахождения в белочетных аллювиальных отложениях каолинизированных слюд или обломков полевых шпатов сопровождали диагенетическое оглеение маастрихт-палеоценовых пород. Древние глеевые процессы способствовали также преобразованиям осадков в некоторых типах древних почв, что будет рассмотрено далее.

Таким образом, в маастрихт-палеоценовых ландшафтах Призайсанья накапливались осадки преимущественно однородного литохимического состава — высокостарые каолиновые глины, кварцевые пески и алевроиты. В боль-

шинстве случаев отложения уже несут следы отчетливых гипергенных преобразований: осушения, окисления, растрескивания, разрастания почв и др. Однако в данных незрелых почвах еще отсутствуют глубокие минеральные изменения исходного субстрата и не выражена дифференциация вещества на аллювиальные зоны или горизонты. Это слабо измененные или не измененные гипергенезом породы часто служили материнским субстратом для последующих интенсивных гипергенных преобразований.

Отложения, интенсивно преобразованные древним гипергенезом. В северозайсанской свите отложения, интенсивно преобразованные древними почвами, составляют подавляющую часть ее объема — от 50 до 70—100% мощности (см. рис. 3, А). Внешний облик пород очень эффектен; это пачки преимущественно ярких красно-пестрых тонов, очень часто на светло-сером или белом фоне пестреют различной густоты и очертаний красные, коричнево-красные, бурые, реже фиолетовые пятна преимущественно субвертикальной ориентировки (см. рис. 5а). Отличительным их признаком также является полное или почти полное нарушение первично-седиментационных текстур с заменой их на типично почвенные.

В разрезах подобных толщ часто хорошо видны ископаемые почвы или горизонты выветривания [68, 207]. Их материнскими породами являются различные по составу и фациальным особенностям отложения. Почвы по литологическим признакам тоже отличаются друг от друга. Внутреннее же строение многих профилей ископаемых почв относительно однотипно и имеет следующий вид. В основании профиля залегают слабо измененные осадочные породы, по сравнению с мате-

ринскими слоистыми красноцветами в них появляются относительно редкие субвертикальной ориентировки пятна или полосы. Первичная слоистость пород нарушена, но местами еще хорошо видны ее реликты. Вынесенное из обеленных участков железо концентрируется по периферии пятен, придавая породам пятнисто-красный облик. Гетит и гематит обычно лишь пигментируют глинистые частицы, почвенные стяжения или конкреции для этой зоны не характерны. Обеление в породах в форме трубчатых пятен или жил, вероятно, приурочено к корням древних растений или полигональных трещин, возникших при осушении илов. Данная часть профиля называется зоной нижних пестроцветов (I) и имеет мощность 1—3 м.

Выше по профилю насыщенность пород пятнами обеления возрастает, одновременно усиливается густота окрасок окружающих их красных пятен, появляются прожилки и стяжения гетит-гематита, породы становятся более плотными и крепкими. Этот интервал профиля назван зоной верхних пестроцветов (II), ее мощность 2,5—4 м.

Зона верхних пестроцветов может завершать строение элювиального профиля, но чаще на ней залегает зона каменистой элювиальной кирасы (III) или местами зона поверхностного оглеения.

Наиболее ярко признаки гипергенных преобразований осадков фиксируются в кирасе (табл. I, а, б). Она сложена пестро-красными крепкими, часто камнеподобными породами — окремненными или ожелезненными аргиллитами, алевролитами, песчаниками — и имеет мощность 0,3—2,5 м. Как и в зоне II, в кирасе чередуются пятна и полосы обеления и ожелезнения субвертикальной ориентировки, наблюдаются стяжения или прожилки гидроокислов железа или опала. В результате пятнистой окраски поверхность кирасы в плане часто приобретает ячеистое строение (см. табл. I; рис. 13, а). Ячеистые с поверхности белые пятна, имеющие округлую или овальную форму диаметром 5—20 см, вглубь переходят в трубчатые каналы обеления субвертикальной ориентировки, которые хорошо проявляются в вертикальных стенках обнажений и иногда приобретают объемную форму там, где препарируются эрозией. Каналы причудливо переплетаются, нередко утолщаясь в верхах профиля, и, напротив, ветвятся и утоняются к его основанию, напоминая корневую систему растений (см. табл. I, а; рис. 13, б) и являясь остатками таковой.

Исследования показали, что корень обычно не заполнял весь трубчатый канал, а локализовался в его центральной части (см. рис. 13, а). Его встречающиеся реликты — это минерализованные окремненные остатки древесины корня или трубчатые пустоты от корней, остающиеся полыми либо (в большинстве случаев) заполненные фафоровидной кремнисто-глинистой массой. Диаметры древних корней растений обычно не превосходят 1—3 см. Внешняя часть трубчатых каналов нередко представляет собой уплотненную и обеленную кремнисто-глинистую породу — своеобразную трубчатую конкрецию вокруг корня. Важно отметить, что в зоне верхних пестроцветов (II) и в венчающей профиль кирасе (III) полностью исчезают слоистые текстуры материнских пород, развитые в основании элювиального профиля (I), они меняются на типично почвенные. Для этих двух зон наиболее характерны субвертикальная ориентировка пятен, полос, прожилков, стяжений, конкреций гидроокислов железа и других аутигенных минералов, своеобразные комковатые, комковато-сетчатые макро- или микро-текстуры пород (табл. II, а—е). Присутствующие здесь гетит и гематит нередко образуют в шлифах ветвисто-точечные выделения, напоминающие колонии железистых бактерий (табл. III, а).

В породах зоны верхних пестроцветов и кирасах часто отмечаются и другие аутигенные минералы, заполняющие многочисленные трещинки или пустоты. Это соединения опала или халцедона (табл. III, б) коллоидного глинистого вещества (табл. III, в). Опал нередко встречается в остатках кремнистых

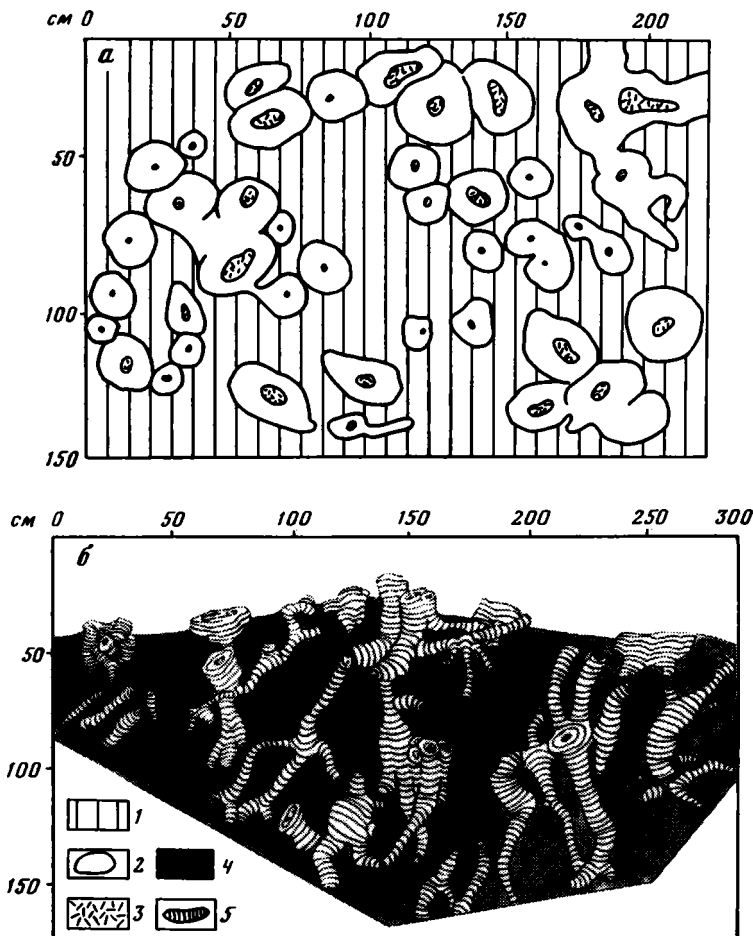


Рис. 13. Формы трубчатых корневидных каналов обеления в кирасе северо-восточнее сопки Пшук: *а* — план (зарисовка), *б* — разрез (зарисовка М.В. Грачевой)
 1, 4 — глинисто-кремнисто-железистая красноцветная порода; 2, 5 — трубчатый канал обеления; 3 — минерализованные остатки корня или пустота от корня, часто заполненная фарфоровидной кремнистой глиной

клеток растений — фитолитах, в окремненных спорах и пыльце растений (табл. III, *з*) или окремненной древесины (табл. III, *д*). Описание и диагностику окремненных спор и пыльцы растений из характеризующих древних почв провела Л.Н. Ржаникова в 1973 г.

Следует подчеркнуть, что большинство трещинок и пустот, развитых в породах верхней части ископаемых почв, заполнено аутигенными гетитом, гематитом, халцедоном, колломорфным глинистым веществом. Открытые поры или пустоты встречаются сравнительно редко (табл. III, *е*).

В итоге можно отметить, что характеризующие пестроцветы, имеющие мощность до 4—6 м, очень напоминают зонально построенные зрелые современные почвы. Вверх по профилю в них, подобно современному элювию, усиливается степень преобразований пород, появляются типично почвенные текстуры, многочисленные следы корней (или иногда их минерализованные остатки), фитолиты, остатки железистых бактерий, капрогенный материал, встречаются типично почвенные минералы (гетит, гематит, колломорфное глинистое вещество и др.). Эти признаки характерны и для современных почв [3, 52, 62, 144, 145, 232, 237 и др.].

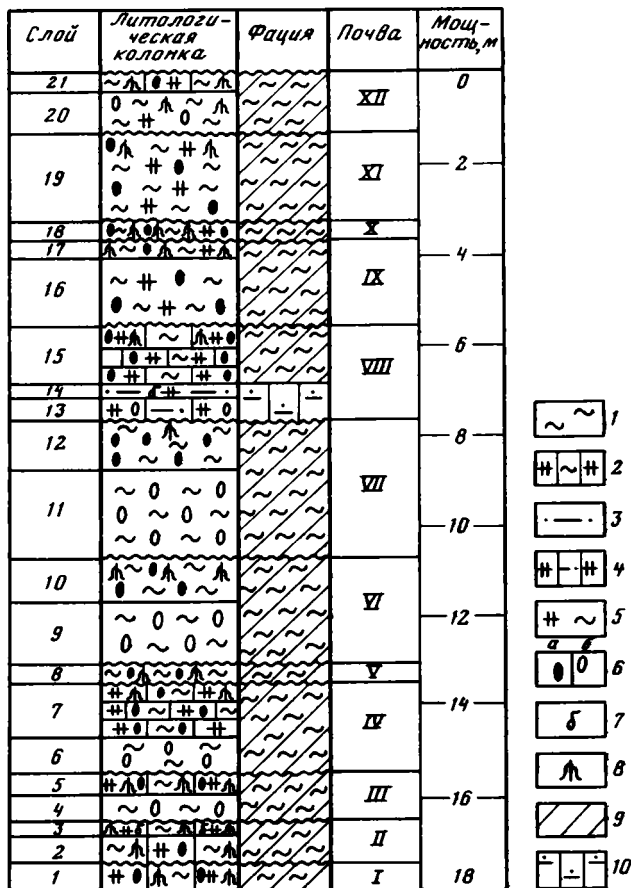


Рис. 14. Разрез слившихся ископаемых почв северозайсанской свиты северо-восточнее сопки Пшук
1—7 — породы: 1 — глины, 2 — окремненные аргиллиты, 3 — песчаные алевриты, 4 — песчаные алевролиты с кремнистым цементом, 5 — глины окремненные, 6 — вертикальные красные пятна ожелезнения (а — со стяжениями гетит-гематита, б — без железистых стяжений), 7 — обеленные горизонты; 8 — верхи ископаемой почвы с корневыми каналами; 9, 10 — фацции: 9 — ПОГ, 10 — АПА (см. табл. I и текст)

При прослеживании по простиранию горизонты выветривания нередко расщепляются на два или более горизонта, разделенные относительно невыветрелыми породами, или, напротив, часто сливаются во многометровые пачки пестроцветов (25—50 м). Материнские породы при этом в разрезах не сохраняются.

Детальные исследования подобных неделимых на первый взгляд пестроцветных толщ позволяют выявить в них составные почвенные профили, отличающиеся друг от друга интенсивностью гипергенных преобразований, степенью ожелезнения или окремнения, наличием в кровле профилей следов корней и др. В частности, при изучении пачки северозайсанской свиты мощностью 18 м со слившимися горизонтами выветривания в обнажении у сопки Пшук (верхняя часть пачки представлена на фото, см. рис. 5, а), удалось выявить (рис. 14) 12 составных ископаемых почв. По данным бурения, общая мощность северозайсанской свиты превышает здесь 100 м.

Для изучения минеральных преобразований в древних почвах пестроцветные пачки пород не могут служить идеальным объектом исследования: непрерывное наложение их друг на друга и слияние приводят к общему усреднению состава продуктов выветривания. Это затрудняет выяснение направленности и стадии

Таблица 3
Классификация миастритх-эоценовых почвенно-гипергенных образований Казахстана

Почвы			Кирасы	
Семейство	Группа	Тип	Гидроморфо-элювиальные	Обломочной цементации
Феррсиаллитные	Железисто-каолиновые	С поверхностным оглеением	Железистые	Железистые
"	"	С поверхностным ожелезнением	Железисто-кремнистые	Железисто-кремнистые
	Железисто-кремнисто-каолиновые	С поверхностным ожелезнением и окремнением	Железисто-кремнисто-глинистые	Кремнистые
		С поверхностным окремнением и оглеением	Кремнистые	
Аллитные	Латеритные	С поверхностной гиббситизацией и ожелезнением	Железисто-гиббситовые	Железисто-гиббситовые
"	"	С поверхностной гиббситизацией и оглеением	Гиббситовые	Гиббситовые
	"	С поверхностной каолинизацией и оглеением	—	—
Кислые квасцовые	Алунито-каолиновые	С поверхностной алунитизацией и оглеением	Железисто-алунито-глинистые	—
	"	С поверхностной алунитизацией и ожелезнением	Алунито-глинистые	—
Кислые болотные иловато-глеевые	Глеево-каолиновые	С оглеением профиля	—	Железистые
Кислые болотные торфяно-глеевые	Углисто-каолиновые	С оглеением и накоплением углестого вещества	—	—
Такырные	Такырно-каолиновые	С обелением по трещинам	—	—
"	"	С заполнением трещин опалом, халцедоном, гипсом		

преобразования здесь исходного минерального субстрата. Данная задача решается при исследованиях обособленных в разрезе ископаемых почв, разделенных относительно слабо измененными древним гипергенезом породами.

В гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины выделены две основные литолого-геохимические группы ископаемых почв (железисто-каолиновая и железисто-кремнисто-каолиновая) и ряд второстепенных. Общая классификация ископаемых почв с подразделением их на группы, типы и связанных с ними кирас для пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации всей характеризуемой территории Казахстана и его обрамлений приведена в табл. 3. В левой ее части дана попытка сопоставления погребенных почв с современными на уровне семейств. Следует подчеркнуть, что рассматриваемые ископаемые почвы в отличие от современных часто формируются на зрелом кварц-каолиновом субстрате и характеризуются большей интенсивностью преобразований материнского субстрата, нередко увеличением мощности почвенного профиля (до 4—6 м), что, очевидно, связано с увеличением длительности процессов почвообразования.

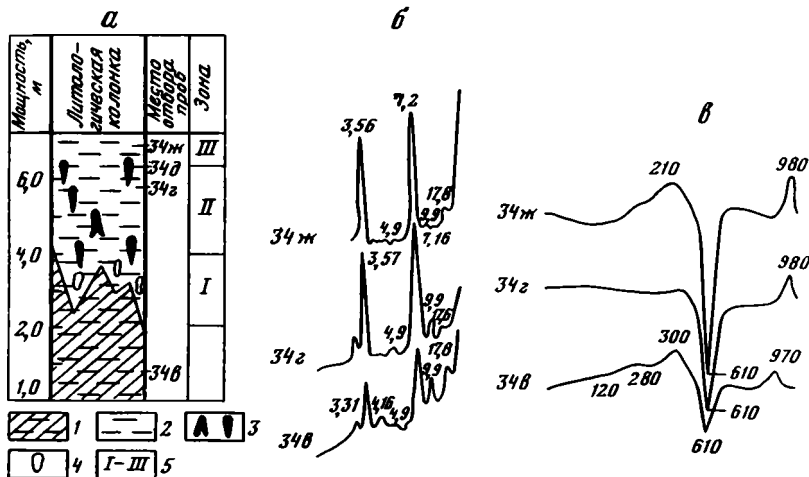


Рис. 15. Строение и состав железисто-каолиновой ископаемой почвы у сопок Киин-Кериш (профиль 34)
 а — литологическая колонка: 1 — алевритистые глины красные; 2 — алевритистые глины белые; 3 — вертикальные пятна ожелезнения с конкрециями гетит-гематита; 4 — красные пятна ожелезнения без железистых конкреций; 5 — зоны почвенных преобразований; б, в — дифрактограммы и термограммы глинистых фракций

Кроме того, при общем прогибании областей аккумуляции древние автоморфные почвы повышенных участков местности рано или поздно оказывались в пониженных участках и испытывали воздействие гидроморфных процессов. Это сопровождалось боковым привнесом в профиль вещества с помощью почвенно-грунтовых вод. Чтобы подчеркнуть отсутствие прямой аналогии современных и ископаемых почв, возможно рационально выделять их в составе особых почвенно-гипергенных образований (или сохранить ранее используемые наименования, такие, как горизонты выветривания [68, 69, 207] или педолиты [91]). Но в данных древних образованиях обычно сохраняется ряд признаков, позволяющих в той или иной мере коррелировать их с современным элювием на уровне семейств.

Ниже рассмотрим древние почвы Зайсанской впадины.

Железисто-каолиновая группа ископаемых почв. Породы, преобразованные этими почвами, составляют около 15—20% всего объема отложений, интенсивно измененных гипергенными процессами. Для них характерны отсутствие плотной глинисто-каменистой кирасы, венчающей разрез профиля, приуроченность профилей преимущественно к аллювиальным (пойменным) отложениям (среди делювиально-пролювиальных толщ эти почвы встречаются сравнительно редко).

Профиль Киин-Кериш для почв железисто-каолиновой группы изучен у одноименных сопек, где обнажены слоистые красные пойменные алевриты и алевритистые глины мощностью 7,5—8 м. В верхах этой пачки развит древний почвенный профиль мощностью до 5 м (табл. IV: рис. 15). В зоне нижних пестроцветов (I) здесь наблюдается система редких вертикальных и горизонтальных пятен или полос обеления. Мощность этой зоны 1,5—2,5 м. Выше она постепенно сменяется зоной верхних пестроцветов (II) с пятнами обеления и ожелезнения, со стяжениями гетит-гематита. В низах этой зоны еще сохраняются реликты текстуры материнских пород, но уже в средней части они обычно исчезают. Породы приобретают комковатую текстуру и часто несут следы деятельности насекомых или червей. К верхам зоны увеличивается количество и ширина полос обеления за счет сокращения пятен ожелезнения. Мощность зоны 2,5—3 м. Венчается почвенный профиль зоной белых каолиновых алевритистых глин, комковатых, с ходами червей (III). Окраска пород серовато-белая до снежно-белой. Мощность зоны 0,2—0,8 м.

Материнские породы профиля представлены красными алевритистыми глинами с очень редкими включениями зерен кварца. Глинистое вещество, как показывают термограмма и дифрактограмма обр. 34в (см. рис. 15,б, в), представлено в основном каолинитом с небольшой примесью смектита и гидрослюда. В зонах пестроцветов (I и II) происходит частичная каолинизация смектита и гидрослюда, что подтверждается анализами обр. 34г (см. рис. 15,б, в) и сопровождается усилением интенсивности термических реакций или базальных рефлексов каолинита.

Результаты силикатного анализа также подтверждают выводы о каолинизации пород субстрата (табл. 4). Но химические составы начальных (обр. 34в) и конечных (обр. 34,г,ж) продуктов не очень отличаются друг от друга, так как выветриванию подвергался уже достаточно "зрелый" субстрат. 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) возрастает содержание алюминия при некотором сокращении содержания SiO_2 и K_2O , что связано с каолинизацией гидрослюда и смектитов. В железистых конкрециях из пятен ожелезнения зоны II (см. табл. 4, обр. 34д) содержание Fe_2O_3 достигает 53,23%. Специальные почвенно-геохимические исследования древней киин-кершской почвы [91] позволили уточнить многие детали ее строения и раскрыть поведение в профиле редких и рассеянных элементов. Обычно зерна кварца, присутствующие в железисто-каолиновых почвах, не испытывают заметных преобразований при выветривании, но иногда в материнских породах подобных почв наряду с кварцем присутствует примесь мусковита или полевых шпатов. Установлено, что они также каолинизируются в верхней части профиля (см. табл. IV, д). В ряде случаев зерна полевых шпатов, а иногда и кварца сильно растрескиваются, причем трещинки заполняются гетит-гематитом (см. табл. IV, е).

Следует отметить, что железисто-каолиновые почвы северозайсанской свиты не всегда венчаются оглененным горизонтом. Фиксируются разновидности, где пятна интенсивного ожелезнения встречаются вплоть до кровли профиля (например, у сопок Пшук [207]). Насыщенность железисто-каолиновых почв пятнами и стяжениями гетит-гематита при прослеживании по простиранию также меняется. Например, в одном из разрезов профиля у восточной части сопки Керши на протяжении 90 м она составляла на первом участке (в интервале 30 м) 25—35% всей площади слоя, на втором участке (в интервале 35 м) она возрастала до 60—80%, а в конце разреза (в интервале 25 м) опять снижалась до 20—30%. Содержания Fe_2O_3 в красных пятнах тоже испытывают колебания (от 15—20% в интенсивно ожелезненных глинах до 45—55% в гетит-гематитовых конкрециях). Сильно обогащенные железистыми пятнами и конкрециями породы верхней части почвенного профиля на втором участке можно рассматривать как железисто-каолиновую элювиальную кирасу.

Следует отметить, что материнскими породами почв профиля Керши служили маложелезистые редкопятнистые алевритистые глины с содержанием Fe_2O_3 не более 4—6%. Аналогичные слабожелезистые породы перекрывают почву. Подобные породы, по-видимому, не имели достаточного количества соединений железа для формирования железистых кирас, основная часть железа поступала в почвы, вероятно, за счет бокового гидрогенного привноса.

Анализ данных свидетельствует о том, что в железисто-каолиновой группе почв могут быть выделены два их основных типа (см. табл. 3) — с поверхностным оглеением и с поверхностным ожелезнением почвенного профиля. С последним связано формирование железисто-каолиновых гидроморфно-элювиальных кирас. Правда, эти кирасы встречаются в характеризуемом элювии очень редко, основная часть их профилей венчается оглененным горизонтом.

Общая направленность минералообразующих процессов в различных типах почв железисто-каолиновой группы сохранялась. В них наиболее ярко выражены перераспределение соединений железа, каолинизация незрелых по составу мине-

Таблица 4
Химический состав пород и глинистых фракций (<0,001)
железисто-каолинового горизонта у сопок Киин-Кериш, %

Компонент	Алевритистая глина						Гетит-гематитовая конкреция, обр. 34д
	красная, обр. 34г		пестрая, обр. 34г		серовато-белая, обр. 34ж		
	Порода	Фракция	Порода	Фракция	Порода	Фракция	Порода
SiO ₂	52,75	48,20	56,60	45,51	56,71	43,01	26,83
TiO ₂	0,94	1,13	0,85	1,32	1,07	1,27	0,68
Al ₂ O ₃	24,90	24,19	25,13	33,38	24,60	32,24	8,58
Fe ₂ O ₃	8,90	11,40	2,37	3,12	3,21	5,54	53,23
FeO	0,01	0,46	0,01	0,07	0,20	Нет	0,01
MnO	0,01	0,03	Нет	0,02	0,01	0,014	0,14
CaO	0,77	0,58	1,07	0,49	0,92	1,55	1,48
MgO	0,81	0,67	0,77	0,01	0,66	0,60	0,57
Na ₂ O	0,18	0,23	0,62	0,21	0,53	2,09	1,18
K ₂ O	2,35	2,10	2,47	2,16	1,17	1,19	1,04
H ₂ O	7,91	8,81	8,43	11,04	9,19	10,13	5,66
H ₂ O ⁺	0,90	1,38	1,24	1,92	1,80	1,46	1,20
H ₂ O ⁻	0,01	0,11	Нет	0,05	Нет	0,04	0,44
P ₂ O ₅	Нет	0,20	"	Нет	"	Нет	Нет
C	"	0,11	"	0,05	"	0,24	"
Σ	100,44	99,55	99,56	99,35	100,07	99,37	100,04
Кварц	Не опр.	8,35	Не опр.	Нет	21,30	Нет	Не опр.
SiO ₂ :Al ₂ O ₃	"	2,71:1	"	2,27:1	Не опр.	2,23:1	"

Примечание. Привязка образцов к профилю дана на рис. 15.

ралов, примесь которых повсеместно фиксируется в породах материнского субстрата.

Железисто-каолиновая группа ископаемых почв больше всего напоминает феррсиаллитные профили фульво-ферраллитного (ферралитного) семейства почв, развитых в районах с влажным жарким тропическим или субтропическим климатом под лесами [52, 62, 203]. Однако они несут следы интенсивных гидрогенных изменений, приводивших к оглеению почвенного профиля или, напротив, его ожелезнению, что учтено при их классификации (см. табл. 3). В пользу отношения характеризующих почв к семейству ферралитных свидетельствует их приуроченность к зоне гумидного субтропического палеоклимата, разложение в профиле исходных минералов с накоплением каолинита и кварца, гетит-гематитовая минерализация с образованием стяжений, конкреций (вплоть до кирас). Н.С. Касимов [91] относит ископаемые почвы у сопки Киин-Кериш к кислым поверхностно-глеевым элювиальным.

Железисто-кремнисто-каолиновая группа ископаемых почв. Ископаемые почвы данной группы являются наиболее характерным представителем элювиальных образований гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины. Они составляют не менее 70% всех пестроцветных интенсивно преобразованных пород ассоциации. Слившиеся горизонты почв этой группы обусловили появление в разрезах ассоциации мощных пачек монотонных железисто-кремнисто-каолиновых пестроцветов.

Железисто-кремнисто-каолиновые ископаемые почвы формировались на осадках различного генезиса (делювиально-пролювиальных, русловых, пойменных). Однако большая их часть тяготеет к делювиально-пролювиальным отложениям (в разрезах аллювия они встречаются редко). Материнским субстратом почв служили

различные по гранулометрии отложения (глинистые, алевритовые, песчаные), зрелые по составу (кварц-каолиновые), с примесью незрелых минералов.

Строение железисто-кремнисто-каолиновых почв можно наблюдать в разрезах сопки Керши, южного побережья солонца Бите-Как, южного и северного подножий горы Чакельмес, у сопки Пшук и во многих других пунктах. Имея принципиально такое же, как и у других типов древних почв, строение профиля, железисто-кремнистые их разности обладают и некоторыми особенностями.

В отличие от железисто-каолиновых почв в характеризующихся разностях наблюдается окремнение верхней части профилей, часто с появлением аутигенных колломорфных глин. К кровле профиля породы уплотняются и постепенно переходят в каменистую глинисто-кремнисто-железистую кирасу (см. табл. I, а, б) мощностью 0,5—3 м. Пестро-красные породы кирасы обычно хорошо выделяются в разрезах благодаря каменистоподобному облику, высокой твердости и сопротивляемости размыву. В них ярко проявляются (см. рис. 13, а, б; табл. II, а—е; III, а—е) комковатые типично почвенные текстуры, следы корней или их минерализованные остатки, продукты деятельности железобактерий, капролиты, ходы насекомых, червей и др.

Особенностью строения характеризующихся профилей является то, что в их основании часто отсутствуют собственно материнские породы, не преобразованные почвами. Обычно исходные отложения уже несут в себе следы слабых гипергенных преобразований (характерные для зоны нижних пестроцветов — I). Поэтому разрезы почвенных профилей часто начинаются непосредственно с зоны I, под которой залегают породы нового почвенного профиля или отложения, резко отличные по литологическому составу. Это осложняет изучение процессов древнего почвообразования.

Кратко охарактеризуем основные разновидности почв железисто-кремнисто-каолиновой группы. В первой из них (профиль Букомбай, рис. 16, а) окремнение профиля не сопровождается широким появлением аутигенных колломорфных глин в составе глинистого вещества. Во второй, напротив, колломорфное глинистое вещество развито широко (профиль Чакельмес, рис. 16, б). В третьей колломорфное глинистое вещество почти полностью замещает исходные чешуйчатые глинистые минералы (профиль Керши, рис. 16, в).

Профиль Букомбай (рис. 16, а) приурочен к маломощной (до 4,5 м) пачке аллювия, развитой среди пролювиальных и пролювиально-озерных отложений.

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Исходные породы почвы представлены красными алевритами с волнисто-горизонтальной слоистостью и белыми вертикальными пятнами и редкими выделениями гетит-гематита. Они слабо преобразованы гипергенезом и представляют собой зону нижних пестроцветов (I); породы, не измененные почвообразованием, в основании профиля отсутствуют | 2.0 |
| 2. Зона верхних пестроцветов (II) сложена алевритами белыми, с вишнево-красными пятнами ожелезнения и окремнения вертикальной ориентировки, со стяжениями гетита и гематита, содержание которых по сравнению со слоем I резко возрастает. Первичная слоистость сильно нарушена | 0.5 |
| 3. Зона железисто-кремнистой кирасы (III) представлена алевролитами с кремнистым цементом, белыми и вишнево-красными пятнами, очень плотными и крепкими, неслоистыми, комковатыми. Встречаются стяжения и бобовины гетит-гематита | 1.5 |

Выше с размывом залегают песчаные пролювиальные глины нового седиментационного цикла.

В почве происходило: 1) интенсивное окремнение верхних частей профиля; 2) перераспределение соединений железа (стягивание их в вертикальные пятна и полосы); 3) сохранение основной массы глин с первичной чешуйчатой микротекстурой (содержание колломорфных глин не превышает 5—10%).

Результаты силикатного анализа пород из профиля Букомбай (табл. 5, обр. 66в, д, з) (их привязку см. на рис. 16, а) свидетельствуют о том, что вверх по профилю происходит увеличение содержания SiO_2 (с 72,86 до 83,81%) за счет аутигенного

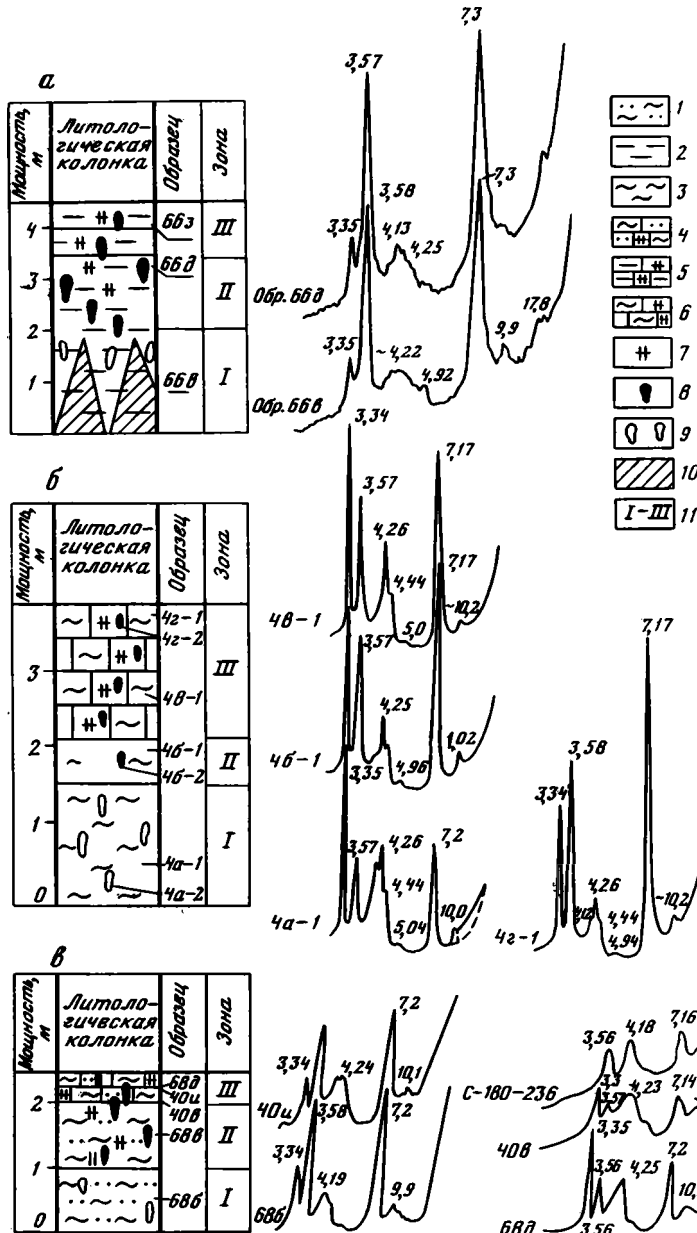


Рис. 16. Профили железисто-кремнисто-каолиновых ископаемых почв и дифрактограммы образцов
 а—в — профили: а — 66 у горы Букомбай, б — 4 у горы Чакельмес, в — 40 у сопки Керши
 1—б — породы: 1 — пески глинистые, 2 — алевроиты, 3 — глины, 4 — песчаники с кремнисто-глинистым цементом, 5 — алевролиты с кремнистым цементом, 6 — аргиллиты окремненные; 7 — окремнение; 8, 9 — красные пятна ожелезнения; 8 — со стяжениями гетит-гемагнита, 9 — без железистых стяжений; 10 — равномерно красные окраски пород; 11 — зоны почвенных преобразований. На дифрактограммах обр. 66д, 66в, С-180—236, 40в, 68д, 40и, 68б — насыщены глицирином; обр. 4а-1, 46-1, 4в-1, 4г-1 — природные. Обр. С-180—236 отобран из разреза скв. 180 с глубины 236 м

Таблица 5

Химический состав пород и глинистых фракций (<0,001)
из профиля выветривания Букомбай в Северном Призайсанье, %

Компонент	Обр. 66а, алевроит пестроцветный (исходная порода)		Обр. 66д, алевроит пестроцветный (из зоны II)		Обр. 66з, алевро- лит сильно окрем- ненный (из зо- ны III)
	Порода	Фракция	Порода	Фракция	Порода
SiO ₂	72,86	49,40	73,90	52,07	83,81
TiO ₂	0,85	1,28	0,76	1,53	0,76
Al ₂ O ₃	14,39	27,43	13,57	27,40	2,28
Fe ₂ O ₃	1,51	5,11	0,95	3,40	9,83
FeO	0,14	Нет	0,14	Нет	0,23
CaO	0,78	2,10	0,65	1,19	0,49
MgO	0,46	0,52	0,46	0,52	0,05
MnO	0,01	0,014	0,01	0,01	0,08
P ₂ O ₅	Следы	Нет	Нет	0,01	0,05
Na ₂ O	0,45	0,40	1,01	0,52	0,11
K ₂ O	1,30	1,10	0,53	0,52	0,11
H ₂ O ⁺	5,08	9,47	5,55	9,95	1,72
H ₂ O ⁻	1,74	2,35	2,08	2,33	0,63
CO ₂	Нет	0,06	Нет	Нет	Нет
C	"	0,18	0,08	"	"
Σ	99,57	99,41	99,69	99,51	100,15
Кварц	Не опр.	3,06	Не опр.	3,16	Не опр.

опала и халцедона и сокращение Al₂O₃ (с 14,39 до 2,28%) и щелочей: CaO (с 0,78 до 0,49%), MgO (с 0,46 до 0,05%), Na₂O (с 0,45 до 0,11%) и K₂O (с 1,30 до 0,11%).

Однако чаще в железисто-кремнисто-каолиновых профилях опализация выветрелых пород сопровождается широким развитием аутигенных глин колломорфной микротекстуры, состоящих из 10—30% (иногда до 100%) всего объема пелитовых частиц (например, в разрезах Чакельмес, Керши).

Профиль Чакельмес (рис. 16,б) приурочен к отложениям пролювия средней части северозайсанской свиты.

Мощность, м

1. Исходными породами почвы служат глины серовато-белые, неслоистые, с коричневыми пятнами ожелезнения. Преобладает глинистое вещество чешуйчатой и струйчатой микротекстуры, но часто встречаются разности с колломорфной микротекстурой (20—30% всего объема глин). Породы уже несут следы почвенных преобразований и принадлежат к зоне нижних пестроцветов (I). Отложения, не измененные почвообразованием, в профиле отсутствуют. Содержание Fe₂O₃ составляет в обеленных участках (обр. 4а-1) 4,48%, в пятне ожелезнения (обр. 4а-2) — 9,6% (табл. 6) 1,5
2. Зона верхних пестроцветов (II) представлена уплотненными глинами, неслоистыми, комковатыми, серовато-белыми, с пятнами и конкрециями гидроокислов железа. Содержание Fe₂O₃ (см. табл. 6) составляет в обеленном участке (обр. 4б-1) 4,77%, в пятне ожелезнения (обр. 4б-2) — 16,09%. Гидроокислы железа часто образуют очень мелкие точечные и ветвистые точечные микростяжения, напоминающие колонии железистых бактерий (см. табл. III,а). Содержание аутигенного колломорфного глинистого вещества по сравнению с исходными породами возрастает 0,5
3. Зона железисто-кремнисто-глинистой кирасы (III) сложена плотными слабо окремненными сильно комковатыми аргиллитами, серовато-белыми с красными пятнами, с прожилками, стяжениями или конкрециями гетит-гематита, с трубчатыми каналами обеления и обильными ветвисто-точечными микровыделениями гидроокислов железа, напоминающими колонии железобактерий. Содержание Fe₂O₃ составляет (см. табл. 6) в трубчатом канале обеления (обр. 4г-1) 4,25%, в пятне ожелезнения (обр. 4г-2) — 16,65%. Содержание колломорфного глинистого вещества составляет 30—50% всего объема 1,75

Выше по разрезу с четким контактом залегают пролювиально-озерные глины нового цикла седиментации.

Важно подчеркнуть, что формирование кирасы этого профиля не сопровождается увеличением в ее составе (обр. 4г-1, 4г-2) содержания SiO_2 по сравнению с исходными породами (обр. 4а-1, 4а-2). В то же время присутствие опала в породах кирасы устанавливается в шлифах (форма глобул, прожилок).

В целом можно считать, что уплотнение исходного глинистого субстрата и превращение его в плотный аргиллит здесь происходило не столько за счет опализации породы, сколько за счет формирования аутигенного колломорфного глинистого вещества, заполнения пор и пустот в породах гидроокислами железа. В Чакельмесском профиле, как и в ранее охарактеризованных, отчетливо фиксируется (см. табл. 6) вынос щелочных металлов из породы (CaO — 1,28—0,64%, MgO — 0,64—0,14%, Na_2O — 1,3—0,48%, K_2O — с 0,92 до 0,61%). Одновременно наблюдается увеличение концентраций соединений окисного железа в красных пятнах (9,6—16,65%) и возрастание значений Al_2O_3 (18,71—23,99%) в обеленных глинистых породах.

Профиль Керши (рис. 16,е) принципиально сходен с охарактеризованным выше. Однако выветриванию здесь подвергаются существенно кварцевые глинистые пески руслового аллювия. Исходные породы уже затронуты процессами почвенного преобразования и содержат вертикальные пятна и полосы ожелезнения (зона I). Выше, в зоне верхних пестроцветов (II), они уплотняются, в них появляются пятна ожелезнения с конкрециями гетита, гематита, редкие выделения опала. Профиль венчается зоной кирасы (III), представленной плотными песчаниками с кремнисто-глинистым цементом, с пятнами и конкрециями гидроокислов железа. Текстурные и литологические особенности изменений пород в основном совпадают с ранее охарактеризованными в профиле у сопки Чакельмес (исключая глинистое вещество цемента, имеющее в основании профиля преимущественно чешуйчатую либо струйчатую текстуру, которое в породах кирасы почти полностью замещается колломорфным). Интенсивность окремнения пород в профиле Керши невелика.

Особенности минеральных преобразований субстрата в железисто-кремнисто-каолиновых ископаемых почвах. Изменения обломочных минералов в данных почвах проявляются более ярко, чем в железисто-каолиновом элювии. Ранее отмечалось, что обломочные зерна исходных пород представлены преимущественно кварцем, местами с небольшой примесью полевых шпатов и слюд. Формирование почв данного типа нередко сопровождается интенсивным растрескиванием исходных зерен кварца или полевых шпатов с заполнением трещинок гематитовым либо опалово-гематитовым цементом (табл. V,а, б), сильной коррозией зерен кварца (табл. V,в, г). Часто фиксируются замещения зерен полевых шпатов (табл. V,д) или мусковита (табл. V,е) колломорфным глинистым веществом.

Преобразования глинистых минералов в железисто-кремнисто-каолиновых почвах также разнообразны. В одних профилях глинистое вещество сохраняет исходную чешуйчатую либо струйчатую текстуру (профиль Букомбай), в других — замещается колломорфным веществом частично (профиль Чакельмес) или полностью (профиль Керши). Результаты дифрактометрических исследований (см. рис. 16,е) свидетельствуют: в первых двух случаях вверх по профилю происходит каолинизация гидрослюд, смектитов или смешанослойных гидрослюдисто-смектитовых минералов, что приводит к сокращению интенсивности базальных рефлексов данных минералов (9,9—10,2 Å, 17,8 Å и др.). Параллельно с этим фиксируется рост интенсивности базальных рефлексов — каолиновых минералов (7,16—7,3 Å). Процессы каолинизации глин сопровождаются выносом щелочных металлов (см. табл. 6), что отмечалось ранее.

В некоторых профилях фиксируется преобразование также исходного каолинита в случаях изменений глин чешуйчатой или струйчатой микротекстуры на аутиген-

Таблица 6
Химический состав образцов пород и фракций (<0,001)
из железисто-кремнисто-каолиновых почв, вес %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
<i>Профиль 4 (Чакельмес)</i>							
4г-2	48,65	1,19	20,91	16,65	0,14	Нет	0,76
4г-1	57,68	1,19	23,99	4,25	0,13	"	0,64
4в-1	58,10	1,19	23,26	4,54	0,14	"	0,88
4б-2	50,66	1,19	18,76	16,09	0,14	"	0,83
4б-1	57,55	1,19	22,82	4,77	0,13	"	0,90
4а-2	55,67	1,02	18,47	9,60	0,14	"	1,28
4а-1	60,14	1,14	18,71	4,48	0,13	"	1,02
<i>Профиль 68 (Керши)</i>							
40и	57,27	0,75	23,95	3,12	Нет	Нет	0,43
68п	51,59	0,90	28,29	2,71	0,24	0,01	0,89
68б	54,62	1,06	26,91	3,58	0,14	0,03	1,91

Примечание. Природные образцы: 4а-1, 4а-2, 4б-1, 4б-2, 4в-1, 4г-1, 4г-2; глинистые фракции < 0,001: 68б, 68п, 40и. Привязка образцов дана на рис. 16.

ное колломорфное вещество (см. рис. 16, профиль Керши). Проведенные ранее специальные электронно-микроскопические исследования пород [207, с. 116] свидетельствуют о том, что в профиле Керши фиксируется аморфизация кристаллов исходного каолинита несовершенной структуры. Исходный каолинит обладает четкими базальными рефлексами (см. рис. 16, дифрактограмма 68б), а также имеет сравнительно хорошую степень огранки кристаллов и четкую микродифракционную картину на электронных микрофотографиях.

Вверх по профилю (см. рис. 16, в, обр. 40и, 68д, 40в) интенсивность базальных рефлексов каолинита сокращается. Одновременно наблюдается диспергация кристаллов каолинита, грани шестиугольных кристаллов оплывают, они приобретают округлое очертание. Параллельно с этим микродифракционная картина становится все менее четкой, вплоть до ее полного исчезновения у округлых частичек, что свидетельствует об их аморфном строении. В ряде образцов из кирасы характеризуемых почв под электронным микроскопом фиксируются скопления совершенно круглых частичек, почти полностью утративших кристаллическое строение. Но существенных изменений химического состава колломорфного глинистого вещества по сравнению с материнскими породами не наблюдается (см. табл. 6, обр. 68б — исходные глины, обр. 68д, 40в — колломорфное глинистое вещество). Подробнее вопросы аморфизации каолинита в древних почвах рассмотрены ранее [207]. Несмотря на широко развитую аморфизацию каолинита несовершенной структуры в ряде древних почв Призайсая, его разложение на свободные окислы нигде не установлено.

Ранее отмечалось, что состав кирас железисто-кремнисто-каолиновых почв может меняться. В одних случаях преобладает глинистое вещество, а содержание опала незначительно, в других степень окремнения пород возрастает. Причем на глинистом субстрате с общим содержанием SiO₂ 50—55%, Al₂O₃ 18—23%, Fe₂O₃ 4—7% формируются кремнистые кирасы с содержанием SiO₂ 65—71%. Например, в обр. 21и из подобной маложелезистой кирасы северо-восточнее сопки Пшук установлено: SiO₂ — 70,86%, Al₂O₃ — 16,04%, Fe₂O₃ — 2,36%. В других кирасах того же обнажения значения Fe₂O₃ резко возрастают (например, в кирасе с трубчатыми каналами обеления, показанной на табл. 1, б, и в другой, расположенной здесь же еще ниже по разрезу). В первой (красные участки) содержатся (обр. 21к), %: Fe₂O₃ 30,15, SiO₂ 46,3, Al₂O₃ 10,23; в трубчатых каналах обеления

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	C	Σ
<i>Профиль 4 (Чакельмес)</i>								
0,05	0,58	0,61	2,13	7,91	Нет	Нет	Нет	99,58
0,14	0,48	0,66	1,86	8,48	"	"	"	99,50
0,29	0,78	0,81	2,02	7,64	"	"	"	99,65
0,23	0,89	0,36	1,93	7,98	"	"	"	99,56
0,37	0,99	0,97	2,20	7,62	"	"	"	99,51
0,46	1,30	0,86	3,58	7,15	"	"	"	99,53
0,64	1,20	0,92	3,29	7,93	"	"	0,14	99,74
<i>Профиль 68 (Керши)</i>								
0,50	0,51	1,17	2,26	9,17	0,13	Нет	0,80	99,93
0,28	0,19	0,89	2,76	10,21	0,13	"	Нет	99,89
Нет	0,24	0,96	1,50	9,45	0,03	"	"	100,29

(обр. 21з): Fe₂O₃ 1,99, SiO₂ 69,09, Al₂O₃ 15,87. В нижележащей высокожелезистой темно-красной кирасе содержание Fe₂O₃ достигает 42—54%. Следовательно, в характеризуемой группе почв выделяются кирасы существенно глинистые (слабо окремненные), а также сильно кремнистые или железистые. Нередко существенные изменения в строении и составе кирас фиксируются на расстоянии в несколько десятков или первых сотен метров. При этом может происходить расщепление кирасы на две, три и более или, напротив, слияние нескольких в одну. Значительно меняется в латеральном направлении и содержание в кирасе ее главных пороодообразующих компонентов (Fe₂O₃, SiO₂ и местами Al₂O₃). Это иллюстрируется, например, разрезами у солонца Кызыл-Как (рис. 17, а, б). Как видно, железисто-кремнисто-каолиновые почвы по сравнению с вмещающими породами нередко сильно обогащены подвижными соединениями кремния, железа, входящими в состав кирас. Так как почвы обычно подстилаются и перекрываются водонепроницаемыми существенно глинистыми породами, можно предположить привнос данных компонентов с помощью боковой циркуляции почвенно-грунтовых вод. Колломорфное глинистое вещество могло возникнуть и на месте (за счет преобразований исходных глин чешуйчатой или струйчатой микротекстуры).

Попытка сопоставления железисто-кремнисто-каолиновых почв с современными аналогами сталкивается со значительными трудностями. Современные гумидные кремнисто-каолиновые почвы в зонах с жарким климатом не описаны. Но характеризуемые образования имеют некоторые общие черты с теми же современными феррсиаллитными почвами ферраллитного семейства, только осложненными более поздним привносом вещества в элювиальный профиль. Это и способствовало образованию панцирей или кирас, подобных современным [52, 60, 62, 133, 203]. Особенно много у них общих текстурных и литологических признаков с современными или древними латеритными (железистыми, железисто-глинистыми) панцирями и кирасами, охарактеризованными В.В. Добровольским [60] и В.М. Фридландом [203] для районов с тропическим климатом (правда, все они лишены окремнения).

Многие исследователи ранее связывали образование элювиальных кремнистых корок (силькретов) с аридным пустынным климатом [155 и др.]. Но данные Ж. Милло [133] и М.Р. Лидера [122] свидетельствуют о том, что окремнение

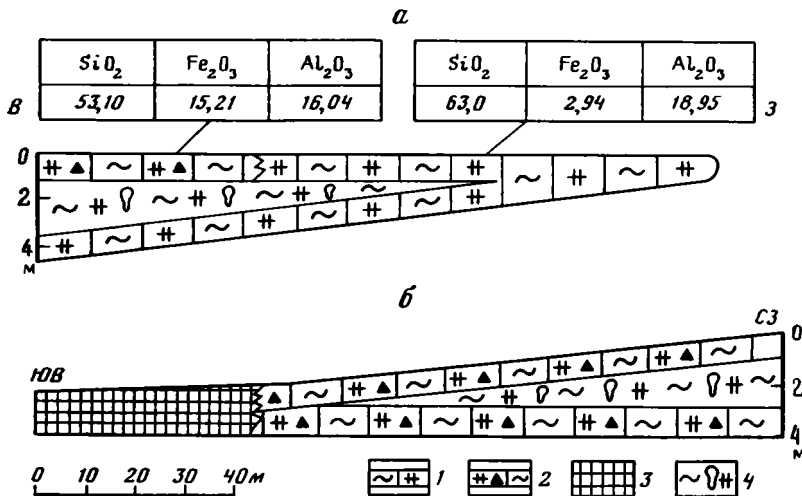


Рис. 17. Строение гидроморфо-элювиальных железисто-кремнистых кирас среди глинистых отложений северозайсанской свиты

a — разрез у солонча Кызыл-Как *b* — разрез северо-восточнее сопки Пшук

1—3 — кирасы: 1 — глинисто-кремнистая, 2 — кремнисто-железистая, 3 — кремнистая, сильно железистая; 4 — глины окремненные, с вертикальными пятнами ожелезнения

пород нередко происходило здесь в условиях влажного тропического климата с периодами засух. Установлено, что пустынные силскреты Австралии, как и развитые здесь латериты, являются древними одновозрастными парагенетически связанными образованиями [129, 133, 239]. Д.А. Маббут отмечает, что кремнистые коры обычно тяготеют к древним впадинам в области щитов, а на поднятиях они сменяются латеритным элювием. С.Г. Стефенс считает, что именно тропические подзолистые почвы служили источником для образования силскретов. Окремнение пород, сопровождавшееся процессами длительного почвообразования для раннего кайнозоя Австралии, отмечено рядом авторов [122 и др.].

Тесная парагенетическая связь типично гумидных латеритных образований и силскретов Австралии позволяет считать, что формирование тех и других осуществлялось в условиях жаркого (возможно, переменного-влажного) гумидного тропического климата. В подобном случае они являются прямыми аналогами характеризуемого раннекайнозойского кремнистого элювия Казахстана, возникшего здесь синхронно с латеритным. Следует отметить, что ряд профилей ископаемых железисто-кремнисто-каолиновых почв внешне имеют черты сходства с современными подзолистыми почвами, тяготеющими к зоне с умеренным климатом и развитыми на суглинках. Подзолистый процесс обычно сопровождается оглеением верхов профиля, разложением неустойчивых к выветриванию минералов, выносом щелочей и полуторных окислов из элювиального горизонта и обогащением остаточным кварцем, накоплением в иллювиальном горизонте полуторных окислов [52, 62, 74, 79 и др.].

По поводу возможности формирования подзолистых почв в современных влажных субтропическо-тропических ландшафтах мнения исследователей расходятся. Одни подвергают сомнению развитие здесь подзолистого элювия [79], другие отмечают, что его специфические разности слагают в данной зоне большие площади, но называются тропическими подзолами, псевдоподзолами, оподзоленными ферраллитами [52, 98, 147, 204, 233].

Экспериментальные исследования Ж. Педро [147] также свидетельствуют, что во влажной жаркой климатической зоне Земли могут протекать как процессы

обычного ферраллитного выветривания, сопровождающиеся накоплением в профиле соединений Al и Fe, так и противоположные им подзолистые процессы, приводящие к накоплению в профиле SiO_2 и выносу соединений Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Таким образом, по мнению Ж. Педро, обогащение элювиального профиля кремнеземом и вынос щелочей и алюминия могут служить индикатором подзолистого процесса.

По данным М.А. Глазовской [52], в современных тропических подзолах (или оподзоленных ферраллитах) наряду с накоплением SiO_2 в форме остаточного кварца иногда широко развиты биогенные формы выделения окислов кремния, представленные опализованными фитолитами. Она отмечает, что биогенное накопление опала в элювии может осуществляться здесь и на бескварцевом субстрате за счет разложения силикатов (включая такие устойчивые, как каолинит). Таким образом, обогащение подзолистых почв SiO_2 может происходить не только за счет накопления в элювиальном профиле остаточного кварца, но и за счет выпадения химически растворенной кремнекислоты, поступающей в раствор в процессе химического выветривания алюмосиликатных пород субстрата. В целом можно отметить, что железисто-кремнисто-каолиновые ископаемые почвы часто имеют общие черты с современными оподзоленными ферраллитами (наличие поверхностного оглеения, химическое разрушение алюмосиликатов, накопление в профиле кремнезема и др.). Вместе с тем интенсивная концентрация в них аутигенного кремнезема за счет бокового подтока и возникновения гидроморфно-элювиальных кирас затрудняет сопоставление данных почв с современными (вопрос об участии подзолистых процессов в их возникновении еще нуждается в дополнительных исследованиях).

Кирасы обломочной цементации. В северозайсанской свите наряду с охарактеризованными выше гидроморфно-элювиальными кирасами, возникшими в древних почвах и несущими типично почвенные признаки, широко развиты иные разновидности кирас за пределами элювиальных профилей. В них обычно хорошо сохраняется первичная осадочная слоистость, которая лишь подчеркивается выделениями гетит-гематита, опала, халцедона. Подобные образования в отличие от гидроморфно-элювиальных будут именоваться кирасами обломочной цементации. Они всегда приурочены к водопроницаемым песчано-алевритовым породам (преимущественно к русловому аллювию) и встречаются в разрезах на разных стратиграфических уровнях. Кирасы часто бронируют поверхности обнажений северозайсанской свиты с образованием карнизов, нависающих над более рыхлыми отложениями (табл. VI, а, б); прекрасные их обнажения наблюдаются у южного борта солонцов Кызыл-Как и Бите-Как, у сопки Керши, Пшук, Чакельмес и др. Несмотря на то что эти кирасы не входят в состав древних почв, их тесная парагенетическая связь с последними обычно хорошо фиксируется. В частности, в разрезах ниже профилей железисто-каолиновых ископаемых почв обычно формируются кирасы с железистым цементом, под железисто-кремнисто-каолиновыми — со смешанным железисто-кремнистым или мономинеральным (железистым или фацциально сменяющимся кремнистым) цементом.

В качестве примера рассмотрим разрез аллювиальных отложений свиты в средней части сопки Керши (рис. 18, а, разрез 45). Здесь на пойменных алевритистых глинах (слабо пестроцветных, местами обеленных) развиты железисто-каолиновые ископаемые почвы, профиль которых состоит из зоны пестроцветов (слой 2) и зоны поверхностного обеления (слой 3). В верхней части материнских алевритистых глин встречена линза красных кварцевых песчаников (слой 1 мощностью 0,75 м, протяженностью 11 м) с плотным гетит-гематитовым цементом (кираса обломочной цементации). В подобных песчаниках содержание Fe_2O_3 достигает 25—35%. Вполне вероятно, что поступление соединений железа в песчаную линзу происходило из вышележащей почвы (слои 2, 3).

Ранее отмечалось, что наиболее интенсивное перемещение соединений железа

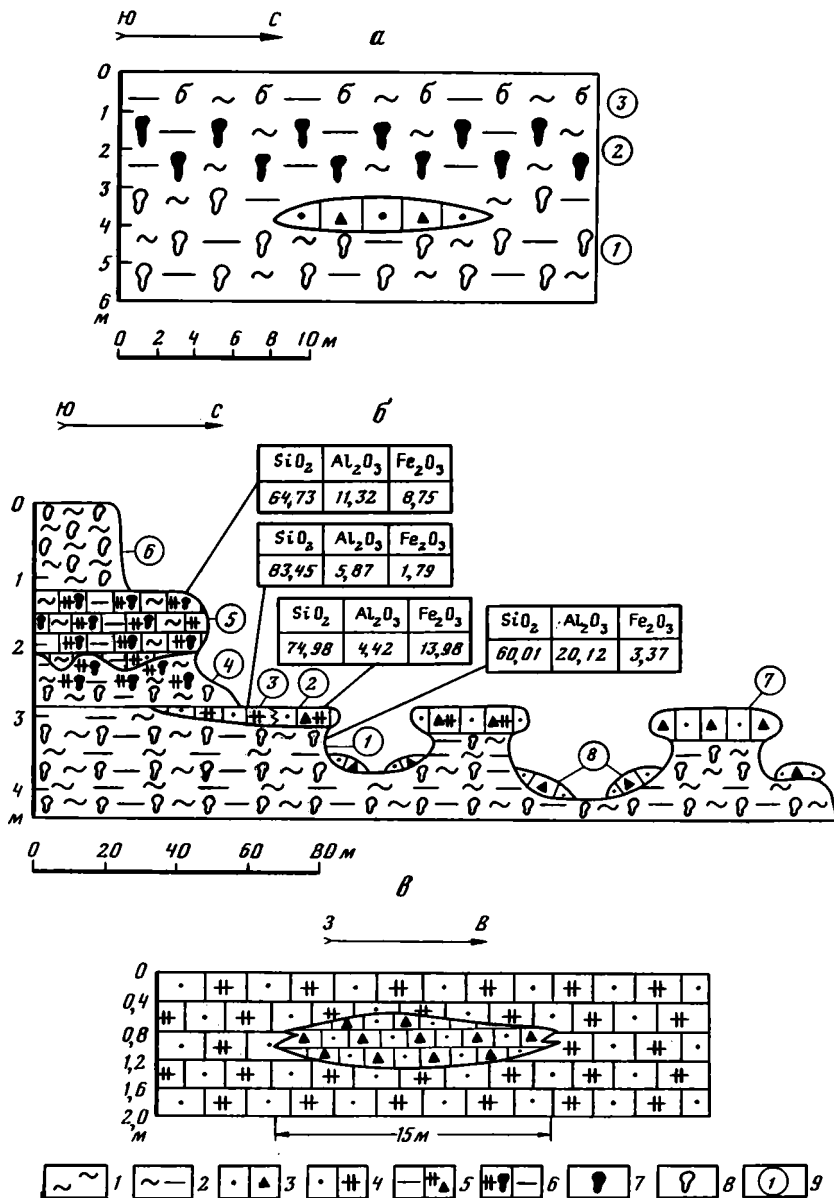


Рис. 18. Разрезы северозайсанской свиты с кирасами обломочной цементации: а — 45 у сопок Керши, б — 6 у солонца Бите-Как, в — 43 у сопок Керши

1 — глины; 2 — алевроитистые глины; 3—5 — кирасы обломочной цементации: 3 — железистая, 4 — кремнистая, 5 — железисто-кремнистая; 6 — гидроморфно-элювиальная кираса (железисто-кремнисто-глинистая); 7, 8 — красные пятна: 7 — с прожилками и стяжениями гетит-гематита, 8 — без железистых стяжений; 9 — номер слоя

осуществлялось в зоне поверхностного оглеения железисто-каолиновых почв (III), где содержание Fe_2O_3 часто снижалось до 1—2% (по сравнению с 5—9% в исходных породах). Миграция железа осуществлялась также и в зоне пестроцветов (II), где возникали пятна обеления, ожелезнения и стяжения — конкреции гетит-гематита. Часть этого реакционно-подвижного железа, вынесенного за пределы элювия почвенно-грунтовыми водами, отлагалась в песках или алевроитах, давая начало

железистым кирасам обломочной цементации. Принципиально таким же путем возникали кирасы обломочной цементации в основании железисто-кремнистых почв. Рассмотрим это на примере разреза 6 у южной окраины солонца Бите-Как (см. рис. 18,б). Древние железисто-кремнистые почвы (слои 4, 5) сформировались здесь за счет исходных пойменных алевритистых глин (слой 1). Верхняя часть элювиального профиля венчается пестроцветной гидроморфно-элювиальной железисто-кремнисто-каолиновой кирасой, в которой установлено содержание (в %): SiO_2 — 64,73, Al_2O_3 — 11,32, Fe_2O_3 — 8,75. Контакт кирасы с подстилающими породами неровный, ее породы пятнами, жилами, карманами внедряются в ниже-лежащую зону. В то же время в кровле алевритистых глин (слой 1), подстилающих характеризуемый почвенный профиль, за счет цементации русловых песков (слои 2, 3) возникла кираса обломочной цементации. Установлено, что ее состав и мощность испытывают значительные колебания при прослеживании по латерали. В периферийных частях линзы песков (в обрывах южного борта солончака Кызыл-Как) у места их выклинивания (слой 3), кираса имеет существенно кремнистый состав, минимальную мощность (0,1 м) и окрашена преимущественно в беловато-серые цвета с редкими пятнами гидроокислов железа. В образце из обеленного участка содержится (в %): SiO_2 — 83,45, Al_2O_3 — 5,87, Fe_2O_3 — 1,79. Среди терригенных зерен преобладают мелкие песчаные и алевритовые кварцевые обломки. В 25 м севернее (слой 2) насыщенность кирасы соединениями железа возрастает, она приобретает пестро-красный и красный цвета, а состав становится железисто-кремнистым (SiO_2 — 74,98%, Fe_2O_3 — 13,98, Al_2O_3 — 4,42%). Одновременно увеличивается ее мощность (до 0,2—0,3 м), а породы становятся более грубо-зернистыми (средне- и крупнозернистыми песчаниками).

Далее к северу описанная кираса размыта. Правда, в днищах эрозионных врезов часто встречаются ее остатки — развалы песчаников (см. рис. 18,б, слой 8). Ее остатки слагают поверхность останцовых сопок (слой 7), расположенных в 200—250 м от южного борта солонца. Мощность кирасы здесь еще больше возрастает, достигая 0,8—1 м. В песчаниках преобладают гравийные и крупные песчаные зерна кварца. Состав цемента становится преимущественно гетит-гематитовым.

Таким образом, кремнистые и железисто-кремнистые породы характеризуемой кирасы по латерали фациально замещаются на железистые. Подобные фациальные переходы — факт довольно распространенный. Это можно видеть, например, в разрезе 43 у восточных окраин сопок Керши (см. рис. 18,в). Здесь четко фиксируется, что гетит-гематитовый цемент локализуется в центральной линзе грубообломочных (русловых) гравийно-кварцевых песчаников (Fe_2O_3 — 29,23%, SiO_2 — 63,57, Al_2O_3 — 29,23%). Вмещающие их маложелезистые песчаники с опал-халцедоновым цементом мелкозернистые. Эти железистая и железисто-кремнистая кирасы, как и ранее охарактеризованная у солонца Кызыл-Как, перекрываются железисто-кремнисто-каолиновыми почвами, служившими, вероятно, поставщиками соединений окислов железа и кремния. Усиленная садка соединений железа в цементе песчаников аллювия связана с изменением обстановки миграции древних почвенно-грунтовых вод. В грубых песчаных осадках центральной линзы аллювия насыщенность кислородом грунтовых вод была выше по сравнению с мелкозернистыми глинистыми песками, развитыми по периферии. Это и способствовало ускоренной садке железа из циркулирующих железисто-кремнистых грунтовых вод.

Источником миграционно-подвижного железа, поступавшего в грунтовые воды и способствовавшего образованию кирас обломочной цементации, служили также рассмотренные ранее процессы пластово-диагенетического оглеения (помимо почвенных). Это видно на примере разреза 38 у южного борта солонца Кызыл-Как (рис. 19), где развита аллювиальная толща. Она складывается пестроцветными или красноцветными алевритистыми глинами (слои 1—5), отложениями

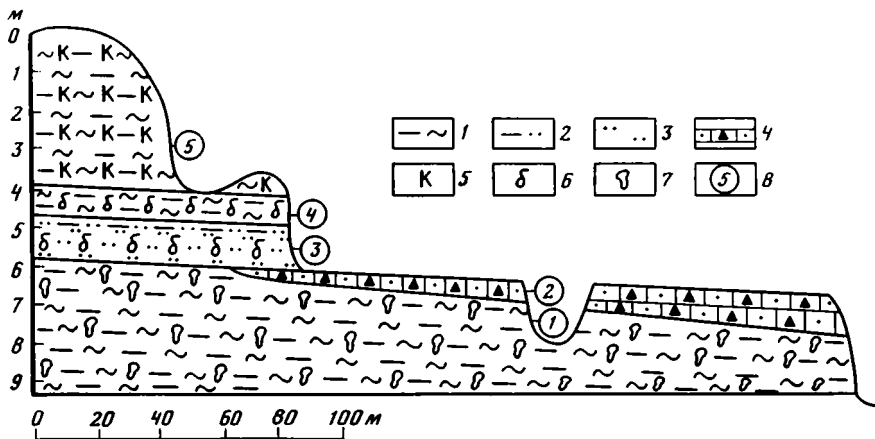


Рис. 19. Выходы железистой кирасы обломочной цементации в разрезе 38 аллювиальных отложений у солонца Кызыл-Как

1 — алевритистые глины; 2 — алевритистые кварцевые пески; 3 — мелкозернистые кварцевые пески; 4 — железистая кираса обломочной цементации (крупнозернистый кварцевый песчаник с гетит-гематитовым цементом); 5—7 — окраски пород: 5 — красные, 6 — белые, 7 — пестро-красные; 8 — номер слоя

высокой осушающейся поймы, обеленными алевритами, глинами и алевритистыми песками низкой болотистой поймы с озерами или ее прирусловых частей (слои 3, 4) и собственно песчаниками железистой кирасы, относящимися к русловой фации (слой 2). Ранее отмечалось, что при процессах пластово-диагенетического оглеения первично-красноцветного аллювия соединения окисного железа интенсивно восстанавливались и вовлекались в пути миграции (при этом содержание Fe_2O_3 снижалось от 8—9% в первично-красноцветных породах до 0,5—3,5% в обеленных).

При перемещении грунтовых вод из более тонкообломочных (пойменных) осадков аллювия в более грубообломочные (русловые), где часто господствовали окислительные обстановки, происходили массовая садка соединений железа и возникновение железистых кирас обломочной цементации. Изучение кирас обломочной цементации свидетельствует о том, что их образование нередко сопровождалось изменением и самих терригенных зерен (подобным охарактеризованным ранее в гидроморфно-элювиальных кирасах). При этом происходили растрескивание обломков кварца и полевых шпатов с заполнением трещин гетит-гематитом (см. табл. VI, 6) или опалом, коррозия зерен кварца (см. табл. VI, 2), каолинизация обломков слюд и полевых шпатов и др.

Второстепенные группы древних почв. В отложениях северозайсанской свиты фиксируются и иные типы гипергенных преобразований, которые проявлялись локально и выявлены лишь в единичных разрезах. Это алунит-каолиновые и углисто-каолиновые ископаемые почвы.

Алунит-каолиновая группа ископаемых почв установлена В.С. Ерофеевым лишь в двух разрезах Призайсанья — у южного борта солонца Кызыл-Как и у северного подножия сопки Пшук. Строение их элювиального профиля обычное: в его нижней части развиты каолиновые глины, в средней и верхней появляются скопления алунита в глинах, вплоть до образования алунит-каолиновой или железисто-алунит-каолиновой кирасы (мощностью 0,2—0,5 м). В наиболее обогащенных алунитом разностях пород содержится, %: SiO_2 — 24,87, Al_2O_3 — 27,97, Fe_2O_3 — 3,74, TiO_2 — 0,34, FeO — нет, CaO — 0,88, MgO — нет, Na_2O — 1,24, K_2O — 5,34, H_2O^- — 1,12, H_2O^+ — 8,35, CO_2 — нет, SO_3 — 23,03, P_2O_5 — 0,41, C — 0,15, п.п.п. — 2,13, Σ — 99,51, при содержании SiO_2 кварца 6,8%.

В состав кирасы входят калиевый алунит, каолинит, кварц, гетит-гематит.

Но в целом эти ископаемые почвы еще плохо изучены. Имеются лишь общие сведения об их строении и составе [68]. Образование подобных почв сопровождалось привносом в профиль ионов SO_2^- (вероятно, поступававших из пиритсодержащих углистых глин при их окислении) и ионов K^+ . В современных ландшафтах алуניתовая минерализация широко представлена в квасцовых типах почв, развитых в ландшафтах с гумидным умеренным или тропическим климатом [52, 203].

Угристо-каолиновая группа ископаемых почв изредка встречается в северозайсанской свите среди углистых каолиновых глин, формировавшихся в болотных или лугово-болотных ландшафтах низкой поймы. Эти почвы имеют простое строение и обычно представлены обеленными каолиновыми глинами, в верхней части слабо углистыми; мощность профилей обычно не превышает 0,3—0,6 м. Из-за такого редкого распространения они специально не исследовались. Общая геолого-геохимическая характеристика почв рассмотрена в работе Н.С. Касимова [91]; они выделены в разрезе Кара-Бирюк под наименованием "кислые торфяно-глеевые". Некоторые сведения об этом типе элювия приведены при рассмотрении отложений ассоциации, слабо преобразованной гипергенезом.

Подводя итог характеристике наиболее важных групп маастрихт-палеоценовых гумидных почв Зайсанской впадины, можно отметить, что они, подобно современным, образуют две крупные категории: 1) гидроморфные с небольшой мощностью почвенного профиля (до 0,3—0,6 м), с простым его строением (угристо-каолиновые); 2) имеющие сходство с автоморфными мощностью до 2,5—6 м, со сложным строением почвенного профиля (железисто-каолиновые, железисто-кремнисто-каолиновые). Вместе с тем сравнение последних с современными автоморфными позволяет выявить их важную отличительную особенность. Основная часть мел-палеоценовых почв обладает слабой открытой пористостью. Большая часть макро- и микротрещин пород и пустот заполнена соединениями, мигрировавшими в древнем элювии (гетитом, гематитом, опалом, халцедоном, колломорфным каолинитом), что хорошо фиксируется в шлифах. Это связано с определенной стадийностью образования почв. На первой стадии в относительно приподнятых участках аккумулятивных равнин формировался элювий, более близкий к автоморфному, но трещиноватый и пористый (местами с проявлением гидроморфизма). На второй стадии (общего опускания местности в пределах впадин и в понижениях рельефа) резко усиливался гидроморфный привнос в данные почвы компонентов их элювиальных профилей, расположенных на гипсометрически приподнятых участках (в это время и происходило заполнение большинства открытых пор и пустот аутигенными минералами). Поэтому характеризуемую категорию древних почв мы относим к автоморфным с наложенным гидроморфизмом.

Завершая характеристику пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации Зайсанской впадины в целом, необходимо отметить, что все слагающие ее породы имеют зрелый кварцево-каолиновый состав и часто содержат выделения аутигенных минералов: гетита, гематита, опала, халцедона, каолинита.

Горная область Алтая

Красно-пестроцветные, часто окремненные отложения ассоциации верхов позднего мела—низов палеогена мощностью 1—5 м прослеживаются к северу от территории Призайсання в небольших депрессиях палеорельефа и в виде эрозионных останцов на древних поверхностях выравнивания Южного Алтая (см. рис. 2). Выделенные в составе северозайсанской свиты, они наблюдаются в пределах Каройской и Такырской впадин (грабенов), на вершинах отрогов Нарымского, Курчумского и других хребтов, повсеместно залегая на каолиновой коре выветривания. Наиболее полные разрезы толщи мощностью до 40 м известны

на северо-востоке области, в горной Чуйской впадине, под наименованием карачумской свиты [57, 66, 68]. В ее строении (см. рис. 3, Б) основное развитие получают красно-пестроцветные глинистые и алевроито-глинистые породы пролювиального генезиса с линзами аллювия. Для них характерно сложное сочетание в разрезе и по латерали пород, слабо измененных и интенсивно преобразованных древним гипергенезом. По поводу этого Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец, выделившие карачумскую свиту, писали: "Морфологически некоторые пачки суглинков и глин напоминают горизонты выветривания или погребенные почвы" [128, с. 81]. Это было подтверждено последующими исследованиями [200].

В составе обломочных минералов пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации впадин Алтая повсеместно доминирует кварц. Примесь обломков полимиктового состава (обычно каолинизированных) возрастает в грубообломочных аллювиально-делювиальных фациях.

В кровле ряда погребенных почв на территории Чуйской впадины иногда фиксируются линзы гравийных песков мощностью 0,1—0,3 м, обломочные зерна в которых слагаются глинистыми и глинисто-кремнистыми окатышами и бобовинами, возникшими за счет перебива подстилающих почв. Состав глин различных фаций каолиновый, часто со значительной примесью смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов. Аутигенные минералы представлены гематитом, гетитом и опалом. Органическое вещество отсутствует.

Ископаемые почвы северозайсанской свиты Южного Алтая практически не отличаются от таковых Зайсанской впадины и представлены железисто-кремнисто-каолиновым или реже железисто-каолиновым элювием. Профиль, аналогичный Киин-Керишскому, вскрыт скважинами на Покровском плато (южные отроги Нарымского хребта). Почвы сформировались на красноцветных пойменных алевроитах и глинах и имеют четко выраженные зоны пестроцветов (рис. 20, а) и зону обеления. В верхах профиля происходит интенсивная каолинизация листочков мусковита и гидрослюд, образующих значительную примесь к каолиниту в исходных породах. Это подтверждается наблюдениями в шлифах (рис. 20, б) и дифрактограммами (рис. 20, в) образцов (обр. 5а отобран из материнских пород, обр. 5б — из зоны пестроцветов в средней части профиля, обр. 5д — из верхней зоны обеления). Разрушение гидрослюды к верхам почвенного профиля сопровождается уменьшением интенсивности ее базальных рефлексов (10 и 4,96 Å), их расширением (в интервале 10—11 Å).

Во впадинах Южного Алтая, как и в Призайсанье, ископаемые почвы часто перемежаются в разрезах с кирасами обломочной цементации, представленными кварцевыми песчаниками с железисто-кремнисто-каолиновым цементом мощностью до нескольких метров.

Ископаемые почвы карачумской свиты Горного Алтая детально охарактеризованы [200] и относятся к группе железисто-кремнисто-каолиновых. Отмечено их сходство с современными субтропическими подзолами. Древние почвы формировались на красноцветном песчано-глинистом субстрате (рис. 20, г, слой 1); в их профиле выражена зона пестроцветов (слой 2а—в) и зона обеления со следами корневой системы (слои 3а, б). В нижней части обеленной зоны (слой 3а) установлена масса микроконкреций гидроокислов железа с примесью окислов марганца. Характерно, что общее содержание окисного железа в низах обеленной зоны (слой 3а) остается примерно таким же, как и в глинах исходного красноцветного субстрата (слой 1), и колеблется в интервале 5—6%.

Значения SiO_2 к верхам профиля возрастают от 56 до 75%. В самых верхах обеленной зоны (слой 4) появляются породы бобовой текстуры (гидроморфно-элювиальная кираса). Они представлены глинисто-кремнистыми окатышами и бобовинами (перемытыми из верхов подстилающих почв), сцементированными

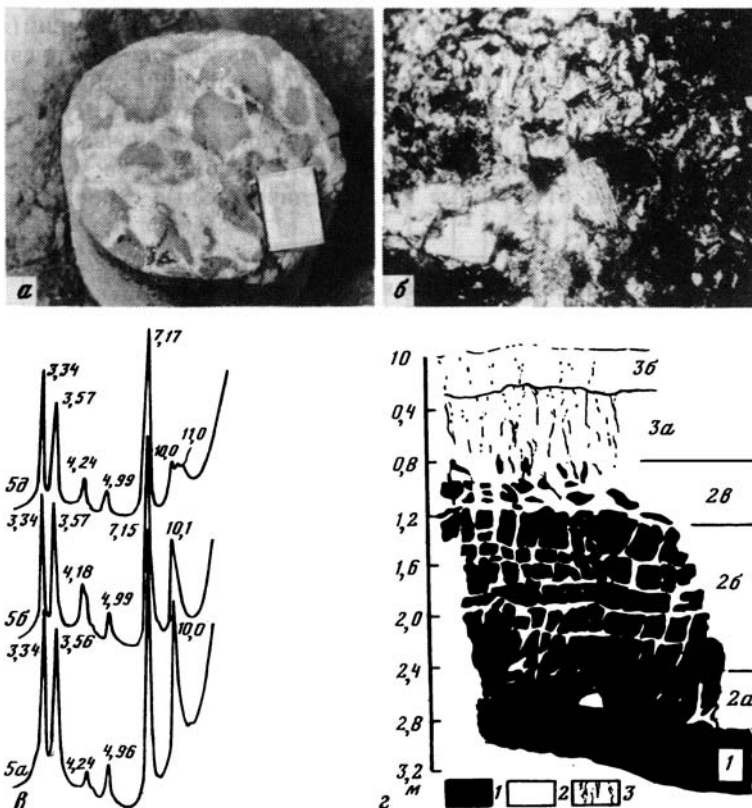


Рис. 20. Строение и состав ископаемых почв горных районов Алтая.

Южный Алтай, плато Покровское, железисто-каолиновые почвы северозайсанской свиты: а — образец пестроцветных алевритистых глин (низы элювиального профиля); б — шлиф, каолинизированные пластинки мусковита (верхи профиля) (ув. 30, николи скрещены); в — дифрактограммы образцов пород (5а, 5б, 5д). Горный Алтай, Чуйская впадина, обнажение Кызыл-Чин, карачумская свита: г — зарисовка железисто-кремнисто-каолиновой почвы (1 — первично-красная окраска пород, 2 — вторичное обеление, 3 — следы корневидных каналов), цифры справа — номера почвенных зон

глинисто-кремнистым (опаловым) цементом с почвенными текстурами. Несмотря на белый цвет данных пород, содержание окислов железа в них нередко возрастает до 14,68% за счет увеличения микроконкреций, усиливается окремнение (содержание SiO_2 здесь повышается до 83,6%). Иногда встречаются выделения аутигенного кальцита. Глинистое вещество этих почв состоит из смеси каолинита, гидрослюд и смешанослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового минерала.

Из приведенной характеристики видно, что железисто-кремнисто-каолиновые ископаемые почвы карачумской и северозайсанской свит имеют много общего. Вместе с тем между ними существует и некоторая разница. В частности, горно-алтайские почвы отличаются [200] слабым проявлением процессов каолинизации пород субстрата и миграции соединений железа в профиле, повышенным содержанием примеси окислов марганца в микроконкрециях, иногда появлением аутигенного кальцита и др. Это позволяет предположить, что их формирование протекало в более засушливых обстановках (вероятно, в условиях гумидного субтропического климата с длительными засушливыми периодами).

Следовательно, разрезы пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации Зайсанского прогиба и впадин горной области Алтая имеют много общего в строении

разрезов, фациальном и вещественном составе пород. В то же время для впадин Горного и Южного Алтая характерны небольшие мощности отложений (до 2—40 м), некоторые увеличения доли грубообломочного материала (кварцевых песков, гравийников, галечников или щебней). В мелких депрессиях Южного Алтая по сравнению с крупными областями аккумуляции (Зайсанская и Чуйская впадины) резко возрастает доля пород, преобразованных древними почвами (они слагают почти все разрезы ассоциации). На северо-востоке области (в Чуйской впадине) зафиксированы также и отмеченные выше отличительные особенности строения и состава почв.

Западно-Сибирская и Туранская плиты

В маастрихте—среднем эоцене основная часть Западно-Сибирской и Туранской плит представляла собой арену морского осадконакопления (см. рис. 2). Континентальные кремнисто-каолиновые пестроцветы установлены лишь местами вдоль южной периферии Западно-Сибирской плиты (см. рис. 3,Б). Их разрезы мощностью 5—80 м вскрыты бурением в Павлодарско-Семипалатинском Прииртышье или обнажены в обрывах берегов р. Иртыша (у поселков Муралды, Энбекши, Каратерек и др.), у подножия гор Семейтау и др. Пестроцветы повсеместно подстилаются мощной каолиновой корой выветривания.

В характеризуемом регионе строение и состав кремнисто-каолиновых пестроцветов цветной гематит-каолиновой ассоциации принципиально такие же, как и в Зайсанском прогибе. Преобладают каолиновые глины с линзами, прослоями алевроитов, кварцевых песков пролювиального, пролювиально-озерного или аллювиального генезиса, окрашенные в красно-пестрые цвета (см. рис. 3,Б). Встречаются линзы окремненных глин, песчаников с кремнистым (опаловым), железисто-кремнистым или железистым (гетит-гематитовым) цементом. На левобережье р. Иртыша железисто-кремнистые песчаники часто бронируют обнажения описываемой толщи, создавая столовые формы возвышенностей рельефа. Как и в Зайсанской впадине, большая часть характеризуемых отложений интенсивно преобразована древним гипергенезом (в большинстве случаев встречаются слившиеся пачки ископаемых почв). Среди почв наблюдаются железисто-кремнистые и железисто-каолиновые разности с железистыми, железисто-кремнистыми кирасами (гидроморфно-элювиальными или обломочной цементации). Для линз аллювия характерно проявление процессов пластово-диагенетического оглеения и формирования ярко-белых безжелезистых линз кварцевых песков или каолиновых глин, резко выделяющихся на красно-пестроцветном фоне.

Таким образом, в строении, фациальном и вещественном составе кремнисто-каолиновых пестроцветов Прииртышья и Зайсанского прогиба нет принципиальных различий (фиксируется лишь сокращение мощностей свиты до 5—80 м).

Казахский щит

Кремнисто-каолиновые пестроцветы очень широко представлены во многих участках Казахского щита, начиная от Причингизья на востоке территории до самых западных районов, прилегающих к Тургайскому прогибу. Они выполняют впадины эрозионные, эрозионно-тектонические (крупные или небольшие по размерам) и эрозионно-карстовые. Мощности отложений колеблются от 1—5 до 80 м. Во впадинах Причингизья эти отложения описаны в составе северозайсанской свиты [207, 214], в более западных районах Казахского щита они выделяются (см. рис. 1) в составе каракингирской, джартаасской, сарысуйской, жездинской, коскакольской, акжарской свит или подсвит [26, 68, 141, 166 и др.].

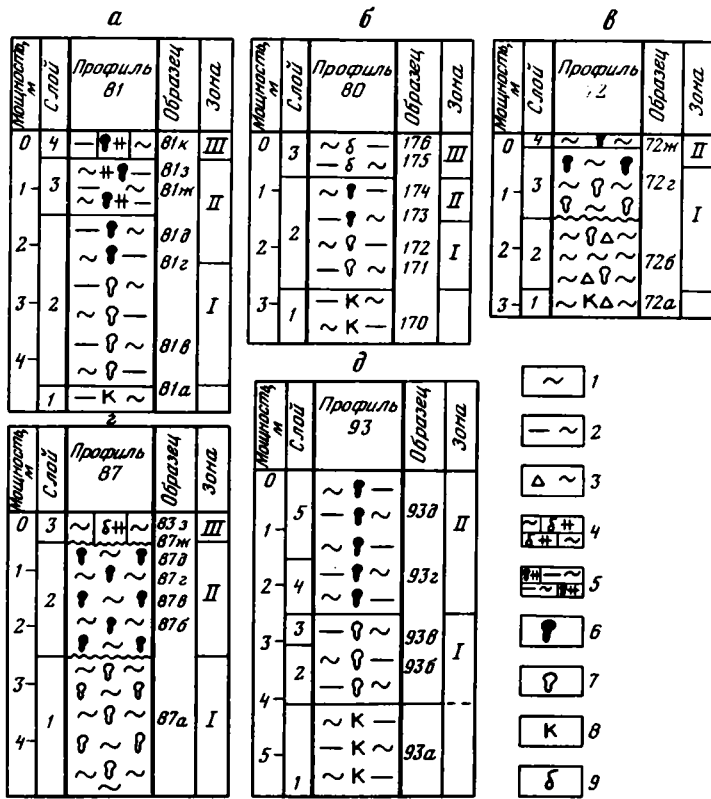


Рис. 21. Профили кремнисто-каолиновых и железисто-кремнисто-каолиновых ископаемых почв впадин Казахского щита. Джекказганская впадина, сарысуйская свита, профили: а — 81, б — 80 (обрывы р. Жезды), в — 72 (стенка карьера рудника Жайрем), г — 87 (стенка карьера Аркалыкского месторождения, участок 5, акжарская свита), д — 93 (обрыв р. Акжар, Аркалыкское месторождение, акжарская свита)

1—5 — породы: 1 — глины, 2 — алевроитистые глины, 3 — глины с гравием и мелкой дресвой кварца, 4 — окременненные глины кирасы, 5 — окременненные и ожелезненные алевроитистые глины кирасы; 6, 7 — пятна гетит-гематита: 6 — с железисто-кремнистыми стяжениями-конкрециями, 7 — без конкреций, чередующиеся с пятнами обеления; 8, 9 — окраска пород: 8 — красная, коричневая или желто-бурая, 9 — белая

Наиболее хорошие разрезы пестроцветов представлены в Джекказганской впадине, здесь же они полно минералогически охарактеризованы [166].

В Джекказганской впадине — крупной маастрихт-эоценовой области аккумуляции Казахского щита — строение, фациальный и вещественный состав кремнисто-каолиновых пестроцветов принципиально такие же, как и в разрезах Северного Призайсания. В разрезах преобладают красно-пестроцветные глины с линзами алевроитов, кварцевых песков пролювиального или аллювиального генезиса. Породы часто окременнены или ожелезнены. Многие интервалы разрезов преобразованы древним гипергенезом и приобрели черты элювия. Поэтому В.Н. Разумова пишет: "... от коры выветривания палеозойских пород они отделяются с большим трудом и практически сливаются с последней в единый осадочно-элювиальный комплекс" [166, с. 21].

Изучение разрезов сарысуйской свиты позволило выявить участие в ее строении различных ископаемых почв, сходных с зайсанскими. В качестве примера рассмотрим (рис. 21, а) строение железисто-кремнисто-каолиновой ископаемой почвы (профиль 81 на левом берегу р. Жезды, в верхах обнажения пестроцветов) по красноцветным пойменным алевроитистым глинам (слой 1). Они сменяются вверх по профилю пестроцветными алевроитистыми глинами (зона 1),

в верхней части которых появляются стяжения гетит-гематита (зона II). Еще выше они переходят в слабо окремненные пестроцветные алевритистые аргиллиты с опаловым цементом (зона III), представляющие собой железисто-кремнистую гидроморфно-элювиальную кирасу.

В исходных породах (обр. 81а из обеленного пятна) содержится (в %): SiO_2 — 64,94, Al_2O_3 — 18, Fe_2O_3 — 1,81. В кирасе (обр. 81к из обеленного участка) отмечается рост содержания SiO_2 (до 75%), сокращение значений Al_2O_3 (до 12, 48%) и Fe_2O_3 (до 1, 38%).

Результаты дифрактометрического анализа (рис. 22,а, обр. 81а, 81в) свидетельствуют о том, что глинистое вещество основания профиля представлено каолинитом с существенной примесью смектита и гидрослюд. Вверх по профилю (в обр. 81г, д, ж, з, к) содержание смектит-гидрослюдистой фазы уменьшается, а каолинита возрастает. Следовательно, в характеризуемом профиле (как и в зайсанских почвах) осуществляется окремнение его верхней части, каолинизация смектит-гидрослюдистых минералов и перераспределение гидроокислов железа.

Примером железисто-каолиновой ископаемой почвы может служить профиль 80 (см. рис. 21,б) на левом берегу р. Жезды (в основании обнаженной части разреза пестроцветов). В данном профиле, развитом на красноцветных пойменных алевритистых глинах (слой I), хорошо представлены зоны нижних и верхних пестроцветов (I, II) и зона обеленных алевритистых глин (III), венчающих его.

Результаты силикатного анализа проб (табл. 7, обр. 170, 172, 174—176) свидетельствуют о перераспределении или интенсивном выносе из верхов профиля соединений железа, а также о некотором сокращении значений окислов щелочных металлов (K_2O , MgO , CaO). Дифрактограммы образцов (см. рис. 22,б) указывают на присутствие в составе глин наряду с каолинитом примеси гидрослюды (с базальными рефлексамися 10—10,1 и 4,96—4,98 Å). Потеря окислов щелочных металлов в характеризуемом почвенном профиле, вероятно, связана с каолинизацией примеси "незрелых" по составу минералов.

В разрезах кремнисто-каолиновых пестроцветов Джезказганской впадины присутствуют различные типы кирас (гидроморфно-элювиальные или обломочной цементации), аналогичные зайсанским. Они имеют железисто-кремнисто-каолиновый, железисто-кремнистый, железистый состав, образуют карнизы в обнажениях или бронируют эрозионные останцы пестроцветов. В аллювиальных отложениях часто встречаются пласты обеленных кварцевых песков, алевритов, глин, испытавших пластово-диагенетическое оглеение и вынос соединений железа.

На территории Казахского щита за пределами Джезказганской впадины кремнисто-каолиновые пестроцветы описаны в составе северозайсанской (в Причингизье), коскакольской (в Тенгизской впадине и ее обрамлениях), а также палеонтологически немой акжарской свиты, имеющей спорный возраст. Напомним, что отложения коскакольской свиты являются фациальным аналогом бокситоносных толщ, слагающих карстовые депрессии, а акжарские пестроцветы венчают разрезы последних, прослеживаясь за пределы карстовых депрессий в прилегающие районы, налегая на коскакольскую свиту и сливаясь с ней в единую пестроцветную толщу. Мощности северозайсанской и коскакольской свит обычно не превосходят 1—5 м, мощность акжарских пестроцветов в карстовых депрессиях возрастает до 10—20 м. Отложения северозайсанской и коскакольской свит обычно выполняют небольшие по размеру депрессии (см. рис. 2), повсеместно подстилалась каолиновой корой выветривания. В составе отложений нередко возрастает роль более грубых кварцевых песчано-гравийных пород, а иногда появляются линзы кварцевых или кварцитовых щебней или галечников делювиального или местами аллювиального генезиса. Часто характеризуемые отложения сильно преобразованы древним гипергенезом, окремнены (иногда до состояния кварцитов) или ожелезнены и превращены в кирасы

Таблица 7
Химический состав образцов пород из профилей ископаемых почв
кремнисто-каолиновых пестроцветов Центрального Казахстана, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
<i>Профиль 80 (Жезды I)</i>							
176	60,54	1,02	24,17	1,75	0,13	Нет	0,89
175	67,24	1,02	19,85	1,90	Нет	Следы	0,78
174	51,47	1,15	28,45	2,30	"	1,75	1,25
172	46,65	0,89	29,94	8,51	"	0,50	1,25
170	46,21	1,05	27,23	10,85	"	0,62	1,24
<i>Профиль 87 (Аркалык)</i>							
87з	87,14	3,36	4,24	2,10	Нет	0,61	0,36
87ж	80,23	2,88	9,98	1,41	0,12	0,77	0,01
87д	57,83	2,30	11,47	20,61	Нет	0,75	0,65
87б	55,52	1,87	26,52	3,17	0,13	0,83	0,07
87а	65,33	2,37	18,79	3,48	0,13	0,83	0,06

ния, образуя развалы элювиальных глыб пестроцветных кремнистых пород, покрывающие эродированную поверхность древнего Казахского пенеплена во многих районах Причингизья, Тенгизской впадины.

Железисто-каолиновые ископаемые почвы встречаются в разрезах характеризующихся отложениями редко. Примером может служить элювиальный профиль в карьере рудника Жайрем (см. рис. 21, в; 22, в) на красноцветном каолиновом глинистом субстрате с включением дресвы или щебня кварца.

Важно также подчеркнуть, что на западе Казахского щита в составе железисто-кремнисто-каолиновых пестроцветов коскакольской и акжарской свит резко возрастает роль галечных или бобовых кремнисто-железистых или железистых образований [166]. Подобные бобовины и гальки образуют здесь не только скопления в красных пятнах среди глин, но и линзы или пласты мощностью 0,1—2 м. Помимо Тенгизской впадины, включения скоплений кремнисто-железистых бобовин в глинах, а также линзы и пласты кремнисто-железистых бобовников наблюдались в районе оз. Борлыкколь и в скважинах севернее станции Сарыоба, севернее пос. Семеновка и др. Образование подобных железисто-кремнистых конкреций тесно связано с формированием древних железисто-кремнисто-каолиновых почв акжарской и коскакольской свит. Разрезы отложений этих свит часто почти целиком преобразованы древними почвами и могут служить типичными примерами слияния разновозрастных элювиальных профилей в единую толщу пестроцветов. Подобные слившиеся горизонты ископаемых почв хорошо наблюдаются в обрывах стенок карьера Амангельдинского месторождения бокситов (табл. VII, а, б) в акжарской свите. В их строении отчетливо видны трубчатые корневидные каналы обеления округлого или эллипсоидного сечения в плане (табл. VII, в) и вертикальные пятна ожелезнения, часто насыщенные стяжениями или конкрециями — бобовинами железисто-кремнистого состава.

В качестве примера рассмотрим (см. рис. 21, г) один из наиболее типичных профилей ископаемых почв (профиль 87) акжарской свиты на Аркалыкском месторождении бокситов (участок 5, залежь 2). Исходными породами почвы служили пестроокрашенные глины, уже затронутые почвенными процессами (зона I), мощностью 1,5 м. Выше они сменяются зоной верхних пестроцветов с пятнами, бобовинами — конкрециями железисто-кремнистого состава (зона II), мощностью 2 м. Профиль венчается зоной кирасы (III) — обеленных плотных глин, слабокремненных, мощностью 0,5 м. В характеризуемом профиле

MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ
<i>Профиль 80 (Жезды I)</i>								
0,40	0,52	1,05	7,54	1,56	Нет	Нет	Нет	99,57
1,36	0,42	1,02	5,84	1,06	"	"	Следы	100,49
Нет	0,23	1,34	9,26	1,19	1,20	"	0,01	99,60
0,01	0,56	1,48	9,90	1,09	Нет	"	0,01	99,70
Следы	0,23	1,28	9,59	0,96	0,40	"	0,01	99,67
<i>Профиль 87 (Аркалык)</i>								
0,01	0,12	0,18	0,48	1,05	Нет	Нет	Следы	99,65
Нет	0,14	0,41	2,66	0,99	"	"	Нет	99,60
0,01	0,25	0,61	1,23	3,92	"	"	0,01	99,69
0,09	0,19	1,22	7,74	2,29	"	"	Нет	99,55
Нет	0,19	1,52	5,46	1,47	"	"	"	99,63

по сравнению с материнскими породами увеличивается (см. табл. 7) содержание SiO₂ (от 65,33 до 87,14%) и, напротив, сокращается — Al₂O₃ (от 18,79 до 4,24%), а также окислов железа и щелочных металлов.

Данные дифрактометрического анализа (см. рис. 22,2) указывают на разрушение вверх по профилю гидрослюдистых минералов (присутствующих в форме примеси к каолиниту в исходных породах) и на накопление каолинита. Вверх по профилю происходит также рост содержаний Fe₂O₃ от 5—10% в исходных породах до 20—56% (при значениях SiO₂ равных 57—12%, Al₂O₃ — 11—13%) (см. табл. 7).

Ф.Г. Пасова [146], изучая бобовины из глин акжарской свиты, отмечает, что их состав меняется в широких пределах: в одних разностях доминируют окислы кремния (SiO₂ — 55,76%, Fe₂O₃ — 28,8, Al₂O₃ — 7,14%), в других — железа (Fe₂O₃ — 40%, SiO₂ — 37,44, Al₂O₃ — 10,20%). Из минералов, слагающих бобовины, установлены гематит, гетит, опал с примесью кварца и каолинита.

Важной особенностью грубообломочных пород характеризуемой ассоциации является частое появление среди них железисто-кремнистых стяжений или конкреций, перемытых из почв. Их скопления нередко образуют в глинах линзы или пласты (мощностью до 0,1—2 м) галечно-бобовых пород (см. табл. VII,2), внешне напоминающие бобовые бокситы. Однако в этих породах исходный гравий (бобовины) железисто-кремнистого состава сцементирован железисто-кремнистым цементом. Это те же железисто-кремнистые кирасы обломочной цементации, только вместо терригенных (кварцевых) обломков в них находятся перемытые из древних почв или кор выветривания железисто-кремнистые конкреции.

Остатки подобных кирас фиксируются во многих участках западной части Казахского щита в обнажениях кремнисто-каолиновых пестроцветов или образуют элювиальные развалы на размываемой поверхности древнего Казахского пенеплена. Их состав, по данным силикатного анализа (табл. 8), испытывает значительные колебания.

В обр. 1г (разрез у оз. Борлыколь), 119а, 119в (разрезы на правом берегу р. Акжар — выше плотины) окислы кремния (73—76%) резко доминируют над окислами железа (14—16%). И напротив, в обр. 121а из разреза на правом берегу р. Акжар, у пос. Акжарский, главная роль принадлежит окислам железа (Fe₂O₃ — 63,38%, SiO₂ — 17,22%).

Рассматривая преобразования глинистого вещества в древних почвах крупных

Таблица 8
Результаты силикатного анализа
железисто-кремнистых бобовников, вес. %

Компонент	Номер образца			
	Iг	I2Ia	I19a	I19a
SiO ₂	75,98	17,22	73,30	76,27
TiO ₂	0,60	1,46	0,72	0,81
Al ₂ O ₃	3,42	11,83	3,38	3,57
Fe ₂ O ₃	14,99	63,38	16,99	14,16
FeO	0,07	Нет	Не опр.	Не опр.
MnO	0,35	0,03	0,07	0,07
MgO	Нет	Нет	Нет	Нет
CaO	0,86	"	"	"
Na ₂ O	0,15	0,09	0,05	0,05
K ₂ O	0,30	0,14	0,18	0,18
CO ₂	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.
C	0,11	"	"	"
P ₂ O ₅	0,05	0,10	Нет	0,05
H ₂ O ⁺	2,89	5,09	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,70	1,15	"	"
Σ	100,47	100,49	"	"

Примечание. Для обр. I19a, I19a анализ выполнен в ГИН АН СССР методом плазменной спектрометрии.

и мелких впадин Казахского щита, можно отметить, что они во многом остаются подобными зайсанским. Наиболее часто в них фиксируется каолинизация смектитовых или гидрослюдистых минералов, входящих в состав примеси к каолиниту в исходных породах. Это наиболее ярко иллюстрируется на примере исследований глинистого вещества профилей 81,87 (см. рис. 21,22). В профиле 72 состав глинистого вещества повсеместно мономинеральный, каолиновый; в профиле 80 каолинизацию исходных незрелых минералов, присутствующих в профиле, можно предполагать лишь по данным силикатного анализа (за счет некоторого снижения содержаний щелочных металлов). В то же время на дифрактограммах почвенных образцов (171, 173, 175) не отмечается снижение интенсивности гидрослюдистых рефлексов по сравнению с исходными породами (обр. 170) (см. рис. 22).

В железисто-кремнисто-каолиновых почвах Казахского щита широко фиксируется и диспергация и аморфизация кристаллов каолинита. Дифрактограммы глинистых минералов таких почв (см. рис. 22, e, обр. 31 а,б,г) отличаются появлением сильно ослабленных, аномально широких базальных рефлексов каолинита (3,58 и 7,2 А). Термические и электронно-микроскопические исследования данных глин проводились нами ранее [68, с. 71]. На термограммах данных образцов видны сильно ослабленные термические рефлексы каолинита в области 570—580 и 960—980°, а также появляется эндотермическая обстановка в области 100—120°. При электронно-микроскопических исследованиях установлено, что основная масса глины состоит из очень мелких (диспергированных и аморфизованных) кристалликов каолинита.

Следовательно, маастрихт-эоценовые ископаемые почвы Казахского щита (подобно зайсанским) обычно накладывались на достаточно зрелые по составу осадки (продукты перемыва каолиновых кор выветривания), способствуя их дополнительному довыветриванию. В одном из разрезов на правом берегу

р. Акжар, вблизи Аркалыкского месторождения, выявлена их интересная разновидность. Здесь железисто-кремнисто-каолиновые почвы сформировались непосредственно на глинах кор выветривания палеозойских сланцев. Глинистый структурный элювий этих кор выветривания представлен здесь фиолетовыми или коричневыми глинами (см. рис. 21, д, слой I), существенно гидрослюдистыми с примесью каолинита (см. рис. 22, д, обр. 93а). На этих глинах сформировалась почва с зоной нижних и верхних пестроцветов (I и II), обогащенная железисто-кремнистыми конкрециями — бобовинами в средней и верхней частях. Результаты дифрактометрических исследований свидетельствуют о том (см. рис. 22, д), что существенно гидрослюдистые глины, слагающие низы профиля (обр. 93а, б), постепенно обогащаются каолинитом в средней части профиля (обр. 93д) и становятся каолиновыми в его верхах (обр. 93г, д). Остатки полуразрушенной гидрослюды фиксируются здесь лишь в форме примеси (рефлексы 10,4 А; 10,5 А).

Из приведенного описания видно, что маастрихт-эоценовые кремнисто-каолиновые пестроцветы впадин Казахского щита во многом напоминают разрезы таковых в Призайсанье и отличаются от них малыми мощностями отложений, местами широким формированием в почвах железисто-кремнистых конкреций или продуктов их перемыва — осадочных бобовников. Но пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация этого района обладает и заметной отличительной чертой. Синхронно с формированием кремнисто-каолиновых пестроцветов во многих впадинах Казахского щита накапливались каолинит-бокситовые толщи.

КАОЛИНИТ-БОКСИТОВЫЕ ПЕСТРОЦВЕТЫ

Каолинит-бокситовые толщи являются важной составной частью характеризуемых гумидных красноцветов. В настоящей работе, посвященной сравнительной характеристике строения и состава различных типов гумидных красноцветов, накопившихся на значительной территории древней суши, и выявлению общих законов их образования, автор не ставил цель осветить все вопросы сложной и дискуссионной проблемы бокситообразования. Цель работы ограничивалась иллюстрацией главных особенностей строения, вещественного и фациального состава бокситоносных красноцветов для установления их места в разрезах всей характеризуемой ассоциации и познания основных особенностей процессов седименто- и литогенеза. Основное внимание уделялось исследованиям практически наиболее важной и генетически спорной бокситоносной пачки; вопросы строения и генезиса подрудных и надрудных пачек или подцвет здесь детально не рассматриваются. Как и для кремнисто-каолиновых пестроцветов, более подробно освещены еще слабо изученные древние гипергенные преобразования осадков, игравшие важную роль в процессах литогенеза.

В общей геологической характеристике было отмечено, что предшествующие исследования бокситоносных толщ Казахстана позволили выяснить многие важные вопросы строения разрезов, вещественного состава и генезиса. В том или ином объеме ряд из них затрагивался и решался и в публикациях автора. Вместе с тем было показано, что многие основные вопросы генезиса бокситов спорны и дискуссионны. Ниже, опираясь на результаты проведенных исследований с учетом данных предшественников, изложим принятые автором генетические представления.

Ранее отмечалось, что автор разделяет и развивает точку зрения накопление маастрихт-эоценовых осадочных бокситоносных толщ Казахстана в карстовых или эрозионно-карстовых впадинах (сравнительно небольших по разме-

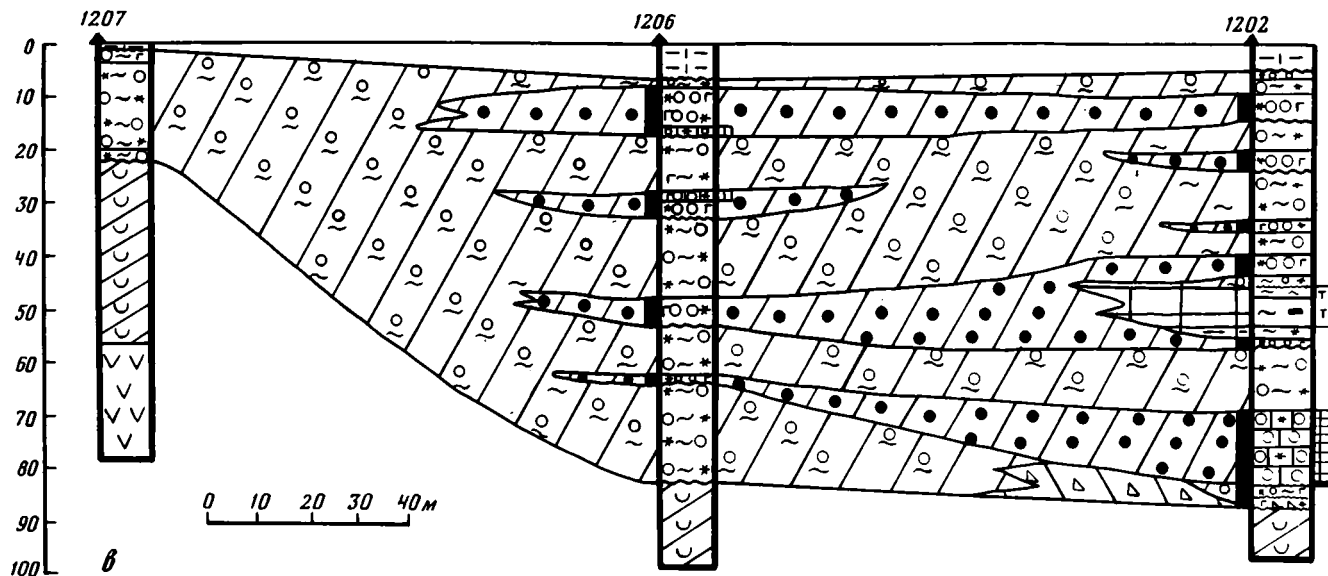


Рис. 23. Литолого-фациальные разрезы через карстовую депрессию месторождения Кайнарлы-II: а—в — разрезы: а — I—I, б — II—II, в — III—III. Составлены с привлечением данных Ш.Ж. Бахтеева на основе исследований автора

Литологическая колонка (1—22): 1 — суглинки и пески антропогена (без расчленения), 2 — щебни с глинистым цементом (а — латеритные, б — железисто-кремнистые), 3 — песчано-дресвяные отложения с глинистым цементом (а — латеритные, б — железисто-кремнистые), 4 — крупные галечники с включением гравия (бобовин) с глинистым цементом, латеритные, 5 — мелкие галечники или гравийники (бобовники) с глинистым цементом (а — латеритные, б — железисто-кремнистые), 6 — глины с включениями гравия или бобовин (обломки: а — латеритные, б — железисто-кремнистые), 7 — пески сильно глинистые с обломочными зернами латеритного или каолинового состава, 8 — глины слабо песчаные, 9 — глины, 10 — слабо гибситизированные породы — аллиты или бокситы (а — щебни, б — дресвяники со щебенкой и песком, в — галечники и гравийники, г — гравийно-бобовники, д — редкособовые глины, е — глинистые пески, ж — глины), 11 — сильно гибситизированные каменные породы — бокситы (а — мелкообломочные конгломераты и гравелиты, б — редкогравийные гравелиты, в — песчанники, г — пелитоморфные бокситы), 12 — углистые или гумусированные глины, 13 — бурые угли, 14 — подрудные глины с зеркалами скольжения, местами с каолинизированными обломками пород фундамента, желтые, серые, 15 — глинистые коры выветривания осадочных или эффузивно-осадочных пород палеозойского фундамента, 16 — алюмосиликатные породы фундамента (песчанники, алевролиты, аргиллиты, пирокластические образования ордовика, девона или карбона), 17 — известняки палеозойского фундамента, 18, 19 — окраска пород: 18 — красная, 19 — белая, 20 — красные почвенные пятна со стяжениями гидроокислов железа, 21 — минерализованный детрит, 22 — минерализованные корни растений; 23—27 — горизонты: 23 — бокситов, 24 — преобразования древними почвами (а — латеритными, б — железисто-кремнисто-каолиновыми), 25 — интенсивной цементации гибситом и образования каменных бокситов, 26 — пластово-диагенетического обесчеления, 27 — поверхностного почвенного обесчеления; 28 — налегание на отложения аркалыкской свиты кремнисто-каолиновых пестроцветов акжарской свиты в карьерах Аркалыкского месторождения; 29 — участки уступов карьера, закрытые современными осыпями или оползнями; 30—39 — фации (обозначения фаций см. в табл. 1): 30 — ДШ, 31 — ДДП, 32 — ПКБ, 33 — ПКР, 34 — ПКГ, 35 АКР, 36 — АКП, 37 — ОКУ, 38 — БКТ, 39 — ОКГ; 40 — ДДП+ОКБ без расчленения; 41 — подрудные глины; 42 — номер скважины; 43 — номер обнажения в карьере

ру, глубиной до 200—250 м). Хотя ряд залежей и залегает на силикатных породах фундамента в типично эрозионных депрессиях, но, так или иначе, большинство их обычно тяготеет к районам карстообразования, в которых карстовые понижения способствовали развитию эрозионного рельефа в приподнятых окружающих областях и служили для них базисом эрозии. Рост карстовых впадин одновременно с накоплением каолинит-бокситовой толщи часто приводит к изгибанию или дроблению бокситовых залежей на многочисленные блоки, их сползанию по склонам, нарушению первичных залеганий пород и возникновению залежей сложного строения.

Важно подчеркнуть, что толщи осадочных бокситов неизвестны в пределах более или менее крупных областей седиментации маастрихт—эоцена. Эти отложения не развиты и между полями эрозионно-карстовых впадин, где в небольших депрессиях обычно накапливались лишь кремнисто-каолиновые толщи пород. Это свидетельствует об их формировании в относительно приподнятых участках континента, где эрозионно-карстовые котловины служили местом локализации глиноземистых продуктов денудации.

Бокситоносные отложения представлены полифациальными красно-пестроцветными, реже белыми глинами, аллитами или бокситами, местами с редкими линзами и прослоями кварцевых песков. Иногда с ними ассоциируют линзы и пачки темных гумусированных глин и реже бурых углей, углистых бокситов. Залежи аллитов и бокситов обычно приурочены к пачкам красно-пестроцветных пород и имеют преимущественно линзообразную и пластообразную форму. Среди бокситов выделяются обломочные или пелитоморфные каменистые, сухаристые и рыхлые разности.

Одной из основных особенностей строения разрезов каолинит-бокситовых толщ верхов верхнего мела — низов палеогена являются присущие многим их пластам типичные признаки осадочных образований, с одной стороны, и проявления интенсивного гипергенного преобразования и химического выветривания — с другой. Эта особенность состава бокситорудной толщи была отмечена В.Н. Разумовой: "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 углисто-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" [166, с. 87]. Представления о довыветривании осадков после их отложения в карстовых депрессиях выдвигались и другими геологами [68, 93, 127, 212].

Ниже последовательно рассмотрим не измененные или слабо измененные гипергенезом каолинит-бокситовые отложения и их разности, сильно преобразованные этими процессами. Соотношение между ними часто меняется как в разных участках одного месторождения, так и в пределах разных месторождений. Первые, например, часто преобладают на месторождениях Кайнарлы, вторые — на месторождениях Амангельдинской группы. Для иллюстрации строения и состава каолинит-бокситовых толщ месторождений обеих групп с использованием данных бурения или наблюдений в карьерах построена серия литолого-фациальных и литологических разрезов. Следует отметить, что на первых стадиях изучения карстовых залежей (при разбуривании) часто остаются невыясненными слагающие их вторично перемешанные карстовые блоки. Поэтому при блоковом строении залежи прослеживание и корреляция отложений между соседними скважинами (удаленных друг от друга на десятки

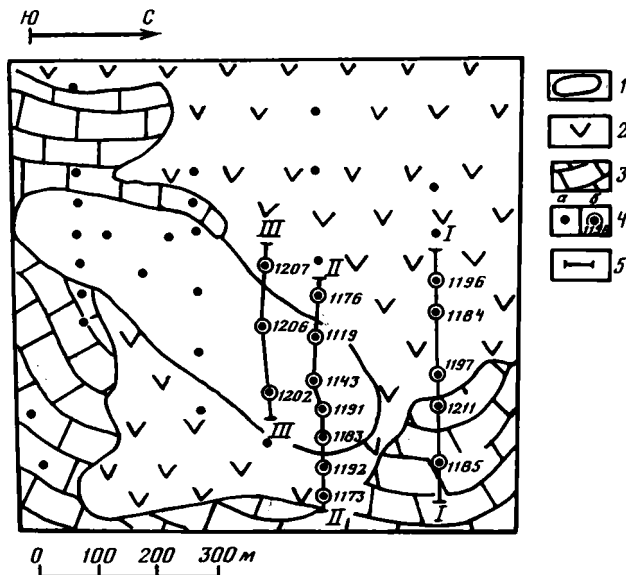
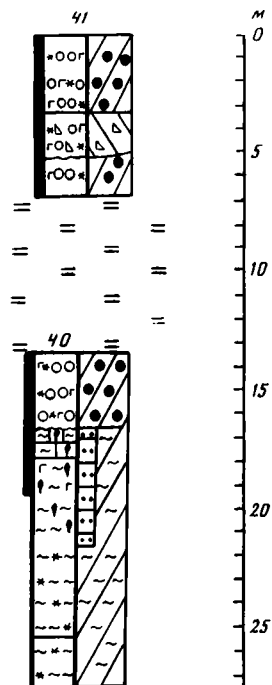
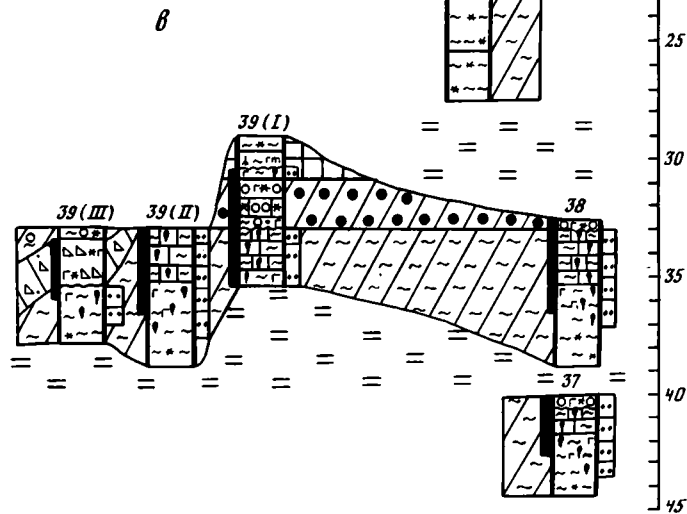
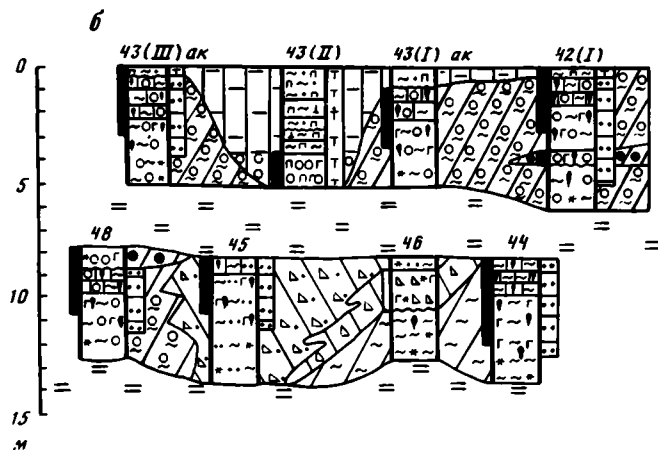
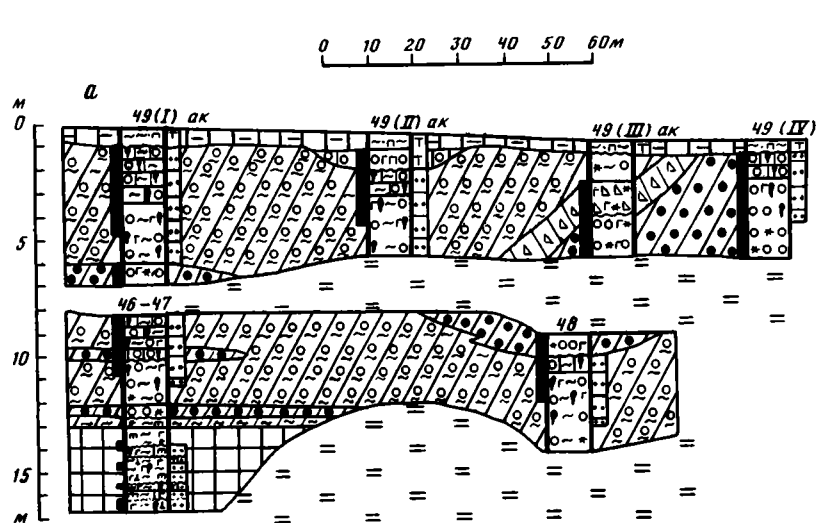


Рис. 24. Схематическая карта Кайнарлы—II (составлена по материалам Ш.Ж. Бахтеева)

1 — контур рудной залежи; 2, 3 — породы фундамента: 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, пирокластические образования ордовика и карбона, 3 — известняки; 4 — скважины (а — пробуренные на месторождении, б — использованные для построения разрезов); 5 — линии литолого-фациальных разрезов

или первые сотни метров) часто являются условными и затем уточняются при вскрытии залежи карьерами. Вместе с тем на разрезах, построенных по данным бурения, хорошо видны главные составные литолого-генетические единицы и основные тенденции изменения разрезов. Серия подобных разрезов построена нами для северо-восточной части месторождений Кайнарлы II (рис. 23), их привязка дана на рис. 24. На данной площади имели место относительно слабые вторичные деформации блоков бокситоносной толщи и представлен полный набор ее основных литолого-генетических единиц. Здесь приведены полные разрезы каолинит-бокситовой толщи с подстилающими и перекрывающими породами (каолиновые глины с железисто-кремнистыми бобовниками).

Для месторождений Амангельдинской группы основное внимание сконцентрировано на рудной пачке аркалыкской свиты и на ее прослеживании в уступах карьеров ряда участков (рис. 25, а, б); привязка участков была дана ранее (см. рис. 6, а). Здесь построен полный продольный разрез залежи двухэтажного строения через одну из воронок Аркалыкского месторождения (см. рис. 9), показаны ее составные блоки, слагающие породы первого карстового этажа (см. рис. 8). На остальных разрезах по уступам карьеров этого же месторождения (см. рис. 25) наблюдаются различные литолого-генетические единицы бокситоносной толщи в пределах уступов карьера, вскрывающих те или иные разрозненные карстовые перемещенные блоки. Причем выбирались те из них, где сохранялись или мало менялись при просадках текстурные признаки и взаимоотношения исходных пород.



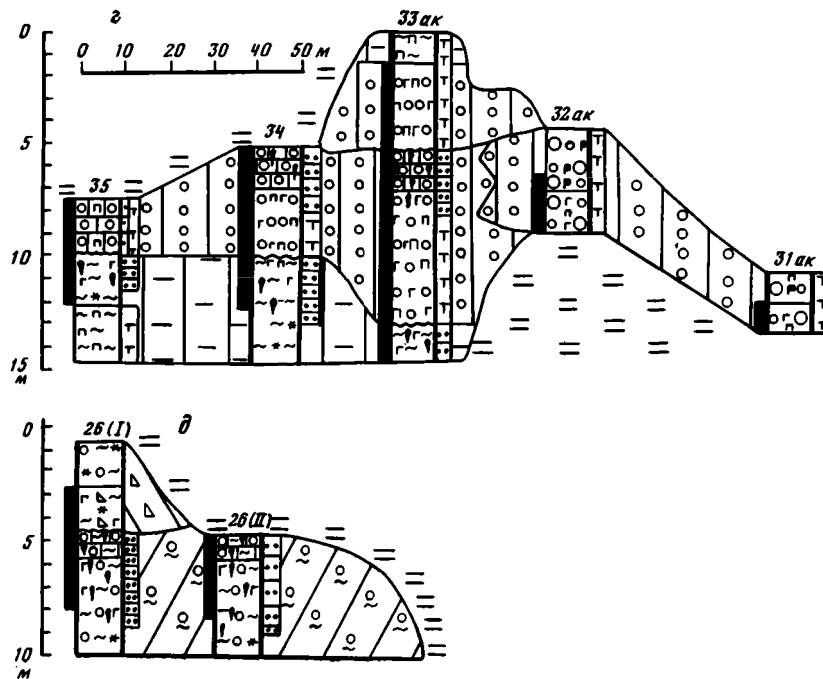


Рис. 25. Литолого-фациальные разрезы каолинит-бокситовой пачки в уступах карьера Аркалыкского месторождения

а — разрез I—I (участок 7, западный борт); *б* — разрез II—II (участок 7, северный борт); *в* — разрез III—III (участок 7, восточный борт); *г* — разрез IV—IV (участок 1, южный борт); *д* — разрез V—V (участок 2, северо-восточный борт)

Условные обозначения см. на рис. 23

ОТЛОЖЕНИЯ, НЕ ИЗМЕНЕННЫЕ
ИЛИ СЛАБО ИЗМЕНЕННЫЕ
ДРЕВНИМИ ГИПЕРГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Из приведенных разрезов каолинит-бокситовой толщи (см. рис. 9, 23, 25) видно, что для ее строения характерно чередование в вертикальном и горизонтальном направлениях разнофациальных отложений, в которых нередко сохранены текстурные признаки сходных осадков и их первичный состав. Для них характерны равномерные красные, белые, местами серые, черные окраски, присутствие глинистых или обломочных разностей. Причем в составе обломков обычно преобладают продукты разрушения панцирей, кирас, перемытые конкреции латеритного элювия.

Представления о благоприятных фациальных обстановках накопления осадочных бокситов не оставались одинаковыми. На первых этапах их изучения одни геологи считали, что основной тип руд — красные бокситы являются типичными озерными, озерно-болотными образованиями [26, 196, 197], другие — отложениями временных потоков, накопившихся на склонах, в сухих логах или карстовых депрессиях [20, 127 и др.]. Последующие исследования подтвердили преобладающий делювиальный или делювиально-пролювиальный генезис большей части руд с более локальным накоплением их в озерно-болотных и аллювиальных фациях [71, 208]. Но в последнее время высказываются мнения и в пользу существенно аллювиального генезиса бокситов Амангельдинского месторождения [113—115].

Подробнее рассмотрим особенности фациального состава бокситоносной толщи. В ее строении нами выделены отложения делювиально-пролювиальной, озерно-болотной и аллювиальной групп фаций.

Делювиально-пролювиальные отложения (табл. VIII, а,б; IX, а—д; X, а,б) являются самой распространенной генетической группой осадков и широко представлены на всех месторождениях бокситов (см. рис. 9, 23, разрезы II—II, III—III; рис. 32, разрезы I—I, II—II, III—III, V—V). Делювиально-пролювиальные каолинит-бокситоносные отложения карстовых депрессий отличаются от ранее охарактеризованных отложений этой же группы в бассейнах аккумуляции кремнисто-каолиновых пестроцветов. Они слагаются значительно более грубыми осадками со своеобразным набором фаций, составом обломков. Для карстовых депрессий, например, не характерны фации равнинного пролювия плоскостного смыва, а вместо них большое значение приобретают пролювиальные конусы выноса (характерные для расчлененного рельефа). В составе обломков обычно полностью исчезает кварц и доминируют латеритные породы.

Делювиально-пролювиальные отложения в большей мере тяготеют к бортовым частям карстовых депрессий, к их центру мощность нередко сокращается, иногда они целиком выклиниваются. В плане эти отложения имеют плащеобразную форму залежей, окраска их равномерно-красная, красно-бурая, желто-бурая. Характерны плохая сортировка и ориентировка обломочного материала, отсутствие или неясно выраженная ложная слоистость, проявляющаяся за счет напластования различных по гранулометрии пород (см. табл. VIII, а,б; IX, а,в,д, X,а). Лишь в тонких по составу пролювиально-озерных отложениях (табл. X, б) отчетливо видна горизонтальная слоистость.

В характеризуемой группе выделяются фации (см. табл. I): щебнистых осадков делювиальных потоков крутых склонов или их подножий (ДШ), дресвяно-гравийно-песчаных осадков делювиальных потоков пологих склонов или их подножий (ДДП), галечно-гравийных (бобовых) осадков верховьев карстового пролювиального конуса выноса (ПКБ), песчано-глинистых редкогогравийных (редкобобовых) осадков нижней (внешней) части пролювиального конуса выноса (ПКР) и глинистых осадков небольших пересыхающих озер периферийной части пролювиального конуса выноса (ПКГ).

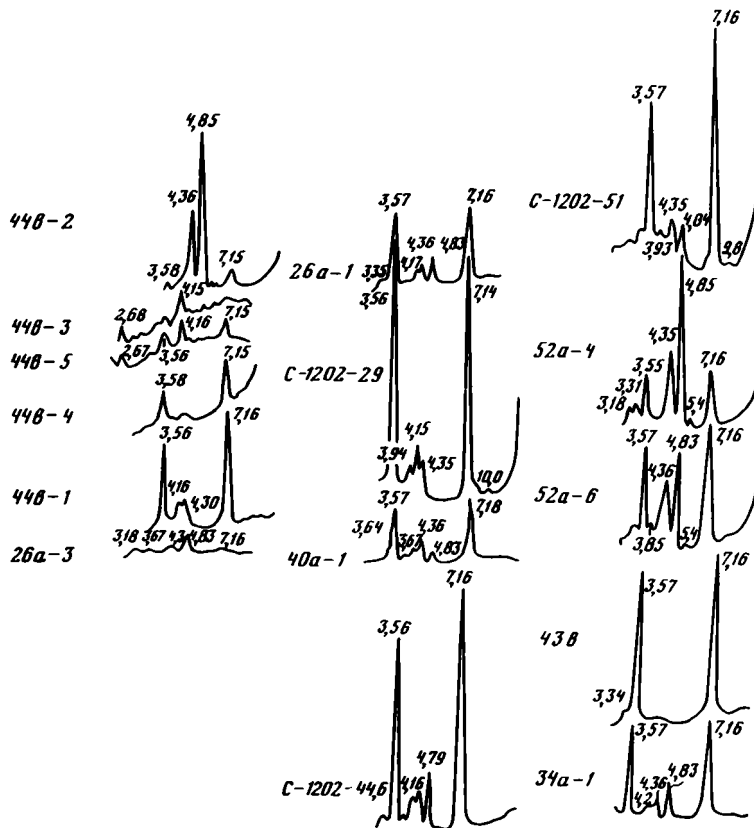


Рис. 26. Дифрактограммы образцов пород из каолинит-бокситовых отложений (все пробы, кроме С-1202—29, С-1202—44,6, отобраны на месторождении Аркалык): 44в-2 — галька плотная, белая, с красными пятнами; 44в-3 — галька плотная, красно-коричневая; 44в-5 — бобовина красная; 44в-4 — галька голубовато-белая, рыхлая; 44в-1 — глина красно-бурая, песчанистая; 26а-3 — бобовина красная; 26а-1 — глина розовая, слабо гиббситизированная; С-1202—29 — глина коричневая, скв. 1202, глубина 29 м (Кайнарлы); 40а-1 — глина красно-бурая; С-1202—44,6 — глина белая, скв. 1202, глубина 44,6 м (Кайнарлы); С-1202—51 — глина алевитистая, углистая, скв. 1202, глубина 51 м (Кайнарлы); 52а-4 — бобовина белая; 52а-6 — цемент глинисто-гиббситовый; 43в — глина фиолетово-белая, слоистая; 34а-1 — глина красная с белыми пятнами

Присутствующие в составе отложений латеритные обломки различаются по гранулометрии и степени окатанности: глыбы, валуны, щебень, галька, дресва, гравий, песок (см. табл. VIII, а,б; IX, а—д; X, а). 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 часто резко изменяется даже в пределах одного и того же образца. Это подтверждается визуальными наблюдениями в образцах (см. табл. IX, а), шлифах или результатами дифрактометрических и силикатных анализов. Например, в одном образце (44в) редкогравийной (бобовой) песчано-глинистой бокситоподобной породы по результатам дифрактометрических исследований (рис. 26) состав бобовин изменяется от преимущественно гиббситовых (проба 44в-2) до существенно гематитовых (пробы 44в-3, 44в-5) и каолинит-гематитовых (проба 44в-4). В песчано-глинистом цементе преобладает каолинит (проба 44в-1).

Результаты силикатного анализа проб обр. 44в (табл. 9, обр. 44в — средняя проба; пробы 44в-6, в-7 — из латеритных обломков) подтверждают данные

Таблица 9
Химический состав образцов из различных фаций каолинит-бокситовых пород
Аркалыкского месторождения бокситов, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
44в	39,38	1,71	31,76	13,6	0,16	0,01	0,52
44в-1	39,54	2,12	34,27	9,74	0,08	Следы	0,52
44в-6	12,19	2,13	14,79	60,89	Нет	0,57	0,52
44в-7	42,79	0,85	35,68	6,37	"	Нет	0,34
45а	40,85	2,20	33,16	8,46	0,14	"	0,85
52б	20,67	4,73	47,08	2,53	0,07	0,98	Нет
52б-2	25,57	3,82	46,39	0,79	0,14	Не	0,52
52б-3	12,52	4,25	51,81	1,14	0,14	0,03	3,52
34а	30,76	2,40	40,20	8,23	0,08	Следы	0,17
43д	45,40	5,52	33,90	1,21	0,08	"	0,85
46н	28,33	3,42	40,09	7,27	0,14	"	0,57
39г-1	1,77	1,27	31,70	40,70	0,14	"	0,63
51в-16	0,70	0,59	61,86	2,07	0,29	"	0,71

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

дифрактометрии. Плохая окатанность, сортировка, и ориентировка обломочного материала, изменения состава обломков, текстурно-структурные особенности делювиально-пролювиальных пород хорошо видны также и в шлифах (табл. IX, а-в). Разные по составу обломки (бобовины) нередко различаются по цвету (красные или пестро-красные гематит-гипсбситовые или гематит-каолинитовые обломки, белые или серые каолинитовые или каолинит-гипсбситовые).

Наилучшая степень окатанности и сортировка обломочного материала отмечаются в фации галечно-гравийных (бобовых) осадков верховьев пролювиальных конусов выноса. Именно здесь возникает наиболее распространенный тип бокситовых руд — красные бобовые бокситы. Эти отложения, как правило, неслоистые. Неясно выраженная слоистость проявляется лишь в случае напластования различных по гранулометрии пород. Обычно бобовины средне- и плохо сортированы, заключены в песчано-глинистый цемент, различно ориентированы.

В делювиально-пролювиальных отложениях осуществлялась механическая дифференциация продуктов переотложения латеритного элювия. Тяжелые и крупные обломки каолинит-гематит-гипсбситового состава либо гематит-гипсбситовые конкреции накапливались преимущественно в грубообломочном галечном, галечно-гравийном (бобовом) пролювии либо в щебнистом, щебнисто-галечном делювии, образуя тела обломочных бокситов. Эти отложения обычно тяготеют к склонам или к подножию склонов карстовых депрессий и располагаются в непосредственной близости от областей питания. В осадках более отдаленных частей крупных карстовых депрессий увеличивалось содержание тонкого материала и формировались существенно каолиновые глинистые осадки, слабо обогащенные бокситовыми обломками — бобовинами — либо полностью лишены последних (см. табл. X, б; рис. 26 — дифрактограммы обр. 40а-1 и С-1202—29; табл. 9, обр. 45а).

Накопление латеритных обломков в виде щебня, дресвы, галек, гравия (бобовин), сцементированных глиной, способствовало формированию рыхлых обломочных бокситов или аллитов. Их качество сильно меняется в зависимости от соотношения глинистого цемента и обломков, а также от состава последних. Увеличение содержания в данных породах гематит-каолиновых

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O'	H ₂ O''	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ
0,28	0,11	0,38	10,73	0,82	Нет	Нет	0,06	99,52
0,28	0,11	0,33	11,81	0,73	"	"	0,06	99,59
Нет	0,23	0,30	7,14	1,22	"	"	0,16	100,14
0,33	0,18	0,28	12,55	0,98	"	"	0,13	100,48
0,17	0,17	0,45	12,37	0,70	"	"	0,01	99,53
Нет	0,11	0,14	22,66	0,36	0,29	0,11	0,05	100,18
0,09	0,17	0,17	20,83	0,76	0,02	0,07	0,07	99,51
0,46	0,17	0,14	25,18	0,57	0,19	0,14	0,04	100,40
0,24	0,14	0,11	16,48	0,63	Нет	Нет	0,10	99,54
0,37	0,23	0,26	11,09	0,92	"	"	0,09	99,67
0,25	0,20	0,18	13,04	5,68	0,22	0,04	0,03	99,46
0,25	0,12	0,06	21,15	1,85	0,36	0,22	0,04	100,36
0,28	0,05	0,09	31,97	1,08	Нет	Нет	0,02	99,71

или кварцевых обломков или каолиновой составляющей в цементе ухудшает качество рыхлых обломочных руд или переводит их в состав аллитов.

Вместе с тем постседиментационные гипергенные преобразования нередко способствовали гиббситизации обломочных делювиально-пролювиальных отложений и возникновению в этой фации более высококачественных обломочных бокситовых руд (сухаристых или каменистых). Они будут рассмотрены далее.

Озерно-болотные отложения принимают значительно меньшее участие в строении бокситоносных толщ, чем делювиально-пролювиальные. Хорошие их разрезы имеются, например, на Кайнарлинском и Аркалыкском месторождениях (см. рис. 23, 25), где можно наблюдать их строение, состав, а также взаимоотношение основных генетических единиц.

Характерными признаками озерно-болотных отложений являются: их большая приуроченность к пониженным (часто центральным) частям древних депрессий; преимущественно округлая либо удлинённая в плане форма залежи; белые, желтые, фиолетовые, серые, черные окраски пород и преимущественно глинистый их состав, наличие значительного количества растительного детрита (углефицированного или минерализованного), чередование слоистых и неслоистых пород с комковатой текстурой. Слоистость осадков нередко подчеркивается растительным детритом, ориентированным параллельно слоистости (см. табл. X, в) или расположенным беспорядочно.

В составе озерно-болотных отложений (см. табл. I) часто встречается фация песчано-глинистых или глинистых осадков заиляющихся участков озер или болотистых озер карстовых впадин (ОКП), сложенная сероцветными или белыми каолиновыми глинами (см. рис. 25, з). Местами широко развита (см. табл. XIII, з) фация углисто-глинистых осадков заболачивающихся карстовых озер (ОКУ). Она складывается темно-серыми и черными углистыми каолиновыми глинами (см. рис. 26, обр. С-1202—51) с обильными включениями растительного детрита, местами с мелкими выделениями пирита.

Фация глинисто-углистых осадков карстовых торфяных болот (БКТ) встречается в бокситоносных отложениях очень редко и представлена черными сильно углистыми глинами небольшой мощности, с прослоями бурых углей, иногда

с мелкими выделениями пирита. Лишь на Беляевском месторождении мощность этих пород достигает 11 м [108].

Фация глинистых или глинисто-гипсовитовых осадков периодически осушающихся участков озер карстовых впадин (ОКГ) играет важную роль в составе озерно-болотных отложений на Амангельдинских месторождениях. В ней отмечается тонкое чередование глинистых, глинисто-гипсовитовых, углито-глинистых и углито-глинисто-гипсовитовых пород, горизонтально-слоистых или неслоистых, нередко пронизанных тонкими мелкими корнями растений или с включениями растительного детрита. Данное органическое вещество часто полностью минерализовано и замещено гидроокислами железа (см. рис. 26, обр. С-1202—44,6; табл. XI, д) или гипсовитом. Последний образует также пелитоморфные выделения, микро- и макроконкреции размером до 5—10 см (см. табл. X, з; XI, з). В составе одной из них (см. табл. 9, обр. 51в-16) содержится, %: Al_2O_3 — 61,86, SiO_2 — 0,70, Fe_2O_3 — 2,07.

В одном из разрезов Аркалыкского рудника встречен пласт минерализованного торфяника (мощностью 10 см), органическая часть которого почти полностью замещена гидроокислами железа, гипсовитом и каолинитом (см. табл. 9, обр. 39г-1). В подобных минеральных псевдоморфозах преобладающую роль играют гидроокислы железа (Fe_2O_3 до 57%) при значениях Al_2O_3 около 11%, хотя и встречаются разности примерно с равными соотношениями данных окислов. В целом в обогащенных гипсовитом глинах и бокситах характеризуемой фации содержание основных породообразующих компонентов колеблется, %: SiO_2 — 13—23, Al_2O_3 — 40—52, Fe_2O_3 — 2—9 (например, см. табл. 9, обр. 46н).

Следовательно, в строении данной фации наряду с толщами каолиновых глин иногда встречаются аллиты или бокситы. Установлено, что глиноземистые породы тяготеют лишь к тем пачкам, где осадконакопление периодически прерывалось возникновением заболоченных латеритных почв (их описание будет дано ниже), в которых осуществлялась миграция гипсовита.

Помимо месторождений Амангельдинской группы, глиноземистые породы в составе данной фации встречены не были. Да и на Амангельдинских месторождениях роль этих руд в общем их балансе невелика.

Аллювиальные отложения представлены двумя фациями (см. табл. I): галечно-гравийных (бобовых) осадков русловых потоков карстовой реки балочного типа (АКР) и глинистых осадков пойменных полупроточных или застойных водоемов карстовой реки балочного типа (АПА). Они встречены лишь на месторождениях Амангельдинской группы (см. рис. 25, разрезы II—II, IV—IV; табл. VIII, е), в верхах рудных залежей (присутствуют повсеместно). Для этих отложений характерны: лентообразная форма залежи, преимущественно белые, реже светло-желтые цвета пород, наличие слоистых грубообломочных гравийно (бобово)-галечных и перекрывающих их тонких глинистых осадков с горизонтальной или горизонтально-волнистой слоистостью, сравнительно хорошая сортировка, ориентировка и окатанность обломочного материала. Белоцветные аллювиальные отложения заполняют древние долины или балки, четко выделяются среди красноцветных делювиально-пролювиальных толщ (см. табл. VIII, е, д; рис. 9, слой 26). В их основании (см. табл. X, е) обычно развиты грубообломочные гравийно(бобово)-галечные бокситовые осадки русловых потоков (или потоков тальвега), которые вверх по разрезу сменяются пойменными каолиновыми глинами. В бортовых частях древних долин часто появляются грубообломочные фации аллюво-делювия (см. рис. 9, слой 26), аллюво-пролювия или делюво-пролювия. В галечно-гравийных (бобовых) осадках балочного аллювия, как и в делювиально-пролювиальных отложениях, содержатся обломки латеритных пород, но все они полностью или частично обелены (табл. XI, е), более часто встречаются зерна кварца.

В грубообломочных аллювиально-делювиальных или аллювиально-пролювиальных отложениях обеление обломков нередко затрагивает их периферийную часть, а их ядра в центре часто остаются красными.

В составе обломков (бобовин) преобладает гиббсит с примесью каолинита (см. рис. 26, обр. 52а-4). В цементе, напротив, доминирует каолинит (см. рис. 26, обр. 52а-6), а аутигенный гиббсит играет меньшую роль. Последний имеет постседиментационное происхождение, что будет рассмотрено ниже.

В табл. 9 приведены данные о химическом составе гравийного (бобового) руслового боксита (обр. 526), а также его составных частей — цемента (обр. 526-2) и бобовин (обр. 526-3).

Следует подчеркнуть, что в аллювиальных отложениях, так же как и в делювиально-пролювиальных, формирование бокситов или обогащенных гиббситом пород контролируется местами локализации грубых фаций, где скапливались латеритные обломки. Циркуляция в грубообломочных породах грунтовых вод способствовала привносу аутигенного гиббсита и его осаждению здесь в цементе, микроконкрециях, оторочках вокруг обломков. В разрезах карстового аллювия грубообломочные разности обычно перекрываются безрудными белоцветными каолиновыми глинами (см. рис. 26, обр. 43в; табл. 9, обр. 43д), иногда с прослоями светло-фиолетовых, реже розовых или красных глин (см. рис. 26, обр. 34а-1). Породы содержат зерна кварца, имеют волнисто-горизонтальную слоистость; очень редко в них наблюдаются лимонитизированные остатки корешков растений или растительного детрита.

В последнее время А.В. Лейпциг с соавторами [113—115] резко расширили состав аллювиальных отложений Амангельдинских месторождений за счет красноцветных бокситов, описанных нами в составе бобово-галечного пролювия. Вопрос о генезисе данных отложений важен, ибо это один из основных типов бокситовых руд. Их отнесению к аллювию препятствует следующее.

1. Локализация этих руд осуществлялась не в речных долинах, а в карстовых или эрозионно-карстовых депрессиях, что подробно было рассмотрено в предыдущей главе.

2. Линейная в плане форма расположения карстовых депрессий связана не с древними речными долинами, а с ростом карстовых впадин на контакте карбонатных и терригенных пород фундамента или в тектонически ослабленных зонах.

3. Красные галечно-бобовые бокситы, как отмечалось ранее, имеют структуры и текстуры, типичные для временных потоков делювия и пролювия. Они обычно неслоисты или плохо слоисты (ложная слоистость обусловлена напластованием различных по гранулометрии пород). Как правило, слагаются плохо сортированными и неориентированными обломками. Пласты разных по гранулометрии пород в большинстве случаев не выдержаны по простиранию, часто сменяют друг друга по латерали, заметно меняется и их мощность.

4. Преобладание красных окрасок пород и обилие ископаемых почв свидетельствует о субаэральных обстановках осадконакопления, более характерных для делювия и пролювия, а не для гумидного аллювия.

5. Характеризуемые красноцветные бокситы по своим структурам и текстурам идентичны типично карстовым делювиально-пролювиальным бокситам Целиноградского и других районов, где аллювиальные фации никем не выделяются.

6. Ранее отмечалось, что белоцветные аллювиальные отложения отличаются от характеризующихся красноцветными многими признаками типичного аллювия. Появление типичных речных долин с бокситовым аллювием зафиксировано лишь в конце эпохи бокситообразования.

7. Мы не отрицаем наличия в Амангельдинском районе наряду с карстовым рельефом осложняющих его эрозионных (овражных или балочных) долин, нередко заполненных красноцветными обломочными бокситами. Однако

в большинстве долин главная роль принадлежит не аллювию, а типичным делювиально-пролювиальным отложениям. Факты широкого заполнения пролювием или делювием более древних кайнозойских речных долин хорошо известны [65, 220].

Коллювиальные отложения. Интересным генетическим типом склоновых отложений в карстовых впадинах являются обвальное-осыпные и оползневые образования (коллювий), местами осложненные солифлюкцией. Их возникновение осуществлялось в результате быстрых и глубоких карстовых просадок отдельных участков дна депрессий, иногда течения грунтов. В сформировавшиеся воронки сползали те породы, которые слагали их борта. Поэтому в составе коллювия встречаются глыбы и блоки осадочных бокситов или латеритных кор выветривания, "подрудных" глин, иногда известняков. Примеры коллювия показаны на рис. 9 (слой 24).

В итоге можно заключить, что породы различных фаций каолинит-бокситовых пестроцветов имеют зрелый состав. Терригенные обломки различной формы обычно состоят из гиббсита, гематита, каолинита; кварцевые зерна встречаются очень редко. Глинистое вещество обычно представлено каолинитом (иногда с очень небольшой примесью гидрослюда). Органическое вещество в большинстве фаций каолинит-бокситовых отложений отсутствует ($C_{орг}=0$). В то же время нередко наблюдаются минерализованные остатки органики, а также следы обеления по корням растений и др. Лишь местами в озерно-болотных фациях встречаются углистые глины и совсем редко — пропластки или пласты высокозольных бурых углей. Основным аутигенным минералом является гематит или гетит — часто плохо раскристаллизованные, окрашивающие породы в красные цвета или замещающие растительную органику, а также местами гиббсит (тонкорассеянный или конкреционный). Все это свидетельствует о господстве субаэральных окислительных обстановок при накоплении каолинит-бокситовых красноцветов, что приводило к окислению или минерализации в них органического вещества (при периодическом осушении осадков).

Проявление пластово-диагенетического обеления. Обеленные (или сероцветные) породы среди каолинит-бокситовых красноцветов широко развиты на многих месторождениях. В основном это обеленные глины, кроме того, на Амангельдинских месторождениях имеются и обеленные бобово-галечные бокситы. Нередко среди обеленных пород сохраняются реликты первичных красноцветов (линзы красных глин, латеритные галечники, обеленные с поверхности, но сохранившие красную окраску пород внутри, и др.). Причем содержание Fe_2O_3 снижается в обеленных глинах до 1,2—1,5% (при значениях FeO 0,06—0,08%) по сравнению с исходными красноцветами, где оно обычно составляет 8—9% (при значениях FeO 0,14%).

Одновременно в белых бобовых бокситах значения Fe_2O_3 составляют 1,2—3,5% (при значениях FeO 0,0—0,07%), в то время как в исходных красноцветных их разностях Fe_2O_3 колеблется в интервале 14—27% (при значениях FeO 0,0—0,23%). Данные дифрактометрии обеленных аллювиальных или озерно-болотных пород, а также результаты силикатного анализа приведены на рис. 26 (обр. $C=1202-44,6$; $C=1202-51$, 52а-4, 52а-6, 43в) и в табл. 9 (обр. 526, 526-2, 526-3, 43д).

Процессы восстановления, перераспределения или выноса соединений железа, сопровождающиеся обелением пород красноцветных формаций (оглеение или сульфидное восстановление), могут быть связаны с диагенезом, катагенезом или эпигенезом [16, 150] и др. В осадочных толщах Амангельдинских месторождений развитие процессов пластового обеления глин или бокситов часто объяснялось диагенезом [20, 208, 210] или диагенезом и эпигенезом [116, 117, 119]. Отмечается, что эти процессы могли сопровождаться каолинизацией гиббсита

и его перераспределением с образованием вторичных концентраций [116, 208, 210]. Исследования, проведенные автором, подтверждают выводы об участии многих природных процессов в обелении каолинит-бокситовых толщ (диагенеза, эпигенеза или катагенеза, гипергенеза). Но в случаях пластового обеления, вероятно, доминировали диагенетические процессы. Это подтверждается тем, что распространение пластов обеленных пород обычно имеет строгий фациальный контроль и в большинстве случаев приурочено к типичным субаквальным фациям (см. рис. 23, 25; табл. XIII, а, з), причем оно в равной мере затрагивает здесь как водопроницаемые обломочные породы, так и глинистые водоупоры. Одновременно в обломочных или глинистых делювиально-пролювиальных отложениях, накапливающихся в субаэральной обстановке, параллельно с затуханием процессов субаквального диагенеза повсеместно затухает пластовое обеление пород (не считая обеленных пластов пород в кровле некоторых типов ископаемых почв или в основании и кровле бокситоносных отложений на контакте с иными толщами).

Рассмотрим один из примеров пластово-диагенетического обеления пород на месторождении Кайнарлы II (см. рис. 23, 24). В южной и центральной частях залежи здесь развиты разрезы II—II, III—III) преимущественно красноцветные делювиально-пролювиальные отложения, обогащенные грубообломочным материалом. Белую или серую окраску имеет лишь линза озерно-болотных глинистых отложений (обогащенных органическим веществом в средней части разреза скв. 1202).

На северной периферии месторождения картина существенно меняется: здесь почти полностью выклиниваются красноцветные грубообломочные делювиально-пролювиальные фации, замещаясь белыми или серыми озерно-болотными глинами, часто содержащими включения растительного детрита. Среди них встречаются и пласты бурых углей (в скв. 1197). Небольшие линзы красноцветных пород развиты локально и приурочены к пролювиальным отложениям (скв. 1196, 1197).

Все это однозначно свидетельствует о широком проявлении процессов обеления пород в аллювиальных или озерно-болотных фациях и об оправданном привлечении диагенетических процессов для их объяснения.

В заключение отметим, что при пластово-диагенетическом обелении аллювиальных или озерно-болотных толщ за счет выноса соединений железа происходило улучшение качества обломочных бокситовых руд, а также возникновение мощных пачек безжелезистых огнеупорных глин, имеющих важное практическое значение.

ОТЛОЖЕНИЯ, ИНТЕНСИВНО ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ ДРЕВНИМ ГИПЕРГЕНЕЗОМ

В каолинит-бокситовых толщах эти изменения проявлялись: 1) при воздействии на осадки почв; 2) при воздействии почвенно-грунтовых вод.

Латеритная группа почв. Преобразования осадков в древних латеритных почвах широко представлены на месторождениях Амангельдинской группы (см. рис. 25); для месторождений Кайнарлы они не зафиксированы. По внешнему облику измененные ископаемыми почвами отложения бокситоносной толщи во многом сходны с кремнисто-каолиновыми пестроцветами. Это такие же красно-пестроцветные горизонты, обладающие своеобразием текстурных признаков (см. табл. XII, а-з). Доказательством элювиального генезиса характеризующих пород является образование зонально построенных почвенных профилей. Для последних характерны неровные карманообразные лобки между почвенными зонами, не совпадающие с первичной слоистостью либо напластованием пород, присутствие в каждой более верхней зоне реликтов менее измененных по-

род из нижних частей профиля. Элювиальные процессы приводят к формированию в первичных осадках вертикальных пятен, полос, прожилков обеления и ожелезнения. Последние содержат скопления гиббсит-гематитовых конкреций диаметром 3—5 мм; наблюдаются трещинки, поры, пустоты, обычно заполненные аутигенными минералами, или ожелезненные корешки растений (см. табл. XII, *а, б*), корневидные пятна обеления длиной 0,1—3 см, шириной 1—10 см, часто утончаются и раздваиваются в низах профиля, что связано с корнями растений, служившими путями миграции обеляющих осадок почвенных вод (см. табл. XII, *а, б*). Появление червеобразных текстур обеления (см. табл. XII, *в*), скорее всего, обусловлено деятельностью червей, термитов или других почвенных насекомых. К верхам элювиального профиля исходные породы все более и более утрачивают первичную слоистость, приобретая вертикальную пятнистость и пористость, макро- и микрокомковатую текстуру. В шлифах пород здесь часто наблюдаются почвенные комочки неправильной формы. Эллипсоидные комочки напоминают скопления капролитов (см. табл. XII, *д, е*). Локально развитые округлые густки являются микроконкрециями гиббсита. В данных породах часто встречаются также ветвистые сетчатые или точечные выделения плохо окристаллизованного гематита, часто напоминающие колонии железобактерий. Подобные текстуры и структуры широко представлены в современных почвах [3, 62, 144, 145, 232, 237]. Преобразованные почвами породы в разрезах бокситоносной толщи образуют отдельные элювиальные профили мощностью до 0,5—6 м или сливаются с подстилающими и перекрывающими в пестроцветные пачки мощностью до нескольких десятков метров, подобные кремнисто-каолиновым пестроцветам. Но в каолинит-бокситовых толщах большинство этих почв являются латеритными.

В зависимости от ландшафтно-фациальных обстановок в карстовых депрессиях установлены три различных типа латеритных почв (см. табл. 3): *а* — с поверхностной гиббситизацией и ожелезнением профиля, *б* — с поверхностной гиббситизацией и оглеением профиля, *в* — с поверхностной каолинизацией и оглеением профиля.

а. Латеритные почвы с поверхностной гиббситизацией и ожелезнением профиля мощностью 4—6 м широко развиты в разрезах делювиально-пролювиальных отложений, которые накапливались в приподнятых частях днищ карстовых впадин и на склонах у их бортов. В качестве примера приводится профиль 40 (7-й участок Аркалыкского месторождения, у северо-восточного борта карьера, рис. 27, *а, б*). Его положение в разрезе делювия и пролювия см. на рис. 25 (разрез III—III). Материнскими породами элювиального профиля являются красно-бурые пролювиальные горизонтальнослоистые каолиновые глины (см. рис. 27, дифрактограммы обр. 40*а, б*) с небольшой примесью гиббсита. На электронной микрофотографии (табл. XIII, *а*) основная масса глины представлена крупными, хорошо ограниченными кристаллами каолинита с четкой микродифракционной картиной. Видимая мощность неизмененных глин 1,5 м. Почвенно-элювиальный профиль, сформированный на этих глинах, состоит из четырех зон (снизу вверх).

I. Зона нижних пестроцветов (каолиновая). Глины, аналогичные материнским, но с вертикально ориентированными белыми полосами и пятнами корневидной формы. Окраска в красных остаточных пятнах усиливается за счет частичной концентрации в них гетита и гематита, вынесенных из обеленных участков. Первичная горизонтальная слоистость сохраняется в красных пятнах и сильно нарушена в обеленных участках. В глинах исчезает примесь гиббсита; глинистое вещество сложено каолинитом (см. рис. 27, обр. 40*б—д*) с хорошо ограниченными кристаллами. Мощность зоны 2,5 м.

II. Зона верхних пестроцветов (гематит-гиббсит-каолиновая) сложена глинами плотными, гиббситизированными, красно-пестроцветными (см. рис. 27, обр. 40*ж, и*)

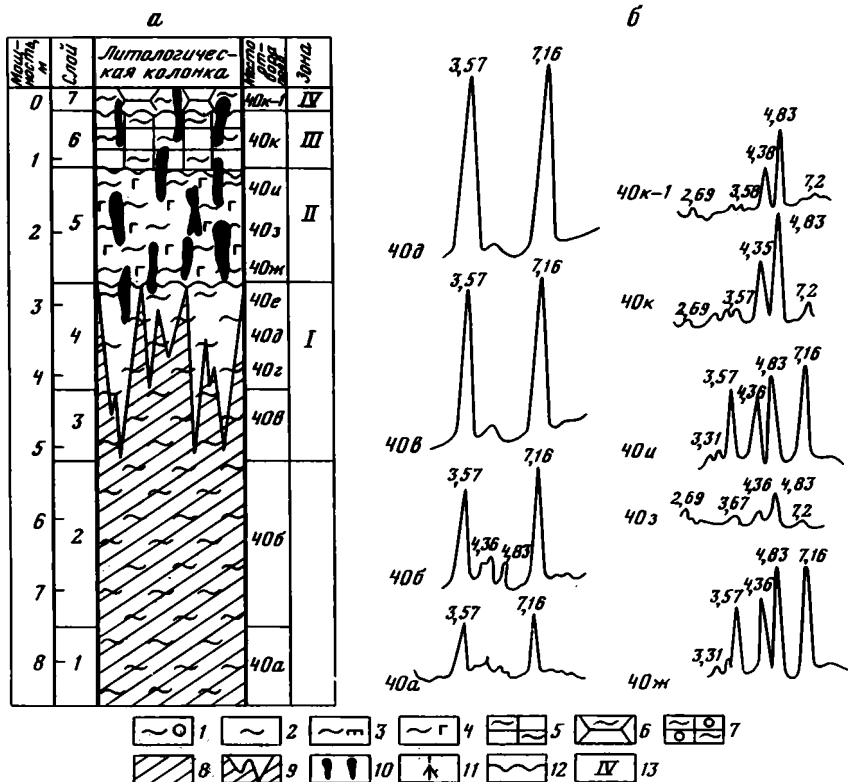


Рис. 27. Строение латеритного почвенного профиля 40 (а), и дифрактограммы образцов пород (б), Аркалыкское месторождение, участок 7

1—7 — породы; 1 — боксит сухаристый, галечно-гравийный (бобовый глинистый), 2 — глины каолиновые, 3 — глины каолиновые, с включениями лимонитизированного растительного детрита, 4 — глинисто-гипсовитовые породы (сухаристый боксит), 5 — боксит каменистый, пелитоморфный, 6 — боксит каменистый, пелитоморфный, брекчиевидный, 7 — боксит каменистый, галечно-гравийный; 8 — красноватая окраска пород; 9 — пятна обеления; 10 — красные пятна со стяжениями гематита и гиббсита; 11 — лимонитизированные корешки растений; 12 — постепенный переход между почвенными зонами; 13 — почвенная зона

с вертикальными красными пятнами, полосами и прожилками гидроокислов железа, заполняющих также макро- и микротрещинки, пустоты и поры или образующих кольца Лизеганга в обеленных участках. В верхней части зоны исчезает первичная слоистость, породы приобретают почвенную сетчато-комковатую текстуру. Иногда в пятнах ожелезнения встречаются гематит-гипсовитовые бобовины-конкреции диаметром 2—6 мм (см. рис. 27, обр. 40з).

Под электронным микроскопом видно, что подавляющая часть породы сложена аморфизированным каолинитом (см. табл. XIII, а, з). Микродифракционная картина его кристаллов становится нечеткой или совсем не выражена, они приобретают округлые очертания, нередко представляя собой полуаморфное или аморфное вещество. Мощность зоны 1,6 м.

III. Зона пестроцветной бокситовой кирасы (гематит-гипсовитовая) сложена бокситом каменистым, пелитоморфным с примесью каолинита и аморфизированного каолинита (см. рис. 27, обр. 40 к). Часто наблюдаются вертикальные красные пятна и полосы ожелезнения. Боксит рассечен многочисленными прожилками гетит-гематита с гипсовитом; их пересечение приводит к возникновению сетчато-комковатых микротекстур. В шлифах видно, как глино-подобная, существенно гипсовитовая порода распадается на агрегаты в участках

повышенной трещиноватости (сюда же относятся эллипсоидные микрокомочки капрогенного происхождения; см. табл. XII, д, е). Ветвисто-сетчатые железистые выделения напоминают колонии железобактерий современных почв.

Под электронным микроскопом видно, что основная масса породы представлена мелкими гроздеобразными скоплениями гиббсита (см. табл. XIII, д, е); среди них отмечаются отдельные округлые кристаллы аморфизированного каолинита (возможно, аллофан). Мощность кирасы 0,8 м.

IV. Зона брекчированной гематит-бокситовой кирасы складывается пелитоморфным бокситом и имеет локальное развитие. Отличается от нижележащей зоны большим числом трещин, заполненных выделениями гетит-гематита, брекчиевидной текстурой. Минеральный состав ее тот же, что и пород нижележащей зоны (см. рис. 27, б, обр. 40к-1). Возникновение брекчиевидной текстуры обусловлено элювиальными просадками породы в верхах почвы. Мощность 0,3 м.

Вышеописанные изменения вещественного состава пород в профиле подтверждаются данными химического анализа (табл. 10). Красные материнские каолиновые глины с небольшой примесью гиббсита представляют собой подготовленный к латеритному выветриванию субстрат. В зоне I неизменные участки красных глин (обр. 40г) практически имеют тот же химический состав. Однако в обеленных пятнах (обр. 40д) возрастает относительно содержание кремнезема, привносимого в зону из вышележащих частей почвенного профиля. Здесь породы слагаются каолинитом (с хорошо ограниченными кристаллами); примесь гиббсита в них исчезает.

В зоне II в связи с аморфизацией (аллофанизацией) каолинита и началом его гиббситизации происходит интенсивный вынос SiO_2 , что выражается в резком падении значений данного компонента в породе (обр. 40ж). Наряду с этим в красных пятнах (обр. 40з) возрастает содержание окисного железа.

Наконец, в зоне III процесс десиликфикации получает свое логическое завершение, свидетельством чего является большое содержание в породах глинозема и сокращение значений SiO_2 (обр. 40к). Подавляющая масса каолинита преобразуется в гиббсит.

Таким образом, характер химико-минералогического изменения состава пород в характеризуемой почве указывает на протекание типично латеритного процесса. Только в данном случае элювиальному преобразованию подвергаются химически "зрелые" осадочные каолиновые глины, практически лишенные кальция, магния и щелочей. Формирование конечных продуктов латеритного процесса — бокситов осуществляется через стадию разрушения кристаллов каолинита (аморфизацию или аллофанизацию). Подобное же течение процесса бокситизации галлуазитового элювия описано Т.Ф. Бейтсом [10] на Гавайских островах; на промежуточной стадии выветривания здесь также формируется аллофановое вещество.

В целом рассмотренный выше латеритный элювий имеет многие черты сходства с современными ферраллитными почвами [52, 62, 203].

При сравнении современного и древнего латеритного элювия отмечается следующая характерная особенность первого: высокая пористость пород, наличие открытых макро- и микротрещин пустот. В характеризуемых нами древних латеритах эти трещины, поры и пустоты в большинстве случаев заполнены гидроокислами железа, гиббситом, иногда каолинитом. Это связано с той же стадийностью их образования, подобной рассмотренной ранее для железисто-кремнисто-каолиновых почв. На первой стадии в относительно приподнятых участках аккумулятивного рельефа формировались латеритные почвы, близкие к современному автоморфному элювию (сильно пористые и трещиноватые). На заключительной стадии их образования (при понижении поверхности аккумулятивной равнины) осуществлялось заполнение трещин пор и пустот выделениями отмеченных выше минералов за счет гидроморфного привноса их

Таблица 10
Химический состав пород из почвенного 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	0,08	0,09	0,08	0,04	0,11	0,07	0,07
Σ	99,69	99,70	99,93	99,67	99,61	99,96	99,88

Пр и м е ч а н и е. Во всех исследованных образцах обломочный кварц отсутствует. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

из профилей, расположенных гипсометрически выше. Поэтому эти древние почвы мы относим к автоморфным с наложенным гидроморфизмом.

В зависимости от структурных особенностей материнского субстрата (глинистого, редкобовово-глинистого, бобового и др.) должным образом менялся и структурный облик всех зон латеритных почв (в их верхней части соответственно возникали каменистые бокситовые кирасы пелитоморфной, редкобововой, бобовой структуры). Вместе с тем общая направленность латеритного процесса, последовательность зон в этих случаях оставались подобными рассмотренным в профиле 40. При этом в почвах, формирующихся на красноцветном глинисто-обломочном субстрате (обычно рыхлом, бокситово-глинистом), происходила дальнейшая гиббситизация самих материнских обломков и глинистой составляющей (в составе цемента или исходных обломков) и в зависимости от субстрата формировались структурно различные пестроцветные каменистые бокситы. В их цементе возникали комковато-сетчатые почвенные текстуры, подобные ранее описанным, а вокруг обломков нередко формировались гиббситовые оторочки.

В качестве примера рассмотрим почвенный профиль 26, развитый на сухаристом гравийно(бовово)-галечном боксите низкого качества, обогащенном каолинитом (рис. 28,а), и приуроченный к пролювиальным отложениям (см. рис. 25, разрез V—V). Изменения состава пород вверх по профилю (гиббситизация цемента и обломков — бобовин) видны из дифрактограмм и табл. 11.

б. Латеритные почвы с поверхностной гиббситизацией и оглеением профиля тяготеют к более увлажненным участкам карстовых впадин. В частности, они установлены среди пролювиально-озерных или пойменных отложений (последние, по-видимому, слагали высокие террасы карстовых рек). В качестве примера на рис. 28,б приведены строение почвы 38, развитой на пролювиально-озерных отложениях, и дифрактограммы образцов пород разных зон. В табл. 11 даны результаты силикатного анализа. Подобно охарактеризованной латеритной почве 40, материнскими породами элювия служили каолиновые глины (обр. 38а). Вместе с тем, вероятно, в обстановке сезонного увлажнения и оглеения вер-

Таблица 11
Результаты силикатного анализа образцов латеритных почв
аркалыкской свиты (Амьгельдинское месторождение), вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Профиль 26</i>							
26в	2,54	2,73	42,67	27,63	0,23	0,03	0,27
26б	9,08	1,87	46,86	14,56	Нет	0,01	0,11
26а	21,81	1,44	39,73	16,74	"	0,01	0,22
<i>Профиль 38</i>							
38е	6,77	2,64	57,34	1,31	Нет	Нет	0,12
38д	9,00	3,24	55,87	1,15	"	"	0,23
38г	8,35	2,38	56,27	2,13	"	"	0,12
38в	42,84	2,46	31,50	8,03	"	"	0,46
38а	43,13	2,63	34,80	4,42	"	"	Нет
<i>Профиль 34</i>							
34д	21,53	2,56	49,64	2,06	0,07	Нет	0,05
34г	13,34	2,72	54,06	1,24	Нет	"	0,17
34в	11,85	2,56	52,75	4,29	0,14	Нет	0,11
34б	11,92	2,55	50,80	8,24	0,15	"	0,17
34а	30,76	2,40	40,20	8,23	0,08	Следы	0,17
<i>Профиль 46</i>							
46з	21,35	4,09	48,41	1,15	Нет	Нет	Нет
46ж	11,18	3,31	54,47	1,31	"	"	0,34
46е	16,40	3,49	35,74	22,92	"	0,01	Нет
46д	16,03	2,38	29,30	32,88	"	0,01	0,46
46г	18,70	4,08	43,36	9,97	"	Нет	0,34
<i>Профиль 43</i>							
43г	47,27	0,60	35,23	1,31	Нет	Нет	Нет

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

хов профиля здесь формировался каменистый безжелезистый пелитоморфный боксит (обр. 38е,ж) с содержанием в одном из образцов (38е), %: SiO₂ — 6,77, Al₂O₃ — 57,43, Fe₂O₃ — 1,31.

в. Латеритные почвы с поверхностной каолинизацией и оглеением профиля тяготеют к еще более обводненным ландшафтам (они развиты среди озерно-болотных или пойменных отложений) и формировались в условиях чередований периодов осушения и заболачивания осадков.

В качестве примера рассмотрим профили 34 и 46 (рис. 29,а,б; табл. 11). Положение характеризуемых почв в составе озерно-болотных и аллювиальных фаций можно видеть в обнажениях 46 и 34, на разрезах I—I и IV—IV (см. рис. 25). Данные дифрактометрии и силикатного анализа (см. рис. 29,а,б; табл. 11) свидетельствуют о том, что характеризуемые почвы формировались здесь на глинистом субстрате, в той или иной мере уже обогащенном гиббситом (обр. 34а, 46г, 46д). Максимальные содержания гиббсита устанавливаются в средней, иллювиальной части почв (зоны I—II, обр. 34б—г, 46е,ж). Здесь же в красных пятнах отмечается увеличение содержания Fe₂O₃ до 22,92—32,88% (в обр. 46е,ж). В верхней части профилей (зона III, обр. 34,д, 46ж) содержание свободного глинозема опять сокращается, а каолинита возрастает, что сопровождается уменьшением значений Al₂O₃ до 48,61—49,64%. Происходит

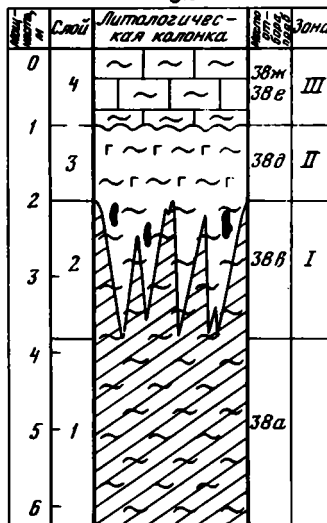
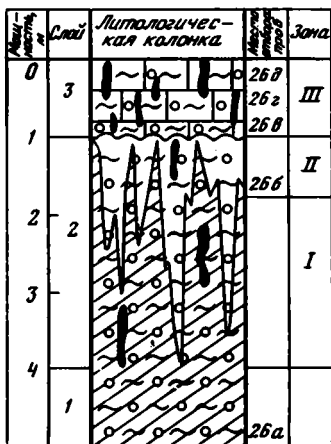
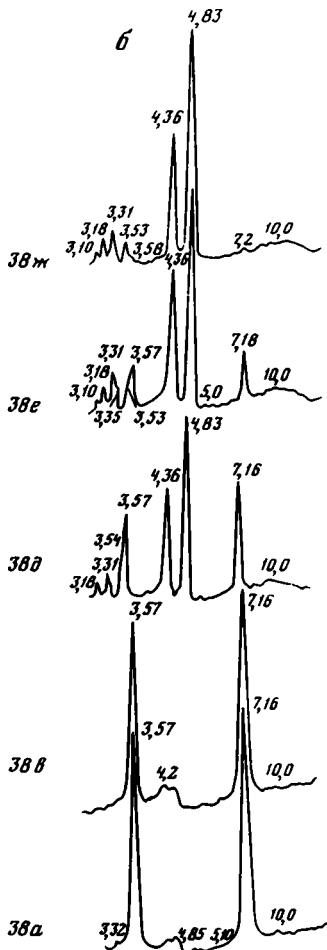
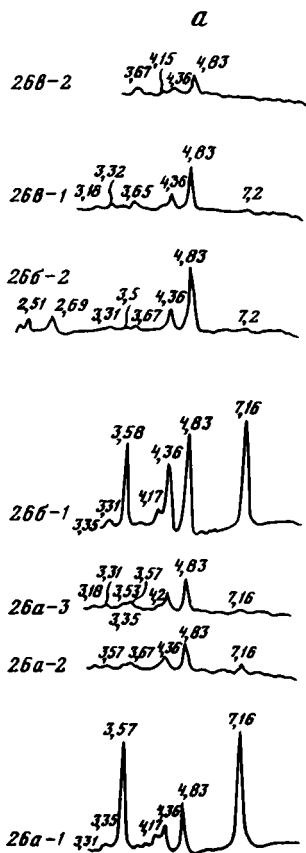
MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ
9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Профиль 26</i>								
0,12	0,09	0,05	21,49	1,49	Нет	0,04	0,30	99,68
0,20	0,14	0,05	23,88	0,92	0,55	0,26	Нет	99,49
0,36	0,18	0,05	18,31	0,92	0,75	Нет	0,11	100,63
<i>Профиль 38</i>								
0,33	0,14	0,07	30,25	0,56	Нет	Нет	0,07	99,60
0,41	0,09	0,07	28,84	0,64	"	"	Нет	99,58
0,50	0,09	0,07	29,00	0,62	"	"	"	99,53
0,50	0,14	0,14	12,78	1,10	"	"	0,09	100,04
0,66	0,14	0,17	12,62	1,11	"	"	0,07	99,75
<i>Профиль 34</i>								
0,32	0,09	0,07	23,03	0,42	Нет	Нет	0,06	99,90
0,06	0,04	0,04	27,40	0,56	"	"	Следы	99,63
0,48	0,09	0,05	26,57	0,69	"	"	0,06	99,58
0,28	0,14	0,07	24,60	0,60	"	"	Нет	99,54
0,24	0,14	0,11	16,48	0,63	"	"	0,10	99,54
<i>Профиль 46</i>								
0,50	0,09	0,07	23,12	0,72	0,05	Нет	0,10	99,65
0,16	0,18	0,10	27,89	0,59	Нет	"	0,11	99,64
0,50	0,18	0,23	19,03	1,06	"	0,08	0,11	99,75
0,58	0,23	0,10	16,66	0,46	"	Нет	0,02	99,51
0,66	0,14	0,10	21,04	1,18	"	"	0,27	99,84
<i>Профиль 43</i>								
0,58	0,18	0,18	13,22	0,96	Нет	Нет	0,14	99,67

также снижение Fe₂O₃ (за счет поверхностного оглеения профиля) до 2,06—1,15% по сравнению с материнскими породами (обр. 34а, 46г) — 8,23—9,97%.

Миграционная подвижность гиббсита в данных профилях подтверждается наблюдениями в шлифах, где в породах фиксируется большое количество микроконкреций, стяжений, прожилков гиббсита (мелкокристаллического или в форме алюмогеля).

Из характеристики латеритных почв видно, что их строение и состав закономерно изменялись в различных ландшафтно-фациальных обстановках. На возвышенных участках карстовых депрессий, где накапливались делювиально-пролювиальные отложения, формировались мощные профили латеритных почв (до 4—6 м), напоминающие автоморфные с поверхностным ожелезнением и латеритизацией профиля. В пониженных участках (где формировались пролювиально-озерные, пойменные, озерно-болотные отложения) в условиях попеременного осушения и обводнения или заболачивания в почвах усиливались процессы гидроморфизма, поверхностного оглеения и каолинизации. Одновременно фиксируется перемещение Al₂O₃ и Fe₂O₃ в среднюю часть профиля. Мощность почв сокращалась до 0,3—2,5 м.

Глеево-каолиновая и углисто-каолиновая группы почв. Они возникали в наиболее низких участках карстовой впадины (часто обводненных или заболочен-



ных), среди пойменных или озерно-болотных отложений, где латеритные процессы полностью затухали. Это гидроморфные маломощные почвы (до 0,1—0,3 м), каолиновые по составу, с недифференцированным на почвенные зоны или горизонты профилем; содержат остатки углефицированных корешков растений либо железистые псевдоморфозы по ним.

В качестве примера (см. рис. 29, в) приведены строение профиля 43 с результатами дифрактометрических исследований образцов и данные силикатного анализа (см. табл. 10, обр. 43г). Положение этого профиля в составе пойменного аллювия можно видеть на разрезе II—II в обнажении 43 (см. рис. 25).

Геохимические исследования глеево-каолиновых почв Аркалыкского месторождения проведены Н.С. Касимовым [91].

Таким образом, в различных ландшафтно-фациальных обстановках карстовой впадины одновременно с понижением аккумулятивного рельефа и его обводнением фиксируется закономерное изменение ископаемых почв от латеритных до каолиновых. Подобная же смена элювия (на примерах изучения современных или древних кор выветривания) и анализ причин этого опубликованы [137].

При характеристике латеритных почв неоднократно упоминалось об их уплотненных образованиях — гидроморфно-элювиальных латеритных кирасах (сухаристых или каменистых пестроцветных с почвенными текстурами). Обычно они венчают элювиальные профили (в почвах с поверхностной гиббситизацией и ожелезнением или с поверхностной гиббситизацией и оглеением), реже тяготеют к средней, иллювиальной части профиля (в почвах с поверхностным оглеением и каолинизацией). Кирасы подразделяются на гиббситовые и железисто-гиббситовые (см. табл. 3); они во многом напоминают панцири или кирасы современного ферраллитного элювия [62, 133, 203].

Формирование кирас обломочной цементации. В каолинит-бокситовых отложениях уплотненные пластообразные железисто-глиноземистые породы (кирасы) не всегда приурочены к профилям древних латеритных почв. Часто они возникали и за их пределами и приурочены к линзам или прослоям грубообломочных пород — латеритных щебней, галечников, гравийников (бобовников), песчано-гравийников (бобовников). Преобразование подобных первично-рыхлых обломочных пород сопровождается привносом в них с помощью грунтовых вод гиббсита (иногда совместно с гидроокислами железа). При этом гиббсит локализуется в порах, пустотах цемента или обломков, а также замещает каолиновую составляющую пород, способствуя их гиббситизации. Возникающие подобным путем пласты каменистых бокситов будем называть кирасами обломочной цементации. Наиболее часто подобная гиббситизация осадков связана с красноцветными грубообломочными делювиально-пролювиальными отложениями. Степень преоб-

Рис. 28. Строение латеритных почв (а, б — профили: а — 26; б — 38, Аркалыкское месторождение, участок I) и данные дифрактометрии

Условные обозначения см. на рис. 27

а — почва 26 (латеритная с поверхностной гиббситизацией и ожелезнением профиля на гравийно(бобово)-галечных пролювиальных отложениях); материнские породы: гравийно(бобово)-галечники гиббсит-гематит-каолинитовые, рыхлые, с глинистым каолинитовым цементом, красноцветные (дифрактограммы: 26а-1 — цемент, 26а-2, 26а-3 — галька красная); зоны I, II — гравийно(бобово)-галечники, гиббсит-каолинит-гематитовые, сухаристые, пестроцветные, комковатые, с червеобразными каналами обеления (дифрактограммы: 26б-1 — цемент белый, 26б-2 — галька красная); зона III — гравелит-конгломераты гиббсит-гематитовые, каменистые, пестроцветные, с вертикальными пятнами обеления и ожелезнения, комковатые, часто с червеобразными текстурами (дифрактограммы: 26в-1 — цемент красный, 26в-2 — галька красная); б — почва 38 (латеритная, с поверхностной гиббситизацией и оглеением профиля на пролювиально-озерных отложениях); материнские породы: глины фиолетовые, горизонтальнослоистые, каолиновые, со следами гидрослюда (дифрактограмма 38а). Зона I — глины пестроцветные, каолиновые, с вертикальными пятнами обеления и ожелезнения, с нарушенной первичной слоистостью, местами комковатые, с красными кольцами лизеганга (дифрактограмма 38в); зона II — аллит глинопоподобный, сухаристый, белый каолинит-гиббситовый, местами пестроцветный, с комковато-сетчатыми текстурами (дифрактограмма 38д); зона III — боксит глинопоподобный, каменистый, белый, гиббсит-каолиновый, с комковато-сетчатой текстурой, местами с вертикальными пятнами ожелезнения (дифрактограммы: 38е, 38ж из обеленных пород)



Мат- на, №	Слой	Литолаогическая колонка	Грунт по ГОСТ — 685 04.32	Зона
0	2	~ ~ ~ ~ ~	234	1
0	1	~ ~ ~ ~ ~	234	2
0	1	~ ~ ~ ~ ~	234	3

разования исходных осадков бывает различной. Вначале из рыхлых несцементированных обломочно-глинистых образований возникают относительно слабо гиббситизированные породы — красноцветные сухаристые обломочные бокситы (табл. XIV, а) каолинит-железисто-гиббситового состава (табл. 12, обр. 22в). Приведен химический состав подобной породы. Обычно в ней еще хорошо проявляется разница в составе обломков (щебня, галек и бобовин) и их цемента, что подтверждается, например, данными различных составляющих обр. 22б (см. табл. 12, пробы — 22б-1 и 22б-3 из обломков, 22б-2 из цемента).

При максимальной степени преобразований формируются сильно гиббситизированные породы — каменистые бокситы (табл. XIV, б). В них каолиновая составляющая сходит на нет как в составе цемента, так и в обломках, и порода складывается (см. табл. 12, обр. 39б, 23а) преимущественно гиббситом (Al_2O_3 — 50—54%) с примесью гидроокислов железа (Fe_2O_3 — 11—16%). Содержание последних иногда резко возрастает, достигая 32,11% (см. табл. 12, обр. 3б). В шлифах каменистых бокситов аутигенный гиббсит образует мелкокристаллические выделения в цементе (табл. XIV, в) или оторочки вокруг обломков (табл. XIV).

Подобный же процесс — преобразования рыхлых бобовых бокситов в сухаристые и каменистые — фиксируется и в обеленных породах руслового карстового аллювия. Эти сухаристые безжелезистые бокситы складываются преимущественно гиббситом и каолинитом (см. табл. 12, обр. 52а), а каменистые имеют существенно гиббситовый состав (см. табл. 12, обр. 35е).

Приведенные данные о минеральных преобразованиях пород подтверждены результатами дифрактометрического анализа. Важно подчеркнуть, что в кирасах обломочной цементации при гиббситизации исходных пород хорошо сохраняются их первичные красные окраски и текстурные признаки. Этим характеризуются разности сухаристых и каменистых бокситов резко отличаются от подобных пород, формирующихся в составе латеринно-почвенных кирас (для сравнения приведены фотографии образца и шлифы последнего, см. табл. XIV, д, е). Для латеритных почвенных кирас характерны пестро-красные окраски пород, наличие вертикальных каналов обеления и ожелезнения, появление других типично почвенных текстур. Все это позволяет легко диагностировать кирасы — почвенные (гидроморфно-элювиальные) и обломочной цементации.

Рассмотрим вопрос об источниках аутигенного глинозема в кирасах обломочной цементации. Ранее отмечалось, что в древних латеритных почвах часть гиббсита (пелитоморфной микроструктуры) оставалась на месте разрушения каолинита, а другая его часть перераспределялась в профиле и оседала в форме

Рис. 29. Строение элювиальных профилей (а — 34, б — 46, в — 43) и данные дифрактометрии

а — почва 34 (латеритная с поверхностной каолинизацией и оглеением профиля, на пойменных отложениях); материнские породы: глины красноцветные, каолиновые, с примесью гиббсита, горизонтальностельные (дифрактограммы: 34а-1 — глина осветленная, 34а-2 — глина красная). Зоны I, II — глины бокситовые, алиты глиноподобные, гиббсит-каолиновые, сухаристые, с вертикальными красными пятнами ожелезнения либо обеления, комковатые (дифрактограммы: 34б-1 — глина красная, 34б-2 — глина белая, 34б-3 — железистый сгусток в красном пятне, 34в-1 — глина белая, 34в-2 — глина из красного пятна). Зона III — глины белые, каолинит-гиббситовые, комковатые, в нижней и средней частях с редкими вертикальными фиолетовыми пятнами (дифрактограммы: 34г — глина белая, 34д-1 — глина из фиолетового пятна, 34д-2 — глина из белого пятна); б — почва 46 (латеритная с поверхностной каолинизацией и оглеением профиля, на озерно-болотных отложениях); материнские породы: глины желтовато-коричневые, каолинит-гиббситовые, рыхлые, с лимонитизированными обрывками детрита, с гематит-гиббситовыми сгустками (дифрактограммы: 46г-1 — глина желтая, 46г-2, 46г-3 — лимонитизированный детрит, 46г-4 — гематит-гиббситовый сгусток, 46д-1 — глина желтовато-белая, 46д-2 — гематит-гематит-гиббситовый сгусток). Зоны I, II, III — глины сухаристые, пестроцветные, гиббсит-каолиновые, комковатой текстуры, с вертикально ориентированными красными и фиолетовыми пятнами, с реликтами обрывков лимонитизированного растительного детрита (дифрактограммы: 46е-1 — глина белая, 46е-2 — гематит-гематит-гиббситовый сгусток, 46ж-1 — глина белая, 46ж-2 — из фиолетового глинистого пятна). Зона III — глина сухаристая белая, гиббсит-каолиновая с гиббситовыми сгустками (дифрактограмма 46з-1 — глина сухаристая 46з-2 — гиббситовый сгусток); в — почва 43 (глеево-каолиновая, на пойменных отложениях); материнские породы: глины фиолетово-белые, каолиновые, горизонтальностельные (дифрактограмма 43в). Зона I — глины ярко-белые, каолиновые, с вертикальными лимонитизированными корешками (дифрактограммы: 43г — глина белая, 43г-1 — корешок лимонитизированный)

Таблица 12
Химический состав галечно-бобовых бокситов
из кирас обломочной цементации, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
22в	9,06	2,04	46,54	15,14	0,07	Следы	0,92
226-1	19,07	1,02	19,05	50,10	Нет	0,03	0,44
226-2	15,84	1,87	49,21	7,30	"	0,01	0,22
226-3	14,27	1,53	29,06	36,74	"	Нет	1,33
39б	1,57	2,54	53,93	11,31	0,14	0,08	0,52
23а	2,29	2,56	50,25	16,05	0,14	0,11	0,52
36	1,73	3,13	38,47	32,11	0,14	0,04	0,74
52а	15,33	6,43	48,34	3,41	0,07	Следы	0,74
35е	3,01	2,55	59,74	0,98	Нет	Нет	0,23

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Сухаристые бокситы: 22в, 52а, 226-1 — проба крупной гальки, 226-3 — проба бобовин, 226-2 — проба цемента. Каменистые бокситы: 39б, 23а, 36, 35е. Образцы — с Аркалыкского месторождения бокситов, за исключением 36 (из рудопроявления Тастак).

мелкокристаллического гиббсита или алюмогеля (заполняя пустотки или трещинки в породе, образуя стяжения или конкреции). Миграция глинозема усиливалась в увлажненных, периодически заболачивающихся участках. По-видимому, часть подвижного глинозема выносилась из почв и в составе грунтовых вод циркулировала в линзах подстилающих обломочных пород, способствуя их гиббситизации и формированию кирас обломочной цементации. Образование последних осуществлялось во многом сходно с рассмотренными ранее железисто-кремнистыми кирасами обломочной цементации.

В целом для каолинит-бокситовых толщ (так же, как и для кремнисто-каолиновых) существует корреляционная связь кирас обломочной цементации и горизонтов древних латеритных почв: нередко их количество и мощность возрастают в тех разрезах, где широко представлены древние почвы. Это можно видеть, например, на разрезе толщи в одном из опущенных карстовых блоков Северного месторождения (рис. 30). В ее строении доминируют красноцветные делювиально-пролювиальные отложения, обогащенные латеритными обломками. Лишь в средней части разреза встречена маломощная линза обогащенных растительным детритом озерно-болотных глин. Имеется и ряд горизонтов пестроокрашенных латеритных почв с гидроморфно-элювиальными каменистыми бокситовыми кирасами (в почвах А, Б) или уплотненными гиббситизированными сухаристыми глинами (в почвах В, Г, Д). В разрезе выделяются также и горизонты красноцветных каменистых обломочных бокситов (щелнисто-галечных или галечно-бобовых кирас обломочной цементации), которые в основном располагаются под латеритными почвами и, вероятно, генетически связаны с ними (пласты: А-1 — под почвой А, Б-1 и Б-2 — под почвой Б).

Но почвы как единственный источник свободного глинозема не могут объяснить широких масштабов цементации гиббситом обломочных бокситов и формирования сухаристых и каменистых разностей этих руд. Вероятно, большая часть аутигенного гиббсита возникла на месте за счет разрушения каолинита, слагавшего исходные боксито-глинистые осадки (при промывном воздействии подземных вод). Подобные представления развивались геологами [20, 127 и др.], высказывавшимися о вторичной латеритизации осадков в карсте. Заслуживает внимания и вывод [117] о перемещении глинозема с подземными водами из более молодых по возрасту бокситовых пластов и осаждении его в подстилающих отложениях. Влияние каждого из трех отмеченных выше факторов, способству-

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ
0,04	0,17	0,05	24,57	0,84	0,30	0,04	0,03	99,81
0,58	0,18	0,37	8,14	1,50	0,05	Нет	Нет	100,53
0,56	0,14	0,08	23,99	0,76	Нет	Нет	0,02	100,00
0,48	0,14	0,12	14,19	1,14	1,05	"	0,52	100,57
0,24	0,11	0,12	28,48	0,64	Нет	0,11	0,03	100,02
0,13	0,06	0,10	25,92	1,34	0,18	0,52	0,04	100,21
0,16	0,4	0,07	21,92	1,02	0,36	0,08	0,07	100,15
Нет	0,11	0,07	24,83	0,48	0,26	Нет	0,05	100,12
0,25	0,09	0,14	31,87	0,64	Нет	"	0,25	99,75

ющих гиббситизации обломочных пород и формированию кирас обломочной цементации, в каждом конкретном случае различно.

Все это объясняет факты широкого проявления гиббситизированных сухаристых или каменистых бокситов в пачках обломочных пород, где латеритные почвы выклиниваются (см. рис. 30, линзы И, К). Более того, бокситовые кирасы обломочной цементации широко развиты и на тех месторождениях или рудных залежах, где латеритные почвы в отложениях ассоциации не установлены (например, Кайнарлы-I, II). При этом здесь они всегда тяготеют к линзам наиболее водопроницаемых обломочных пород (см. рис. 23).

Мы уже отмечали сохранение первичных красноцветных окрасок делювиально-пролювиальных обломочных отложений при циркуляции в них грунтовых вод и формировании кирас обломочной цементации. Но в ряде случаев гиббситизация исходных осадков и вынос кремнезема сопровождались частичным выносом окислов железа (преимущественно из цемента) и их осветлением (см. табл. XIV, б). Однако общие красные цвета пород здесь обычно сохранялись (за счет реликтовых красноцветных латеритных обломков).

Примеры цементации почвенно-грунтовыми водами обломочных пород и формирования железистых или латеритных панцирей и кирас в тропических ландшафтах описаны в литературе [62, 133, 179]. Следовательно, многие древние гипергенные процессы способствовали десилификации исходных боксит-каолининовых осадков, но в ряде случаев они имели противоположную направленность и приводили к ресилификации исходных отложений.

Гипергенные процессы ресилификации бокситов. Следы этих процессов в том или ином объеме зафиксированы на многих месторождениях Казахстана. Но ниже мы рассмотрим лишь те, которые приводили к каолинизации бокситов в древних почвах. Каолинизация бокситов под отложениями акжарской свиты отмечалась многими исследователями [72, 78, 190]. Эти процессы обычно преобразуют кровлю бокситов (на глубину до 4—8 м), что связывается с воздействием кремнистых подземных вод. Вместе с тем причины, вызывающие появление и циркуляцию подобных вод, обстановки и особенности преобразований бокситов остаются неясными.

Нами установлено, что источником кремнистых вод часто служили железисто-кремнисто-каолиновые почвы акжарской свиты. В большинстве случаев ее пестроцветные отложения представляют собой слившиеся древние почвы, которые

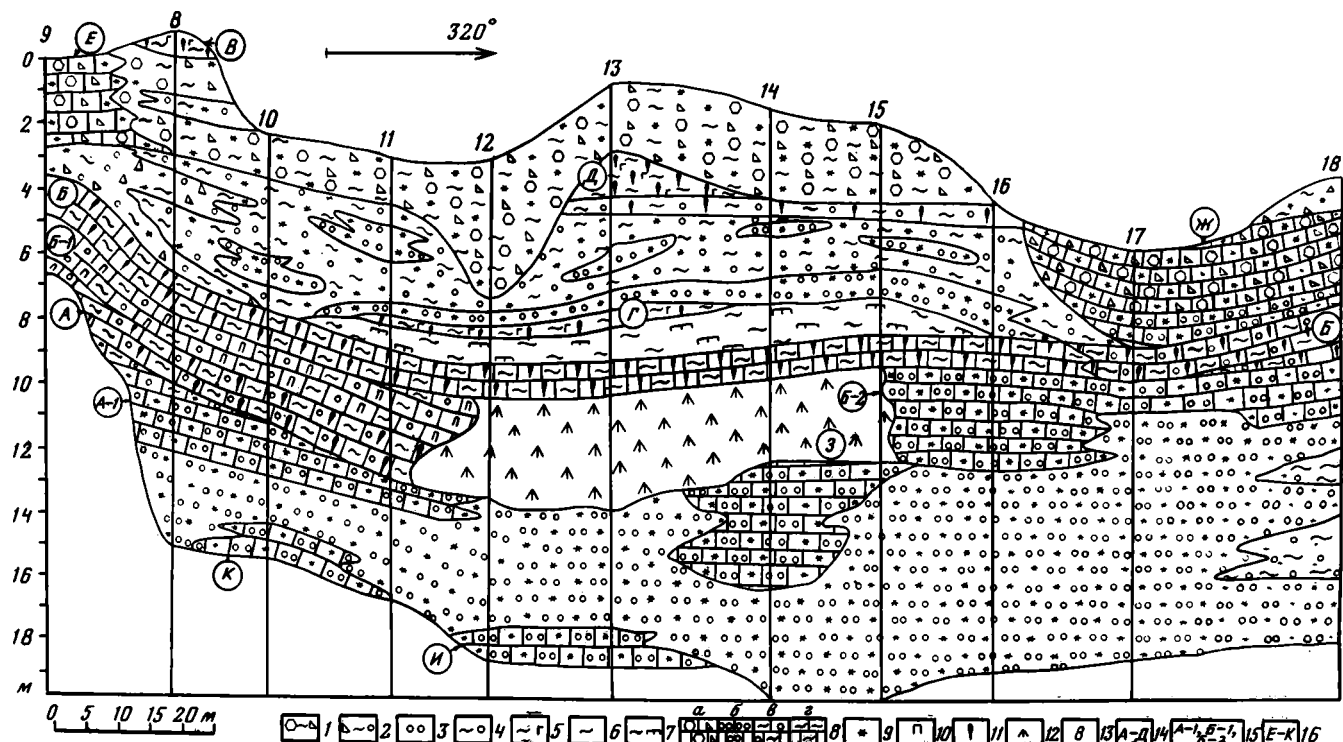


Рис. 30. Разрез каолинит-бокситовой толщи карстового блока Центрального участка Северного месторождения (продольный) (карьер, лето, 1973 г.)

1 — глыбово-щебнистые отложения с гиббситово-глинистым цементом; 2 — щебнисто-галечно-гравийные отложения с гиббситово-глинистым цементом; 3 — галечно-гравийные (бобовые) отложения с гиббситово-глинистым цементом; 4 — глины каолиновые, редкогравийные, обычно слабо гиббситизированные; 5 — глины каолиновые, гиббситизированные; 6 — глины каолиновые; 7 — углистые каолиновые глины с растительным детритом; 8 — каменные бокситы (кирасы) со структурой: а — брекчиевидной, б — конгломерато-гравелитовой, в — редкогравийной, г — пелитоморфной; 9, 10 — окраска пород: 9 — красная, 10 — белая; 11 — вертикальные почвенные красные пятна, прожилки и стяжения гидробоксидов железа; 12 — современные осыпи; 13 — номер обнажения; 14 — индексы латеритных почвенных горизонтов (А—Д); 15, 16 — индексы каменных обломочных бокситов: 15 — подстилающих горизонты латеритных почв (А—1, Б—1, Б—2), 16 — удаленных от латеритных почв (Е—К)

формировались не только на каолиновом субстрате акжарской свиты, но и на подстилающих бокситах, способствуя их каолинизации. Характеризуемому элювию присущ обычный набор почвенных признаков. В кровле красноцветных бокситоносных толщ эти образования хорошо выделяются пестро-красными окрасками и наличием вертикальных каналов обеления по корням растений или по трещинам. Исходные бокситы, замещаясь каолинитом, обычно сохраняют первичную обломочную структуру пород.

Рассмотрим проявление процессов каолинизации на примере профилей 31 и 25 (рис. 31). Строение и состав верхних зон почвенного профиля 31 (зоны II, III), обычные для подобных разностей элювия, и были описаны при характеристике кремнисто-каолиновых толщ. Породы данных почвенных зон представлены глинами обеленными (в зоне III) или пестроцветными (в зоне II) с вертикальными красными пятнами и стяжениями, обогащенными кремнисто-железистыми минералами. Причем насыщенность этими пятнами зоны II (рис. 31, а, слой 4) по сравнению с нижней ее частью (слой 3) сокращается.

По данным силикатного анализа (табл. 13, обр. 31а—в) и дифрактометрии (см. рис. 22, е, обр. 31а), результатам электронно-микроскопических исследований (рис. 31, з-1, обр. 31г) и изучения шлифов, породы данных зон слагаются каолинитом, сильно диспергированным и аморфизированным, часто с примесью гидроокислов железа, опала и небольших количеств гидрослюда. Нижележащая часть профиля 31 с вертикальными корневидными каналами и трещинами обеления и ожелезнения располагается в бокситовой толще. Исходные породы — это преимущественно красноцветные (с червеобразными каналами обеления) каменистые галечно-бобовые бокситы (каолинит-гиббситовые), пролювиальные (табл. 13, обр. 32г). Дифрактометрический анализ выполнен из различных составляющих породы (см. рис. 31, 32г-1 — цемент из червеобразного канала обеления, 32г-2 — цемент красный, 32г-3 — бобовина красная).

Выше, в зоне I, располагаются каолинизированные галечно-бобовые бокситы, пестроцветные, с вертикальными каналами и трещинами обеления (интенсивность обеления и каолинизации возрастает к кровле зоны). Наиболее интенсивно процессы обеления и каолинизации в цементе (см. рис. 31, б, проба 32б-2). Среди обломков обычно обелены и сильнее каолинизированы мелкие бобовины (32б-1, б-3), в более крупных обломках (гальках) нередко сохраняется красное слабо измененное ядро (проба 32б-4), обогащенное гидроокислами железа и гиббситом. Аутигенный каолинит в зоне I такой же, как и в вышележащей части профиля, сильно диспергированный и аморфизированный (см. рис. 31, з-II, обр. 32б). Химический состав пробы красной гальки (32б-4) и цемента (32б-2) подтверждают результаты дифрактометрического анализа (см. табл. 13).

При исследованиях ресилифицированных бокситов под железистокаолиновыми почвами акжарской свиты обнаружен еще один тип профиля. В нем гиббсит исходных пород преобразуется в метагаллузит. Общее строение профиля аналогично рассмотренному выше. В его низах в слабо ресилифицированном боксите (см. табл. 13, обр. 25ж) цемент в породе уже испытывает обеление, хотя бобовины пока остаются красными. Остаточный гиббсит еще хорошо фиксируется на дифрактограммах (см. рис. 31, в) в составе как цемента (проба 25ж-1), так и бобовин (проба 25ж-2). Но в этих же пробах уже четко проявляется и аутигенный метагаллузит с базальным рефлексом $7,3 \text{ \AA}$ в форме мелких трубчатых кристаллов (см. рис. 31, з-III, обр. 25ж). В верхах профиля цемент и бобовины в породе полностью обелены и каолинизированы (см. табл. 13, обр. 25в; рис. 31, а, проба 25в-1 — бобовина, 25в-2 — цемент). В цементе метагаллузит, вероятно, замещается каолинитом (см. рис. 31, в, проба 25в-2).

Помимо обеления и каолинизации бокситов в акжарских почвах, было выявлено их интенсивное преобразование в горизонтах циркуляции древних

Таблица 13
Химический состав пород из почв 31 и 25, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
31в	47,80	8,25	28,79	1,82	0,07	Нет	0,85
31б	40,10	1,10	19,51	26,46	Нет	0,04	0,98
31а	65,08	1,85	20,57	1,30	0,07	Нет	0,97
32б-4	10,37	6,75	37,00	21,68	0,07	0,01	0,85
32б-2	45,12	Нет	37,84	0,79	0,07	Нет	0,73
32г	7,11	2,72	39,50	25,13	Нет	Следы	0,54
25в	43,98	2,20	36,56	0,77	"	Нет	0,45
25ж	26,10	2,55	41,97	7,0	"	"	0,51

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Глины: обр. 31в, 31б, 31а; ресилифицированные бокситы: 32б-4, 32б-2, 25в, 25ж; бокситы: обр. 32г.

грунтовых вод в этап накопления акжарских пестроцветов. С ними связаны линзовидно-пластовое и трещинное обеление и каолинизация бокситовых пород, также приуроченные к кровле залежи. В ряде случаев данные процессы протекали внутри залежи или в ее подошве, что связано с участками наиболее благоприятной циркуляции данных грунтовых вод. Но роль этих зон невелика из-за плохой водопроницаемости большей части характеризующихся отложений. В подошве бокситоносных толщ, на контакте с закарстованными породами фундамента, процессы вторичного обеления и каолинизации руд вновь усиливались, что отмечалось ранее [73].

Ряд авторов считают, что каолинизация бокситов обычно сопровождается перемещением части глинозема в подстилающие породы с образованием зон его вторичного обогащения [72, 78, 190].

Завершая рассмотрение маастрихт-эоценовых гипергенных процессов, следует отметить, многообразие форм их проявления и различную направленность. Наряду с латеритизацией осадков данные процессы принимали также участие и в интенсивной ресилификации кровли и других частей бокситовой залежи (после общего прогибания больших площадей карстового аккумулятивно-го рельефа и формирования на данном месте крупных областей аккумуляции).

Закономерности бокситового оруденения. При характеристике каолинит-бокситовых отложений отмечалось разнообразие процессов и обстановок, способствующих формированию глиноземистых осадочных руд в эрозионно-карстовых депрессиях.

В маастрихт-эоценовых толщах выделяются две группы бокситов: I — осадочные, II — осадочные вторично латеритизированные. Каждая из групп подразделяется на две подгруппы: Ia — обломочные (рыхлые), Ib — хемогенные (сухаристые); IIa — осадочно-гидрогенные, IIб — осадочно-элювиальные (подгруппы состоят из более мелких генетических единиц — типов).

Ia. Обломочные бокситы (рыхлые) широко развиты в пределах всех изученных месторождений. Их образование связано с переотложением латеритного элювия или перемывом более древних осадочных бокситов (при карстовых просадках, синхронных бокситонакоплению). При этом возникали скопления латерит-бокситовых обломков — глыб, щебней, галечников, гравийников (бобовников), песков в отложениях коллювия, делювия, пролювия и локально-карстового аллювия. Лишь в отложениях карстовых или болотистых озер с низкой динамикой вод обломочные бокситы не накапливались.

Рыхлые обломочные бокситы обычно имеют красно-бурые, желтые цвета,

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ
0,26	0,15	0,76	9,75	1,30	Нет	Нет	0,04	99,84
0,42	0,30	1,04	7,74	1,80	"	"	0,14	99,63
0,35	0,19	1,47	6,31	1,41	"	"	0,03	99,60
Нет	0,15	0,10	21,41	0,95	0,19	0,07	0,12	99,66
"	0,15	0,21	13,33	1,30	Нет	Нет	0,01	99,55
0,30	0,11	0,10	22,16	1,40	0,50	0,34	0,06	99,97
0,06	0,17	0,06	13,82	1,46	Нет	Нет	Нет	99,54
0,02	0,08	0,04	20,96	2,21	"	"	"	100,44

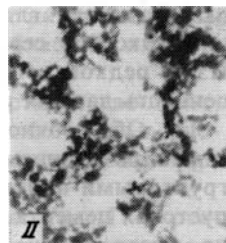
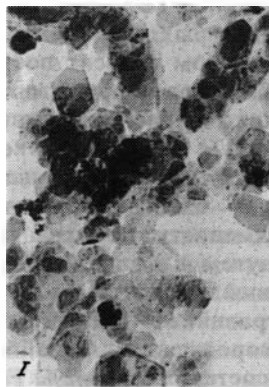
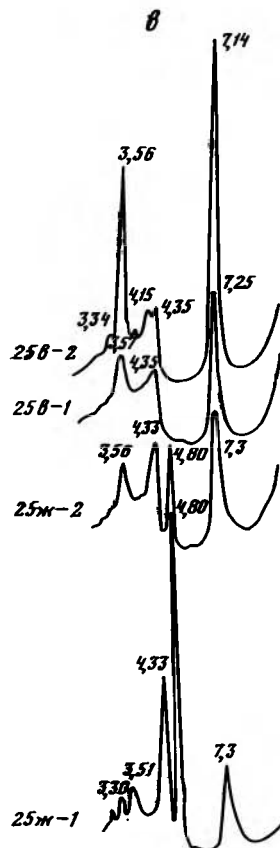
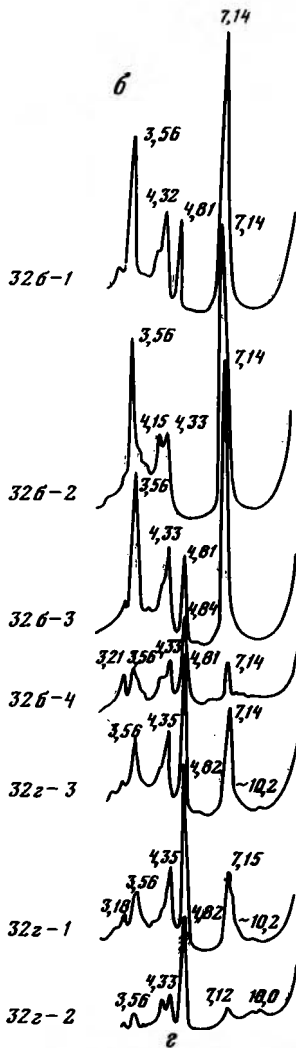
обогащены каолинитом, присутствующим в составе цемента и обломков. В русловом карстовом аллювии формировались диагенетические обеленные галечно-гравийные (бобовые) низкожелезистые руды. Качество обломочных бокситов обычно невысокое (из-за значительной примеси каолинита или гидроокислов железа). Однако они распространены достаточно широко.

1б. Хемогенные (сухаристые) бокситы встречаются редко, обычно в составе озерно-болотных отложений, в очень узком спектре фаций (в отложениях осушающихся озер, болотистых озер или их прибрежных участков), в случаях чередования или непосредственного сочленения с осадками, измененными латеритными почвами. Пласты маломощных (до 0,1—0,5 м) хемогенно-осадочных бокситов и аллитов установлены лишь на месторождениях Амангельдинской группы, где в разрезах наблюдается частое их переслаивание с латеритными почвами, развитыми на озерно-болотных отложениях. Руды представлены сухаристыми пелитоморфными разностями, обычно сильно глинистыми, розового, желтого и белого цвета, с макро- или микроконкрециями гиббсита. Органическое вещество обычно полностью окислено и минерализовано. Иногда появляются своеобразные разности глиноземистых пород — линзы или пласты углистых аллитов или бокситов серой и черной окраски, ранее полно охарактеризованные [198]. Из-за редкой встречаемости, малых мощностей, низкого качества практическая ценность данных руд невысока.

1а. Обломочно-гидрогенные бокситы (кирас обломочной цементации) связаны с преобразованием исходных рыхлых обломочных бокситов подгруппы 1а почвенно-грунтовыми водами. При этом гиббсит поступал с водами и выделялся в порах, пустотах цемента или обломков пород, оторочках вокруг обломков или возникал на месте за счет десилификации каолинита. В результате исходные красноцветные обломочные породы (бокситы низкого качества с большим содержанием каолиновой составляющей) преобразовывались в более высококачественные красноцветные бокситы — слабо гиббситизированные (сухаристые) или сильно гиббситизированные (каменистые), сохранявшие исходные текстурно-структурные признаки. Таким путем в фациях делювия или пролювия сформировались главные типы качественных бокситовых руд — красноцветные сухаристые или каменистые галечные, гравийные (бобовые), щебнистые, широко представленные на всех изученных месторождениях. В наиболее качественных каменистых бокситах содержание SiO₂ составляют 1—2%, Fe₂O₃ — 10—16%, а Al₂O₃ — 50—52% (см. табл. 12, обр. 39б, 23а, 3б). Интересная разновидность осадочно-гидрогенных руд формируется в составе фаций руслового аллювия: здесь возникают каолинит-бокситовые обеленные маложелезистые галечные или бобовые сухаристые или

Мощность, м	Слой	Лито-логическая колонка	Образец	Зона
0				
5	~ δ ~	31z	III	
1	δ ~ δ			
4	~ ● ~	31b		
2	~ ● ~	31b	II	
3	~ ● ~			
3	~ ● ~	31a		
4	~ ● ~			
5	~ ρ ~	32b	I	
6	~ ρ ~			
7	~ ρ ~			
8	~ ρ ~	32z		

○	1	○	2	~	3
●	4	●	5	ρ	6
δ	7	~	8	III	9



каменистые бокситы. В последних содержание Al_2O_3 достигает 55—60% при значениях SiO_2 — 3—4%, Fe_2O_3 — 1—2% (см. табл. 12, обр. 35е).

IIб. Осадочно-латеритные бокситы связаны со вторичной латеритизацией исходных осадков в древних почвах. Субстратом почв служили различные по генезису и структурам отложения: обломочные (делювиальные, пролювиальные, русловые) или глинистые обычно однотонно окрашенные (пролювиально-озерные, озерно-болотные, пойменные), имеющие каолиновый или гиббсит-каолиновый состав. При преобразованиях их в почвах возникали пестроокрашенные сухаристые или каменные высококачественные бокситы, слагающие гидроморфно-элювиальные кирасы. В них сохранялись первичные обломочные или пелитовые структуры и вместе с тем слоистые осадочные текстуры менялись на типично почвенные (комковатые, с вертикальными пятнами обеления и ожелезнения, с сетчатыми прожилками гетит-гематита и др.). Аутигенный гиббсит формировался в почвах за счет разрушения каолинита в автоморфную стадию, часть его дополнительно поступала в профиль в гидроморфную стадию.

По данным силикатного анализа (см. табл. 10, 11), в составе каменных бокситов латеритных почв содержание Al_2O_3 42—52%, при значениях SiO_2 2,3%, Fe_2O_3 12—30%. В ископаемых почвах с поверхностной латеритизацией и оглеением возникали безжелезистые бокситы с содержанием Al_2O_3 до 55—58%, Fe_2O_3 1—2%.

Осадочно-латеритные бокситы наиболее широко представлены на месторождениях Амангельдинской группы. Их роль особенно велика в пролювиальных фациях, среди делювия они встречаются реже, еще реже — в аллювиальных или озерно-болотных отложениях, где приурочены лишь к участкам осушающихся озер или пойм.

Таким образом, формирование карстовых бокситовых руд контролировалось: 1) накоплением латеритных обломков в благоприятных фациальных обстановках; 2) довыветриванием осадков в латеритных почвах; 3) привносом глинозема в обломочные породы с помощью почвенно-грунтовых вод. Иногда локально осуществлялась и хемогенная садка гиббсита.

Учитывая выявленные закономерности, можно отметить, что осадочные бокситы четко тяготеют к местам локализации обломочных пород ассоциации: глыбово-щебнистого делювия, галечно-гравийного (бобового) пролювия или руслового карстового аллювия. Эти обычно рыхлые аллиты или бокситы низкого качества, обогащенные каолинитом, испытывали постседиментационную гиббситизацию при циркуляции почвенно-грунтовых вод. Благодаря им возникали обломочно-гидрогенные сухаристые или каменные бокситы (наиболее важные разности промышленных глиноземистых руд). В более удаленных от бортов карста фациальных зонах, связанных с пролювиально-озерными, озерными или озерно-болотными обстановками с невысокой динамикой вод, формировались углисто-глинистые безрудные осадки.

Рассмотрим теперь места локализации осадочно-элювиальных бокситов, возникших в древних латеритных почвах. Последние изредка фиксируются среди делювиальных отложений на обломочном, обломочно-глинистом субстрате. Гораздо чаще они встречаются в зоне развития пролювия, где имеют наибольшие мощности элювиального профиля (до 4—6 м) и преобразуют как обломочные,

Рис. 31. Строение и состав железисто-кремнисто-каолиновых ископаемых почв на бокситовом субстрате (Архалыкское месторождение, участок 1—2)

а — литологическая колонка профиля 31; б, в — дифрактограммы проб: б — из профиля 31, в — из профиля 25; г — электронно-микроскопические снимки из профилей 31 и 25 (диспергированные и аморфизированные кристаллы каолинита): 1 — обр. 31г (ув. 50 000), II — обр. 32б (ув. 8 000); металаузит: III — обр. 25ж-1 (ув. 8 000)

1—3 — породы: 1 — красные каменные галечно-бобовые бокситы с пятнами обеления и каолинизации, 2 — каолинизированные бокситы, 3 — глины; 4, 5 — вертикальные красные пятна; 4 — с обильными стяжениями гетит-гематита, 5 — слабо обогащенные железистыми стяжениями или лишенные их; 6, 7 — обеление: 6 — по корням или трещинам, 7 — пластовое; 8 — постепенный контакт между почвенными зонами; 9 — почвенная зона

так и глинистые породы. Иногда латеритные почвы развивались и на осушающихся осадках пойм карстовых рек, прибрежных частей карстовых болотистых озер, где они имели небольшие мощности профиля (до 0,3—2 м), но их общее число в сводном разрезе часто резко возрастало. Горизонты почвенной латеритизации глин нередко чередуются здесь с их осадочными породами, обогащенными хемогенным гиббситом.

В наиболее погруженных и часто удаленных от бортов частях карстовых депрессий гиббситовое оруденение, связанное с латеритными почвами, в теле ассоциации затухает. Здесь в типично субаквальных обстановках накапливаются безрудные каолиновые толщи глин, иногда обогащенные углистым детритом, местами с линзами торфяников.

Следовательно, максимум концентрации обломочных бокситов сдвигается к бортам депрессии, где накапливались грубые по составу осадки. Напротив, бокситы осадочно-латеритного генезиса тяготеют к более тонкообломочным породам и обычно несколько удалены от бортовых частей. Необходимо иметь в виду неодинаковые масштабы распространения генетически разнородных руд на различных месторождениях или залежах. В частности, обломочные типы бокситов (рыхлые или гиббситизированные с помощью грунтовых вод) встречаются практически на всех месторождениях, и, напротив, осадочно-латеритные или хемогенные их разности наблюдаются повсеместно.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ГУМИДНЫХ КРАСНОЦВЕТОВ

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что маастрихт-средне-эоценовые гумидные красноцветы развиты на значительной территории Казахстана и прилегающих районов Западной Сибири и Алтая в различных тектонических структурах суши — впадинах Алтайского эпиплатформенного орогена, Казахского щита, периферийной части Западно-Сибирской плиты. Повсеместно доминируют кремнисто-каолиновые пестроцветы (в крупных или мелких тектонических, эрозионно-тектонических или эрозионных впадинах); локально в карстовых депрессиях накапливались их специфические разновидности — каолинит-бокситовые пестроцветы. На всей характеризуемой территории, несмотря на некоторые различия строения и состава, гумидные красноцветы имеют многие общие признаки, свидетельствующие об общности условий образования и отнесении к единому парагенезу — пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации.

1. Преимущественно красные или пестро-красные цвета, существенно "зрелый" (кварцево-каолиновый, местами латеритный) вещественный состав, преобладание в разрезах тонкообломочных алевроито-глинистых пород.

2. Основное развитие таких аутигенных минералов, как гематит и каолинит, доминирующих практически во всех фациях, отсутствие скоплений органического вещества.

3. Крайне широкое распространение фаций гумидного делюво-пролювия и аллювия, повсеместное развитие фаций равнинных ландшафтов при отсутствии горных.

4. Преобладание субаэральных обстановок накопления осадков и второстепенная роль субаквальных, интенсивное преобразование осадков субсинхронными гипергенными процессами, что придавало им черты сходства с корами выветривания.

Все вышеприведенные признаки в равной мере присущи как кремнисто-каолиновым, так и каолинит-бокситовым толщам. Вместе с тем в строении и составе последних нередко фиксируются и некоторые специфические черты, связанные с их накоплением в карсте: возрастает роль обломочных латеритных пород, формирующихся в условиях расчлененного рельефа, иногда широкое развитие

получают углистые или гумусированные породы, исчезают выделения аутигенного кремнезема, замещаясь гиббситовой минерализацией.

По минеральному и химическому составу отложения пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации во многом идентичны образованиям верхних зон каолиновой или латеритной коры выветривания, что вытекает из приведенной выше характеристики отложений и специальных исследований [69, с. 149—161].

В различных тектонических структурах древней суши пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация занимает четкое литолого-стратиграфическое положение (см. рис. 1). При этом ее низы, обычно датируемые маастрихтом (с возможным заходом в верхи кампана), с размывом залегают на образованиях подстилающей мезозойской коры выветривания. Верхи, датируемые нижним—средним эоценом, обычно с размывом перекрываются континентальной углисто-сидерит-колчеданной парагенетической ассоциацией конца среднего—начала позднего эоцена.

При прослеживании по латерали пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация во впадинах Южного Казахстана сменяется континентальными аридными монтмориллонитовыми пестроцветами [69], на севере и западе региона, во внутренних частях Западной Сибири и Тургая, — морскими, преимущественно карбонатными или глинистыми толщами. Следует отметить, что в зонах фациального перехода маастрихт-среднеэоценовых гумидных красноцветов в иные парагенезы их нижняя или верхняя возрастная граница может испытывать заметное скольжение, причем диапазон датировок ассоциации сужается. Это имеет место, например, в Джезказганской впадине, где в каракенгирской свите маастрихта появляются морские отложения, или в Зайсанской впадине, где аридные монтмориллонитовые пестроцветы зимунайской свиты замещают верхнюю (ранне-среднеэоценовую) часть парагенеза.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПРОЦЕССЫ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

Палеогеографическая обстановка Северо-Западной Азии для маастрихта—среднего эоцена показана на схематической карте (см. рис. 2). Невысокая материковая суша простиралась здесь по югу Западно-Сибирской низменности, Алтаю, Центральному Казахстану и Тянь-Шаню. С севера и запада она омывалась водами Западно-Сибирского и Туранского палеоморей. В большинстве ее районов преобладали холмистые возвышенные области денудации (Алтайская, Казахская и Тянь-Шаньская возвышенные равнины) с подчиненными участками низменных денудационных равнин и с серией крупных и мелких эрозионных или эрозионно-тектонических впадин. В местах развития карбонатных пород фундамента (среди денудационных ландшафтов) возникали многочисленные карстовые депрессии и накапливались каолинит-бокситовые толщи.

КЛИМАТ

В Казахстане накопление пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации в маастрихте—эоцене происходило только на севере (выше 47—48° с.ш.). Согласно палеоботаническим данным здесь произрастала субтропическая влаголюбивая, преимущественно лесная растительность. Оставаясь в целом жарким гумидным, палеоклимат на рубеже мела и палеогена испытывал некоторые изменения в пространстве и во времени. В Восточном Казахстане, по данным ряда авторов [81, 167, 171, 187, 202, 226], гелинденские флоры палеоэоцена—эоцена сменяли тепло-

умеренную маастрихтскую гренландскую флору. Это позволяет считать, что климат в маастрихте был более прохладным, но в то же время оставался более жарким, чем в областях развития типично гренландской флоры, отмечалось ранее [167, 207]. Вероятно, его следует считать переходным от теплоумеренного к субтропическому. Одновременно на западе характеризуемого района (в Центральном Казахстане и прилегающих районах Западной Сибири) влажный субтропический климат существовал от маастрихта до эоцена включительно [12, 76, 158, 160, 161]. Присутствие в составе маастрихтских флороносных спектров представителей умеренной флоры Канадско-Сибирской палеофлористической провинции может свидетельствовать о некотором влиянии в это время более прохладного ее климата на жаркий субтропический климат Центрального Казахстана.

Палинологические исследования свидетельствуют, что на юге Казахстана по сравнению с охарактеризованными выше северными районами климат становился уже типично аридным, что отразилось в проявлении ксерофильной растительности [12, 161].

Заключения палеоботаников о климате подтверждаются и литологическими данными. Повсеместно севернее широты 47—48° красно-пестроцветные отложения позднего мела—раннего палеогена лишены концентраций карбонатов и сульфатов, характерных для аридного литогенеза. Основу глинистого вещества красноцветов здесь образует каолинит — индикатор влажного климата и кислой среды минералообразования. И напротив, в южных районах Казахстана, где господствовал аридный климат, синхронно накапливалась типично аридная пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная ассоциация [69]. Конечно, соседство с аридной климатической зоной в той или иной мере оказывало влияние на характер климатической обстановки в непосредственно прилегающей к ней северной гумидной зоне Казахстана. Поэтому в разрезах маастрихта—среднего эоцена Южного Приизьясья наблюдается чередование как гумидных, так и аридных толщ (загипсованных монтмориллонитовых и ожелезненных каолиновых глин [207, 213]). Севернее аридные пачки быстро выклиниваются, замещаясь типично гумидными отложениями гематит-каолиновой ассоциации. Но и в них можно видеть отражение сухих климатических сезонов, выразившееся в появлении полигональных в плане полос обеления, возникших по трещинам усыхания илов при циркуляции вод.

Поэтому справедливы представления ряда палеоботаников, что в целом жаркий гумидный климат был здесь одновременно переменено-влажным с сезонами засух [12, 167]. Причем ландшафты на рубеже мела и палеогена могли напоминать собой влажные саванны с чередованием участков лесной и открытой (травянистой) растительности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Важной особенностью гематит-каолиновой ассоциации являлось ее формирование на фоне предельного затухания тектонической активности и, как следствие этого, повсеместное практически сплошное развитие на обширной денудационной суше (см. рис. 2) денудационных пенепленов с мощным чехлом каолиновых, местами латеритных кор выветривания (в прибортовых частях Западно-Сибирской и Туранской плит, на Казахском щите, в области Алтайского сводового поднятия, существовавшего в то время на месте эпиплатформенного орогена). В пользу крайне пассивного тектонического режима маастрихт-среднеэоценового этапа свидетельствуют: преимущественно тонкий, существенно глинистый или алевроито-глинистый состав осадков, наличие фаций — индикаторов равнинного рельефа (с низким гидродинамическим режимом вод), отсутствие фаций — индикаторов горного или сильно расчлененного рельефа, малые мощности накопившихся отложений (10—100 м, до 200 м) и низкие скорости осадконакопления (0,4—7,3 м за млн лет).

По скоростям осадконакопления пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация резко отличается от других кайнозойских парагенезов пород, выделенных в Казахстане [68, 69]. В частности, для нижней углисто-сидерит-колчеданной ассоциации конца среднего—начала позднего эоцена (мощностью до 100 м) они составляют 17 м/млн лет, железисто-карбонатной ассоциации конца эоцена—начала олигоцена (мощностью до 120 м) — 11 м/млн лет, верхней углисто-сидерит-колчеданной ассоциации позднего олигоцена (мощностью до 250 м) — 45 м/млн лет, сульфат-карбонатной ассоциации раннего—среднего миоцена (мощностью до 300 м) — 25 м/млн лет, красноцветной карбонатной ассоциации конца среднего миоцена—раннего плиоцена (мощностью до 600 м) — 62 м/млн лет и т.д.

Повсеместный исключительно зрелый (кварц-каолиновый, местами латеритно-каолиновый) состав отложений указывает на очень слабую расчлененность древнего рельефа: эрозионная сеть из-за малых глубин вреза практически не прорезала плащ глинистых или латеритных кор выветривания.

В условиях крайнего затухания активности тектонических движений, выравнивания и пенеппенизации денудационного рельефа процессы седименто- и литогенеза проявлялись своеобразно и во многом отличались от современных. Последовательно рассмотрим всю их цепь, начиная от подготовки материала в областях денудации и кончая особенностями седиментации и литификации осадков в областях аккумуляции.

МОБИЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ОБЛАСТЯХ ДЕНУДАЦИИ

Как уже отмечалось, затухание активности тектонических движений в Казахстане и прилегающих к нему регионах в конце мела привело к нивелировке и выравниванию областей сноса и возникновению денудационного пенеппена. Его реликты, как и покрывающий чехол каолиновых или местами латеритных кор выветривания, выявлены и изучены геологами и геоморфологами во многих районах Алтая и Казахстана [25, 57, 64, 90, 100, 101, 125, 126, 228 и др.]. Существовавшие ранее области денудации нельзя рассматривать как абсолютно ровные поверхности. На фоне денудационных равнин возвышались холмы, поднятия или гряды. Бурение в Северном Призайсанье и Прииртышье показало, что погребенный под отложениями гематит-каолиновой ассоциации пенеппен, фиксированный корой выветривания, зачастую расчленен на пологосклонные гряды и долины с относительно небольшими превышениями в десятки метров. Вокруг наиболее высоких холмов и гряд в составе ассоциации развиты делювиально-пролювиальные кварцевые щебни. Такова, например, нижнепалеогеновая щебнистая оловоносная россыпь Торт-Калмак, полукольцом опоясывающая погребенную возвышенность. Мощность коры выветривания на возвышенности составляет 50—60 м, в прилегающих депрессиях она уменьшается до 15—20 м.

В теле характеризуемого пенеппена закладывались и развивались пологие области опускания, представлявшие собой обширные бассейны седиментации пестроцветных осадков (Тенгизская, Зайсанская, Джезказганская впадины и др.), и области пологих сводовых поднятий. Вместе с тем при формировании этих структур тектонические движения носили замедленный, пассивный характер. Это способствовало слабой механической эрозии водоразделов и повсеместному развитию мощной площадной коры выветривания.

Исследования реликтов кор выветривания и коррелятных им осадков свидетельствуют, что по составу это был преимущественно сиаллитный (каолиновый) элювий, который сменялся на отдельных участках латеритным (что согласуется с представлениями о современном выветривании).

В жарких влажных ландшафтах в условиях кислой среды растворов ($pH = 3,5-5$), затрудненного дренажа, согласно исследованиям Ж. Педро [147], К. Куртиса

[233], создаются благоприятные условия для выветривания алюмосиликатных пород сиааллитного или подзолистого типа. В современную эпоху в подобных ландшафтах формируется оподзоленный тропический ферраллитный элювий [52]. Именно подобные условия и доминировали в характеризующих нас древних ландшафтах, и поэтому основная масса древних кор выветривания также представлена сиааллитным каолиновым элювием — оподзоленными ферраллитами.

На преимущественно кислых или средних по составу породах фундамента процессы латеритного выветривания проявлялись локально, в основном в местах развития карбонатных пород фундамента. Здесь улучшались дренажные условия за счет хорошей водопроницаемости известковистых пород и формирования расчлененного карстового рельефа, где усиливалась активность гидродинамической циркуляции грунтовых вод. Растворение карбонатов фундамента и переход их в растворы сопровождалось подщелачиванием кислых грунтовых вод до значений $\text{pH} = 5-7$, что также способствовало выветриванию латеритного типа [147, 233]. Кроме того, среди карбонатных толщ или в тесном парагенезе с ними часто широко представлены бескварцевые или слабо обогащенные кварцем песчаники, алевролиты, сланцы или аргиллиты, представляющие собой благоприятный субстрат для латеритного выветривания. Остатки латеритных кор выветривания установлены в пределах Амангельдинских месторождений [135, 163]. Кроме того, в характеризующее время за пределами карстовых областей в Казахстане среди каолинового элювия локально встречался и латеритный, подобный описанному для юрско-мелового времени [24, 97, 192] и тяготеющий большей частью к богатым щелочами основным или ультраосновным породам фундамента.

Таким образом, в маастрихт-эоценовых денудационных ландшафтах латеритные коры выветривания, по-видимому, были вкраплены сравнительно мелкими пятнами в общую массу сиааллитного (каолинового) элювия.

В условиях выровненного денудационного рельефа и неглубоких врезов эрозионной сети происходили размыв преимущественно верхних горизонтов элювия и вовлечение в пути миграции зрелого (кварц-каолинового, местами латеритного) материала. На локальных участках с более глубокими врезами в пути миграции иногда вовлекался также материал из нижних зон кор выветривания (гидрослюда, смектиты, слюды, полевые шпаты и др.), но в целом доля его в общем балансе транспортируемого вещества была невелика.

Глубокое химическое выветривание пород в областях денудации способствовало выносу из кор выветривания больших количеств химически растворимых компонентов, начиная от щелочных металлов и кончая окислами железа, кремния, алюминия.

В течение всей маастрихт-эоценовой эпохи процессы денудации не приводили к размыву глинистого элювия и вовлечению в зону миграции значительных масс полимиктовых по составу обломков материнских пород: установилось определенное равновесие, при котором скорость денудации не превышала скорости нарастания коры выветривания. В результате толщина элювиального глинистого чехла, покрывающего породы фундамента, практически не изменялась. Поэтому рубеж мела и палеогена нельзя рассматривать как эпоху разрушения и переотложения ранее сформировавшейся коры выветривания. Все это время в областях денудации протекали процессы интенсивного химического выветривания, сохранявшие здесь мощный элювиальный чехол.

Ранее отмечалось, что в составе генетических подразделений гематит-каолиновой ассоциации доминировали отложения временных потоков (пролювий или делювий); осадки аллювиального, озерного, болотного генезиса играли подчиненную роль. Это хорошо видно из приведенных литолого-фациальных колонок (см. рис. 3) и палеогеографической карты (см. рис. 2). Возникает вопрос: почему делювиально-пролювиальные отложения, более характерные для аридных ландшафтов, получали такое большое распространение в гумидных обстановках на рубеже мела и палеогена? Это в первую очередь связано с особенностями гидрогеологического режима питания поверхностных водотоков и водоемов того времени. В характеризующих ландшафтах, как и в современных, питание рек, озер, болот осуществлялось поверхностными и подземными водами. Известно, как велика роль подземных вод в формировании постоянно функционирующих крупных поверхностных водотоков и водоемов. Эта роль должна быть еще более важной в маастрихт-эоценовых ландшафтах, где происходило лишь дождевое питание поверхностного стока, а снеговое полностью отсутствовало. В условиях жаркого климата и выровненного денудационного рельефа не проявлялось также и горно-ледниковое питание.

Для этапов активизации тектонических движений, подобно современной эпохе, характерно наличие (рис. 32,а) весьма расчлененного рельефа в областях денудации, отсутствие здесь сплошного чехла глинистых кор выветривания и широкое развитие водопроницаемых пород (трещиноватых пород фундамента и рыхлых пористых элювиально-делювиальных щебнистых образований). Одновременно и в областях аккумуляции большие площади заняты пористыми водопроницаемыми обломочными отложениями (песками, галечниками, гравийниками и др.). Для данных ландшафтов характерна и достаточно большая мощность зоны активного водообмена подземных вод, определяемая глубиной врезов речной сети (см. рис. 32,а, 1₁). В подобных обстановках при выпадении дождей часть вод в виде потоков, ручьев, рек образует поверхностный сток, а другая — поступает в водопроницаемые породы и формирует подземные воды. Известно, что в периоды дождей происходит насыщение водами поверхностного стока озер или болот; в сухие сезоны главную роль в питании водотоков или водоемов играют подземные воды. Они аккумулируют большие запасы влаги и во многом способствуют сохранению и функционированию озерно-речной сети (особенно там, где отсутствует снеговое и ледниковое питание).

В маастрихт-эоценовых ландшафтах не было благоприятных условий для формирования значительных запасов подземных вод по следующим причинам. В областях аккумуляции того времени (см. рис. 32,б) накапливались существенно глинистые осадки с редкими линзами грубообломочных пород, являющиеся водоупорами. Эти породы в областях денудации сменялись плащом глинистой каолиновой коры выветривания, который тоже препятствовал поступлению дождевых вод в пористые трещиноватые породы фундамента или в обломочно-каменистые образования нижней зоны коры выветривания.

Таким образом, в маастрихт-эоценовых ландшафтах лишь в поверхностном покрове пористых почв и в редких линзах обломочных пород могли аккумулироваться незначительные запасы почвенно-грунтовых вод. Малые глубины врезов сокращали мощности зоны активного водообмена (см. рис. 32,б, 1²). В это время сводилась на нет и роль источников питания, связанных с деятельностью артезианских вод: глинистый элювиально-осадочный чехол препятствовал подтоку вод к поверхности (в условиях неглубоких эрозионных врезов пластовые воды реально не вскрывались древними речными долинами).

Все это свидетельствует о том, что в характеризующих ландшафтах (аккумулятивных и денудационных) отсутствовали обстановки, благоприятные воз-

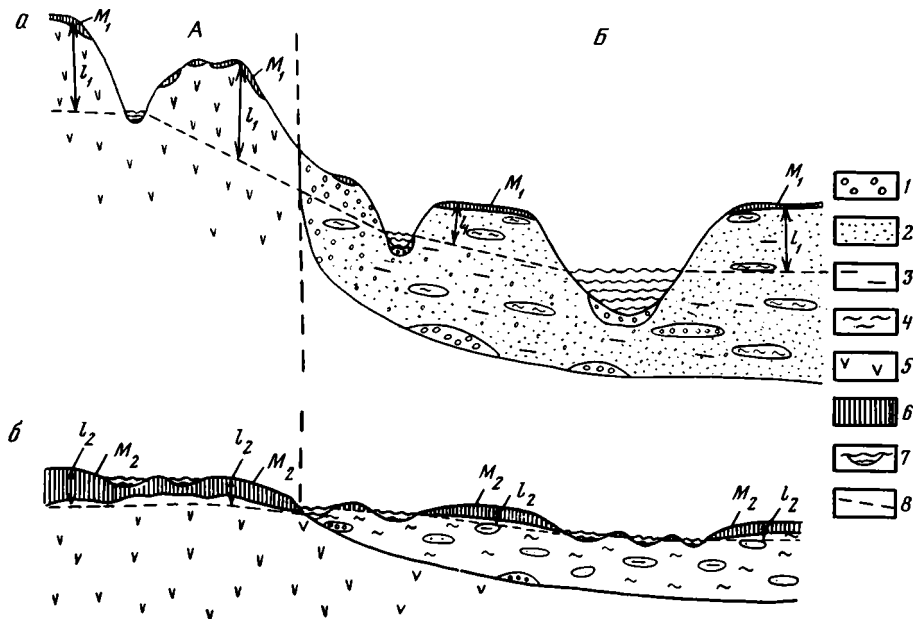


Рис. 32. Особенности процессов выветривания и аккумуляции осадков в эпохи с различным тектоническим режимом (для гумидных ландшафтов)

а — этап активизации тектонических движений; *б* — этап крайне пассивного тектонического режима. *А* — область денудации, *Б* — область седиментации.

1 — галечник; 2 — пески; 3 — алевроиты; 4 — глины; 5 — не измененные выветриванием коренные породы; 6 — элювиальный чехол (коры выветривания и почвы); 7 — водоемы или водотоки; 8 — уровень грунтовых вод; l — мощности зоны активного водообмена ($l_1 > l_2$), M — мощности элювиального чехла ($M_1 < M_2$)

никновению больших запасов подземных вод. Следовательно, и участие этих вод в питании поверхностных водотоков и водоемов было невелико. Основная роль в формировании поверхностного стока принадлежала дождевым осадкам. В сезоны дождей атмосферные осадки попадали на водонепроницаемые глистые породы, стекали в понижения рельефа. В короткое время переполнялись водой мелкие лога, балки, неглубокие речные долины и заливались огромные площади выровненных междуречий. По существенно глинистому элювиальному или осадочному субстрату воды быстро стекали с континента, и большая масса влекомых осадков осушалась. В периоды между дождями или в сезоны засух (при отсутствии подпитывания стока горно-ледниковыми и подземными водами) еще больше мелели или нередко полностью пересыхали мелкие водотоки, озера, болота.

Поэтому в гумидных маастрихт-эоценовых ландшафтах площадь развития постоянно функционирующей речной или озерно-болотной сети была невелика; на основной их части господствующее развитие получали временно существующие водотоки и водоемы и вследствие этого наиболее широко распространялись пролювиальные фации. Массовому развитию пролювия способствовали: 1) переменнo-влажный палеоклимат с чередованием влажных и сухих сезонов; 2) неглубокие врезы эрозионной сети в аккумулятивных ландшафтах; 3) присутствие легко размываемой глинистой коры выветривания в областях денудации; 4) отмеченные особенности гидрогеологического питания, способствующие сокращению ареала развития постоянно действующих водотоков и водоемов за счет разрастания площади развития временных.

Следует отметить, что характеризуемый равнинный гумидный пролювий изучен значительно хуже по сравнению с его аналогом, формирующимся в усло-

виях аридного климата и расчлененного рельефа [63, 221]. Для равнинного гумидного пролювия ассоциации в отличие от классического аридного отсутствовали денудационные ландшафты с сильно расчлененным или горным рельефом, транспортировка материала осуществлялась небольшими равнинными реками с невысокими берегами. В сезоны дождей они быстро выходили из берегов, затопляя равнины междуречий, где и накапливались пролювиальные шлейфы с соответствующим набором фаций (см. табл. 1). Выделенные фации равнинного пролювия плоскостного смыва временных потоков или сезонно пересыхающих озер пологонаклонной или плоской равнины часто не образуют зонально построенного конуса выноса, а перемежаются между собой либо сочленены с равнинным аллювием (последний здесь, по сути дела, и заменяет собой фации центральной части пролювиального конуса выноса). Характеризуемый равнинный пролювий отличается также от общеизвестного аридного зрелым кварц-каолиновым составом пород, отсутствием аутигенных карбонатов, сульфатов (их место занимают гетит, гематит, опал, халцедон). Важно также подчеркнуть, что в составе пролювия преобладает преимущественно тонкий алеврито-глинистый материал — фации временных потоков плоскостного смыва пологонаклонных равнин и небольших сезонно пересыхающих озер. Грубообломочные отложения делювия и пролювия формировались редко (у подножия отдельных холмов и сопок).

Весьма своеобразно были представлены и аллювиальные обстановки осадконакопления. На рубеже мела и палеогена в выровненных пенепленизированных ландшафтах территории Казахстана начинает закладываться речная сеть (см. рис. 2). По-видимому, уже существовали основные реки (пра-Иртыш, пра-Ишим, пра-Сары-Су и др.) с их притоками. В это время не формировались мощные аллювиальные или озерные фациальные комплексы осадков, а повсеместно накапливались обычно тонкие по составу отложения небольших рек, стариц, озер с низкой динамикой вод. В пенепленизированных гумидных ландшафтах не создавались благоприятные условия для формирования крупных и глубоких речных долин или озерных котловин. Вместо них мы повсеместно наблюдаем отложения густой сети небольших аллювиальных потоков и мелких, часто осушающихся озер и стариц. В периоды засух сокращались акватории рек, водоемов и заболоченных пространств на пойме, полностью пересыхали наиболее мелкие из них, на осадках аллювиального генезиса в ряде случаев формировались пролювиальные отложения. Неглубокий врез речной сети приводил к сравнительно быстрому заполнению осадками мелких долин и способствовал боковому блужданию русел.

В маастрихт-среднеэоценовых ландшафтах в подобных условиях как отложения временных потоков (делювия и пролювия), так и типично аквальные осадки (аллювиальные, озерные, болотные) часто осушались и подвергались гипергенным преобразованиям. Поэтому в субаквальных обстановках практически повсеместно накапливались преимущественно тонкие и зрелые, однородные по составу красноцветные осадки — продукты перемыва сплошного чехла каолиновых кор выветривания денудационного пенеплена.

В карстовых депрессиях устанавливается некоторая специфика осадконакопления (возрастают мощности отложений, увеличивается содержание грубообломочного материала, возрастает роль углистых толщ и др.). Это связано с активными просадками дна карстовых впадин за счет растворения карбонатных пород фундамента, с возникновением здесь более расчлененного, чем в окружающих ландшафтах, рельефа, с формированием латеритного элювия и продуктов его перемыва — каолинит-бокситовых пород.

Как было показано ранее, в разрезах карстовых депрессий были наиболее широко развиты отложения карстового делювия или зонально построенные конусы выноса пролювия с соответствующим набором фаций (см. табл. 1),

напоминающие классические. Они нередко замещались глинистыми озерно-болотными отложениями в более центральных частях депрессий. Ранее отмечалось, что в конце этапа бокситообразования (вероятно, в конце нижнего—начале среднего эоцена) на Амангельдинских месторождениях фиксируется появление белоцветного обломочно-глинистого аллювия балочного типа (с латеритными обломками) (см. рис. 9). Вероятно, лишь с этого времени в Амангельдинском районе оформляется разветвленная речная сеть; источником сноса терригенного материала служил латеритный элювий близлежащих водоразделов. Со второй половины среднего эоцена речная сеть становится транзитной, в составе аллювия начинают преобладать кварцевые зерна из элювия более отдаленных питающих провинций, вытесняющие латеритные обломки.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ

Особенностью маастрихт-эоценовых гумидных красноцветов является отсутствие в подавляющем большинстве разрезов пород, обогащенных органическим веществом (обычно содержание $C_{орг} = 0$), что характерно для субазральных (делювиальных, пролювиальных), а также для многих субаквальных (аллювиальных, озерно-болотных) фаций. Почему же остатки богатой субтропической растительности того времени не захоронялись в характеризующих отложениях пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации?

Установлено, что первично формирующиеся осадки содержали значительное количество органического вещества, но оно было разрушено в процессе литогенеза. Различные следы древней растительности или живых организмов в характеризующих красноцветных толщах встречаются, как отмечалось раньше, очень часто. Это отпечатки листьев и растительного детрита, минеральные псевдоморфозы по растительному детриту и корням растений, следы корней, ходы насекомых или червей, скопления фитолитов, окремненные остатки спор растений или грибов, колоний железобактерий. Можно предполагать две основные причины, приведшие к разрушению органики в осадках.

1. Крайне низкие скорости осадконакопления и прогибания рельефа, характерные для этапа затухания активности тектонических движений, препятствовали быстрому захоронению в илах органики. При этом большая часть органического вещества окислялась и разрушалась еще на поверхности илов. Ухудшение условий захоронения органического вещества в континентальных гумидных мезозойско-кайнозойских отложениях Северо-Западной Азии при затухании тектонической активности, сокращении скорости осадконакопления и выравнивания рельефа и создание благоприятных условий в этапы активизации тектонической деятельности рассмотрены совместно с В.С. Ерофеевым [68—70]. Подобным же образом скорость осадконакопления влияет на накопление органического вещества в океанических илах, что подтверждается моделью, разработанной Д. Хабибом [234, 235]. При высоких скоростях в океане создаются условия для захоронения и накопления в илах, органического вещества, а при низких темпах осадконакопления органическое вещество разлагается на дне и формируются отложения с пониженным его содержанием (например, красные океанические глины).

2. Крайне широкое развитие в маастрихт-эоценовых гумидных ландшафтах субазральных обстановок осадконакопления и периодическое осушение большей части осадков (что было рассмотрено выше) также приводило к окислению и разрушению органического вещества. В составе гематит-каолиновой ассоциации органическое вещество обычно изредка появляется лишь в небольших линзах углистых алевритов или глин среди аллювиальных отложений. Некоторым исключением может служить ряд разрезов каолинит-бокситовых отложений в карстовых воронках. В условиях интенсивного роста карстовых впадин темп осадконакопления в них нередко возрастал и в озерно-болотных фациях возникали

пласты углистых глин, а иногда и бурых углей. Последние описаны В.В. Лавровым [108] в Белояровском месторождении. Но и в карстовых депрессиях мощные пласты углистых пород встречаются нечасто, они обычно не выдержаны по простиранию и быстро фациально замещаются безуглистыми каолинит-бокситовыми красноцветами. На многих месторождениях или залежах они совсем отсутствуют.

Поступающий из области денудации терригенный материал уже имел преимущественно красный цвет, так как представлял собой продукт перемыва красноцветного или пестроцветного каолинового либо латеритного элювия. В связи с тем что в накапливающихся осадках в большинстве случаев отсутствовало органическое вещество, первичный красный цвет в них обычно сохранялся. Особенностью процессов литогенеза маастрихта—среднего эоцена являлось то, что после осаждения осадков большая их часть (еще практически не испытывавшая диагенетических преобразований) осушалась и подвергалась интенсивному воздействию различных древних гипергенных процессов.

Процессы гипергенных преобразований маастрихт-эоценовой ассоциации можно разбить на три последовательных этапа: при осушении и окислении, воздействии почв, а также почвенно-грунтовых вод.

ЭТАП ОСУШЕНИЯ И ОКИСЛЕНИЯ

Осушение влекло за собой обезвоживание осадка, уплотнение, окисление органического вещества и закисных минералов железа. Нередко по органическому веществу формировались псевдоморфозы. В сезоны засух, сменявшие сезоны увлажнений, на поверхности красноцветных глинистых илов нередко развивались полигональные трещины усыхания с последующим обелением пород при циркуляции вдоль них поверхностных вод. Полигональные полосы обеления на кровле красноцветов часто наблюдаются в обнажениях и керне скважин (см. рис. 10, а; 20, а). В каолинит-бокситовых и кремнисто-каолиновых отложениях процессы осушения и окисления проявлялись в целом однотипно. Различия часто можно видеть лишь в составе минеральных псевдоморфоз, замещавших растительный детрит: гетит-гематит-гипсбситовых в первом случае и гетит-гематит-опал-халцедоновых во втором. Силикатная составляющая осадков при данных преобразованиях существенно не менялась.

ЭТАПЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ПОЧВАХ И ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫХ ВОДАХ

Значительно более сложные изменения осадков происходили в древних почвах и почвенно-грунтовых водах. Характер воздействия древних почв на осадки областей аккумуляции был весьма разнообразен. В то время как в речных долинах, озерных водоемах и временных потоках происходила аккумуляция осадков, на относительно приподнятых участках аккумулятивных пространств (междуречьях, речных или озерных террасах) осуществлялось интенсивное химическое выветривание в древних почвах ранее отложившихся здесь осадков. На первой стадии эти процессы часто протекали в приподнятых, или автономных, по А.И. Перельману [151], ландшафтах, где преобладал вынос за пределы профиля химических компонентов, высвобождавшихся при выветривании (автоморфная стадия). В условиях медленного погружения областей седиментации постепенно снижались высотные отметки почв, и они попадали в ландшафты супераквального типа. Наступала вторая (гидроморфная) стадия их преобразований, сопровождавшаяся интенсивным привносом компонентов в почвы и их накоплением.

Дальнейшее опускание областей седиментации способствовало захоронению профилей почв новыми осадками; при блуждании озерно-речной сети они нередко

вновь осушались и подвергались преобразованиям в почвах. Благодаря чрезвычайно низкому темпу аккумуляции осадков и медленным боковым перемещениям гидросети большая масса формирующихся осадков подвергалась интенсивным химическим преобразованиям в почвах областей аккумуляции.

На строение и состав профилей ископаемых почв оказывало влияние множество причин. В случае длительного проявления элювиальных процессов формировались зрелые по составу почвы большой мощности (до 3—6 м), с хорошо дифференцированными на горизонты профилями, осуществлялись глубокие изменения исходных пород. При кратковременном выветривании возникали маломощные (до 0,1—0,5 м) незрелые почвы с недифференцированным на горизонты почвенным профилем и слабо измененным субстратом. Установлено также, что появление той или иной разновидности ископаемых почв в значительной мере зависело от характера субстрата, условий дренажа, ландшафтно-фациальной приуроченности и др.

В зависимости от ландшафтных условий древние почвы подразделялись на близкие к автоморфным с наложенным гидроморфизмом (приуроченные к приподнятым участкам аккумулятивных равнин) и гидроморфные (тяготеющие к более пониженным участкам). Примером первых служат железисто-каолиновые, железисто-кремнисто-каолиновые и латеритные их разновидности, характеризующиеся краснопестрыми окрасками, значительными мощностями элювиального профиля (до 3—5 м). Ко вторым относятся отмеченные ранее глеево-каолиновые и углисто-каолиновые почвы, имеющие белые или серые цвета, небольшие мощности (до 0,1—0,3 м), слабую дифференцированность профиля на горизонты и т.д. Наиболее важное значение имели почвы, близкие к автоморфным с наложенным гидроморфизмом, которые относились к ферраллитному семейству. Они подразделялись на два подсемейства — феррсиаллитное и аллитное — с более дробным делением (см. табл. 3) на три группы: железисто-каолиновые, железисто-кремнисто-каолиновые и латеритные. В верхах почв часто возникали различные типы железисто-кремнистых или железисто-гипсированных гидроморфно-элювиальных кирас (см. табл. 3).

Почвенные растворы нередко выходили за пределы элювиальных профилей, поступали в грунтовые воды, во многом определяя химизм последних. Циркулируя в обломочных породах, они способствовали формированию кирас обломочной цементации железисто-кремнистого или железисто-гипсированного состава (см. табл. 3).

Рассмотрим особенности почвенных преобразований осадков в разных маастрихт-эоценовых ландшафтах, в частности в крупных бассейнах аккумуляции (на низменных аккумулятивных равнинах) и небольших депрессиях или карстовых впадинах возвышенных денудационных равнин.

Ископаемые почвы и кирасы в отложениях крупных бассейнов аккумуляции. Железисто-кремнисто-каолиновые почвы феррсиаллитного подсемейства ферраллитного семейства были наиболее широко развиты в разрезах пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. Они способствовали интенсивным преобразованиям ее осадков в таких крупных бассейнах аккумуляции, как Зайсанская, Чуйская, Семипалатинская, Джезказганская и других впадинах.

Наличие окремненных пород в разрезах позднемиоценовых и раннепалеогеновых пестроцветов Казахстана многие исследователи объясняли влиянием аридных палеоклиматических условий. Считается, что они образовались в песках за счет перераспределения кремнезема в подземных водах при щелочном выветривании [49, 141, 229] или представляют собой своеобразную кремнистую кору [107] и являются аналогами современных пустынных силекретов. Последующими работами установлено, что окремненные континентальные отложения формировались в различные этапы палеогеновой истории Казахстана и его обрамлений, был выявлен различный их генезис и приуроченность к областям с гумидным палеоклиматом: влажным, переменнo-влажным субтропическим или теплоумеренным [68, 69, 166,

207]. Для характеризующихся маастрихт-среднеэоценовых отложений их накопление в условиях гумидного переменного-влажного климата подтверждается как изучением палеофлор (что было рассмотрено ранее), так и литологическими исследованиями. Кварцево-каолиновый состав характеризующихся кремнистых осадочных пород, наличие в составе аутигенных минералов гетита, гематита при полном отсутствии карбонатных или сульфатных солей — все это указывает на наличие кислой среды и типично гумидного каолинового выветривания. Оказались также несостоятельными и утверждения некоторых авторов, что аридный пустынный климат наиболее благоприятствует массовому кремнению пород. Установлено, что развитие в современных пустынях кремнистые корки или силсклеты Австралии, Африки часто являются реликтовыми образованиями древних геологических эпох с более влажным климатом [122, 129, 133, 239, 242 и др.].

Фашиально-палеогеографические исследования маастрихт-эоценовых красноцветов свидетельствуют, что железисто-кремнисто-каолиновые почвы обычно тяготеют к обширным междуречьям, представляющим собой наиболее приподнятые участки низменных аккумулятивных равнин, где накапливались преимущественно пролювиальные отложения. В начальную, автоморфную стадию формирования железисто-кремнисто-каолиновых почв преобладали процессы химического довыветривания пород субстрата (каолинизация неустойчивых к выветриванию алюмосиликатных минералов, коррозия зерен кварца, аморфизация каолинита), перераспределение аутигенных минералов, что сопровождалось выносом компонентов за пределы профиля, увеличением трещиноватости и пористости пород. В завершающую, гидроморфную стадию доминировали процессы привноса компонентов в элювиальный профиль, заполнение трещин, пор и пустот опалом, гетитом, гематитом, каолинитом, что сопровождалось усилением общей литификации пород.

В характеризующихся почвах имеются многочисленные признаки, указывающие на первоначальное присутствие в них значительной массы органического вещества (следы корней, минеральные псевдоморфозы растений или остатки кремнистых клеток — фитолиты, следы деятельности насекомых, червей, бактерий, минеральные остатки спор или пыльцы и др.). Повсеместное развитие выделений гетит-гематита свидетельствует о резко окислительном характере среды.

Массовое разложение органики в почвах способствовало формированию кислых поверхностных вод. В подобных условиях (при значениях $pH < 6$) усиливается растворимость кремнезема [102, 147]. Исследования Ж. Педро [147] свидетельствуют о том, что при значениях $pH < 5$ вынос алюминия опережает вынос из почв кремнезема, что способствует накоплению окислов кремния или подзолизации элювия. В современных жарких гумидных ландшафтах pH , благоприятствующие подзолообразованию, колеблются в пределах 3,5—5 [233]. Подобные условия, вероятно, существовали и в маастрихт-эоценовых ландшафтах, где формировались железисто-кремнистые каолиновые почвы, которые, как отмечалось ранее, имеют некоторые черты сходства с современными оподзоленными ферраллитами, причем в составе древних почв, возникавших на достаточно зрелом кварц-каолиновом субстрате, как и в современных оподзоленных ферраллитах, описанных М.А. Глазовской [52]. Кремненакопление могло осуществляться не только за счет остаточного кварца, но и с помощью концентрации подвижного кремнезема биогенным путем в фитолитах, диатомеях и др.

Рассмотрим вопрос об источниках кремнезема, нередко способствовавшего интенсивному кремнению маастрихт-среднеэоценовых почв. Характеризуемый элювий формировался на достаточно зрелом, часто существенно глинистом каолиновом субстрате, который не мог служить источником больших количеств кремнезема. Несомненно, существовал его дополнительный привнос в почвы. Объяснения причин кремнения палеогеновых континентальных отложений Казахстана и сопредельных районов даны в ряде публикаций. Считается, что появление кремнистых вод связано с растворением на месте накопления осадков обломочного кварца

щелочными подземными водами [49, 229], с поступлением кремнезема с водоразделов за счет разложения каолинового элювия при аридном щелочном выветривании [107] или из гумидных латеритных и каолиновых кор выветривания [138, 166].

Используя эти наблюдения, а также результаты своих исследований, можно считать, что в маастрихт-эоценовых гумидных ландшафтах окремнение связано с различными источниками.

1. Значительные количества химически растворенного кремнезема могли приноситься в осадки из каолиновых или латеритных кор выветривания областей денудации.

2. Некоторая часть подвижного кремнезема могла возникать в областях аккумуляции осадков при их довыветривании в древних почвах (при каолинизации смектитов, гидрослюд, полевых шпатов, слюд, при разрушении каолинита).

3. Большое количество подвижного кремнезема, вероятно, формировалось в областях аккумуляции за счет коррозии и растворения обломочного кварца в осадках. Этот процесс был связан не со щелочными, как считалось ранее, а с кислыми древними почвенно-грунтовыми водами. Факты интенсивной химической коррозии обломочных зерен кварца отмечались при описании преобразований в железисто-кремнисто-каолиновых почвах или в грунтовых водах.

Растворение при гипергенных процессах терригенного кварца и возникновение за счет этого опала в настоящее время установлено [4]. Однако механизм этих процессов долго оставался неясным. В последние годы доказано интенсивное разрушение и растворение зерен кварца с помощью силикатных бактерий [28, 230]. Это позволяет объяснить причины массового разрушения и в маастрихт-эоценовых ландшафтах химически устойчивых кварцевых обломков, вероятно служивших главным поставщиком подвижных окислов кремния в древних грунтовых водах.

4. Возможность формирования кремнезема в современных оподзоленных ферралитных почвах за счет разрушения каолинита при активном воздействии фульвокислот, корневых выделений, ферментов некоторых организмов, и в частности диатомовых водорослей, допускает М.А. Глазовская [52]. В маастрихт-среднеэоценовых железисто-кремнисто-каолиновых почвах отмечалась диспергация и аморфизация каолинита с образованием продуктов, напоминающих аллофаны. Известно, что в последних содержание SiO_2 (по сравнению с каолинитом) колеблется и может существенно снижаться. Следовательно, допустимо предположение, что аморфизация и аллофанизация каолинита могут сопровождаться частичной потерей в нем SiO_2 . Но к настоящему времени доказательства реальности данного процесса в характеризующих отложениях пока не получены.

Важно подчеркнуть, что формирование древних почв гематит-каолиновой ассоциации осуществлялось в большинстве случаев при крайне плохих дренажных условиях, что связано преимущественно с глинистым, слабо водопроницаемым характером подстилающего осадочного субстрата. В этих условиях важную роль приобретала боковая горизонтальная направленность циркуляции почвенных вод к областям разгрузки (вдоль почвенного профиля или в линзах подстилающих пористых песчано-алевритовых пород за его пределами). Однако в слабо расчлененных выровненных ландшафтах характеризуемой эпохи мощность зоны активного водообмена, где осуществлялась циркуляция почвенно-грунтовых вод, была невелика. В сочетании с плохими фильтрационными свойствами осадочных пород, низкими скоростями течения подземных вод это затрудняло их дренаж и разгрузку. Поэтому мигрирующие с водами соединения кремния, железа, силикатов (каолинита) в благоприятных обстановках выпадали из растворов, формируя внутри осадочных толщ различные типы кирас (см. табл. 3): гидроморфно-элювиальные в пределах почвенных профилей или обломочной цементации в подстилающих почвы водопроницаемых обломочных породах. Среди них встречаются кирасы железисто-кремнисто-глинистого, железисто-кремнистого, железистого или кремнистого состава.

Было установлено (см. рис. 18, б, в), что формирование кирас обломочной цементации с мономинеральным железистым цементом контролировалось сменой тонкообломочных заглинизированных песчано-алевритовых пород на грубообломочные гравийно-песчаные, где создались более высокие значения окислительно-восстановительного потенциала. На границе разных сред возникал геохимический барьер и происходило осаждение окисного железа из мигрирующих здесь почвенно-грунтовых вод с образованием железистого цемента в гравийных песчаниках. Кремнистые, железисто-кремнистые типы кирас обломочной цементации в большей части тяготеют к более тонкообломочным породам. Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что в песчаных отложениях при окислительных условиях зоны гипергенеза для возникновения кремнистого цемента наиболее благоприятны значения $pH = 4 \div 5$ [29].

Железисто-каолиновые почвы были достаточно широко развиты в бассейнах древней аккумуляции. Как и ранее охарактеризованные, они относятся к феррсиаллитному подсемейству ферраллитных почв (см. табл. 3). Данные почвы обычно тяготели к древним речным долинам, но располагались в них достаточно высоко (высокие террасы рек, сложенные пойменными, озерно-пойменными, пролювиальными-озерными отложениями).

С автоморфной стадией развития характеризуемых почв связаны перераспределение аутигенных соединений, довыветривание незрелых минералов (каолинизация смектитов, слюд, гидрослюд и др.), вынос соединений за пределы профиля, увеличение трещиноватости и пористости пород. Гидроморфная стадия отразилась поверхностным оглеением верхов профиля, заполнением трещин, пор, пустот каолинитом, реже — гетитом и гематитом.

Железисто-каолиновые почвы отличаются от железисто-кремнисто-каолиновых отсутствием окремнения пород, развитием поверхностного оглеения, крайне редкой встречаемостью гидроморфно-элювиальных кирас. Смена железисто-кремнисто-каолиновых почв (в пределах междуречий) железисто-каолиновыми (на высоких террасах речных долин) отражает зависимость древних элювиальных процессов от характера палеоландшафтов. В речных долинах по сравнению с водораздельными пространствами усиливалась расчлененность рельефа (за счет эрозионной деятельности рек и их притоков), понижались гипсометрические отметки рельефа, усиливалось сезонное заболачивание значительных участков местности. Именно эти изменения в той либо иной мере оказывали влияние на характер протекавших здесь элювиальных процессов. Заболачивание местности вызывало развитие поверхностного оглеения железисто-каолиновых почв.

Ряд причин также способствовал отсутствию кремненакопления в почвах (сравнительно с железисто-кремнисто-каолиновыми).

1. В условиях относительно более расчлененного рельефа речной долины усиливались дренаж, разгрузка почвенно-грунтовых вод и вынос подвижных окислов кремнезема за пределы профиля. Влияние характера дренажа на миграцию кремнезема известно [147].

2. Субстратом железисто-каолиновых почв часто служили хорошо сортированные пойменные глины, нередко лишенные обломочного кварца (одного из важных потенциальных источников аутигенного кремнезема).

Поэтому кремнистые почвы и кремнистые кирасы для ландшафтов речной долины не характерны. Они появлялись здесь локально, лишь в ее прибортовых частях (в зоне перехода к областям междуречий с железисто-кремнисто-каолиновым элювием).

Понятно, что в более увлажненных и заболачиваемых участках речной долины железистые кирасы в почвах не возникали. Напротив, здесь преобладали процессы поверхностного оглеения элювия и выноса железа. Лишь в одном случае зафиксировано интенсивное ожелезнение почвенного профиля и формирование гидроморфно-элювиальной железисто-каолиновой кирасы. В то же время ниже же-

лезисто-каолиновых почв (при наличии здесь линз пористых грубообломочных русловых отложений) нередко формировались железистые кирасы обломочной цементации (см. рис. 18, а).

Глеево-каолиновые или углисто-каолиновые почвы. В пониженных частях древних областей аккумуляции формировались типичные гидроморфные почвы небольшой мощности (до 0,1—0,3 м), приуроченные к поймам рек или низким речным террасам, часто заболоченным. Они во многом сходны с современными кислыми болотными иловато-глеевыми и кислыми болотными торфяно-глеевыми почвами [52]. Образование их сопровождалось выносом из профиля соединений железа, довыветриванием незрелых компонентов, заполнением трещин, пор и пустот каолинитом.

Остальные группы почв в крупных бассейнах аккумуляции встречались редко. К их числу относятся, например, такырно-каолиновые почвы, развитые в зоне перехода гумидных отложений в аридные или алунит-каолиновые.

Особенности процессов выветривания в почвах древних бассейнов аккумуляции. В крупных областях аккумуляции, где накапливались кремнисто-каолиновые пестроцветы, характер ископаемых почв во многом контролировался палеоландшафтными обстанковками. На низких болотистых поймах и речных террасах формировались гидроморфные углисто-каолиновые и глеево-каолиновые почвы. В пределах высоких речных террас возникали железисто-каолиновые почвы. На приподнятых участках междуречий преобладали железисто-кремнисто-каолиновые почвы, более близкие к автоморфным и автоморфные.

При сравнении процессов выветривания силикатного субстрата в разных группах ископаемых почв выявились некоторые закономерности.

В низинных обводненных и заболоченных гидроморфных почвах (глеево-каолиновых и углисто-каолиновых) выветривание сопровождалось каолинизацией гидрослюдов, смектитов, полевых шпатов и других минералов, образующих примесь к кварцу и каолиниту в породах субстрата. Подобный характер носили процессы выветривания и в периодически заболачиваемых железисто-каолиновых почвах высоких речных террас, где также происходила каолинизация незрелой силикатной фазы. Возникновение современного или древнего каолинового элювия в низинных ландшафтах при жарком гумидном климате было детально рассмотрено [137].

В железисто-кремнисто-каолиновых почвах, слагающих относительно приподнятые части древних аккумулятивных равнин, как и в ранее охарактеризованных, широко проявлялись процессы каолинизации незрелой фазы, но здесь нередко отмечается и другой процесс, связанный с преобразованием основного минерала исходного субстрата — каолинита несовершенной структуры (фиксируется диспергация кристаллов каолинита, ухудшение их кристалличности, аморфизация вплоть до образования аморфных продуктов, напоминающих аллофаны).

Сравнивая процессы, протекающие в железисто-кремнисто-каолиновых почвах крупных впадин областей аккумуляции и в ранее рассмотренных латеритных почвах в карстовых впадинах областей денудации, можно отметить, что в начальных стадиях их образования имеет место одна и та же направленность литогенетических процессов — каолинизация незрелой по составу фазы субстрата и преобразование (аморфизация) его зрелой фазы и каолинита. Но на этом процесс разрушения каолинита в железисто-кремнисто-каолиновых почвах прекращается. Это связано с насыщением кислых почвенных вод данных профилей ($pH = 3-5$) соединениями свободного кремнезема, что отмечалось раньше. В условиях крайне слабого дренажа вынос кремнезема из почв затруднен, и поэтому процесс разрушения каолинита останавливается на стадии его аморфизации.

Из изложенного выше следует, что крупные бассейны седиментации континентальных гематит-каолиновых пестроцветов, представлявшие собой плоские слабо дренированные аллювиально-пролювиальные аккумулятивные равнины, не имели

необходимых условий для латеритного выветривания осадков в почвах и, следовательно, возникновения крупных залежей бокситов. Возможно, на редких изолированных участках с улучшенными условиями дренажа местами могли возникать латеритные почвы. Однако преобладающие кислые обстановки почвенных растворов ($\text{pH} < 5$), обусловленные разложением на поверхности больших масс органического вещества, вероятно, в большей мере способствовали и здесь возникновению оподзоленных ферраллитов, а не латеритов. Но и в случае образования на приподнятых и расчлененных участках аккумулятивных равнин латеритного элювия при их последующем погружении последний опять-таки оказался в сфере действия почвенно-грунтовых вод, обогащенных растворимым кремнеземом, что должно было приводить к последующей силификации гиббсита.

Можно предположить, что в пользу локального разрушения каолинита и выноса окислов кремния из профиля в крупных бассейнах аккумуляции кремнисто-каолиновых пестроцветов свидетельствует формирование здесь алунитовых почв на каолиновом субстрате, установленных В.С. Ерофеевым в одном из участков Призайсая. Однако наряду с удалением кремнекислоты из профиля (вероятно, в автоморфную стадию) происходил подток сульфатных ионов и калия, по-видимому, в гидроморфную стадию. Их источником служили линзы гумусированных пород с выделениями пирита северозайсанской свиты при их окислении. Но эти предположения еще нуждаются в проверке. Так или иначе, мировая практика показывает, что формирование осадочных бескремнистых пород (латеритных или алунитовых) в крупных бассейнах аккумуляции пестроцветов происходит исключительно редко, причем залежи бокситов здесь обычно совсем не образуются. Лишь иногда, судя по данным Е. Хардера [205] и др., они фиксируются в самых окраинных (прибортовых) частях подобных бассейнов, где возникали принципиально иные условия формирования элювиальных или осадочных пород (характерные для впадин денудационного рельефа, которые будут рассмотрены ниже).

Ископаемые почвы и кирасы в отложениях впадин возвышенной денудационной равнины. В маастрихте — среднем эоцене древние области денудации занимали (см. рис. 2) Алтайская и Казахская возвышенные холмистые равнины, покрытые сплошным чехлом кор выветривания (денудационный пенеплен). Но наряду с положительными формами рельефа здесь имелись и многочисленные небольшие по размеру впадины эрозионного, эрозионно-тектонического или эрозионно-карстового происхождения.

Эрозионные и эрозионно-тектонические впадины. В небольших по размеру структурах накапливались маломощные (до 3—5 м) зрелые по составу кварц-каолиновые осадки, которые повсеместно подстилаются образованиями каолиновой коры выветривания. Как и в крупных бассейнах аккумуляции, они подвергались интенсивным гипергенным преобразованиям. Здесь выявлены две основные группы почв.

Железисто-кремнисто-каолиновая группа почв широко развита в отложениях ассоциации практически во всех эрозионных или эрозионно-тектонических впадинах Казахской и Алтайской возвышенных денудационных равнин. Массовое появление их контролировалось в целом теми же причинами, что и в крупных бассейнах аккумуляции, — кислым характером почвенных растворов и плохими условиями дренажа, что способствовало возникновению оподзоленного ферраллитного элювия, обогащенного окислами кремния. Слабый дренаж характеризуемых почв, как и ранее рассмотренных, обусловлен преимущественно тонким составом накапливающихся осадков, сильной заглинизированностью линз песков, повсеместным залеганием их на водоупоре — глинистой коре выветривания. Процессы минералообразования железисто-кремнисто-каолиновых почв в мелких впадинах денудационного рельефа и крупных бассейнах аккумуляции были аналогичны. Однако в первых иногда наблюдается повышенное содержание железисто-кремнистых конкреций — бобовин, локализованных в вертикальных пятнах ожелезнения.

Формирование этих почв способствовало возникновению различных по составу железисто-кремнисто-каолиновых кирас: гидроморфно-элювиальных или обломочной цементации, подобных ранее рассмотренным.

Железисто-каолиновая группа почв в отложениях характеризуемых впадин встречается редко (например, в карьерах рудника Жайрем в Центральном Казахстане, на плато Покровском в Южном Алтае и др.). По строению и составу эти почвы соответствуют рассмотренному ранее аналогичному элювию крупных бассейнов аккумуляции.

Таким образом, процессы осадконакопления и гипергенных преобразований осадков маастрихта — зоцена в мелких эрозионно-тектонических впадинах приподнятой денудационной равнины и в крупных бассейнах аккумуляции различались мало. Здесь также накапливались кварц-каолиновые отложения, интенсивно преобразованные преимущественно железисто-кремнисто-каолиновыми, местами железисто-каолиновыми палеопочвами, и связанные с ними кирасы (гидроморфно-элювиальные или обломочной цементации). В западной части Казахского щита в составе кирас резко возрастала роль кремнисто-железистых галечно-бобовых пород.

В эрозионно-карстовых впадинах процессы седиментации и литогенеза приобретали определенную специфику. Здесь активно проявлялось латеритное почвообразование и выветривание, накапливались толщи каолинит-бокситовых пород.

Группа латеритных почв возникала на осадках в участках развития расчлененного карстового рельефа, усиленного дренажа, хорошей водопроницаемости известковых пород фундамента, где осуществлялось подщелачивание кислых почвенно-грунтовых вод (за счет растворения карбонатов). Эти почвы очень широко представлены на месторождениях Амангельдинской группы. Их субстратом служили различные по генезису и составу отложения аркалыкской свиты: делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерно-болотные, чисто глинистые (каолинитовые) или каолинит-бокситовые (бокситы низкого качества). В данном элювии осуществлялись каолинизация гидрослюд и других незрелых минералов-примесей, диспергация, аморфизация и разрушение каолинита (несовершенной структуры), вынос из профиля окислов кремния и остаточное накопление глинозема.

При латеритном выветривании осадочных каолиновых глин возникали пласты элювиальных бокситов; латеритное преобразование обломочных каолинит-бокситовых пород сопровождалось улучшением их качества за счет разрушения каолининовой составляющей.

Строение латеритных почв и характер элювиальных процессов в пределах карстовых депрессий контролировались палеоландшафтными обстановками осадконакопления. Наиболее мощные автоморфные латеритные почвы (3—5 м) формировались в приподнятых частях карстовых депрессий, где обычно накапливались делювиально-пролювиальные отложения; в более пониженных, периодически заболачиваемых участках (на пролювиально-озерных отложениях) возникали латеритные почвы (до 3 м) с поверхностной гиббситизацией и оглеением профиля. В еще более пониженных участках на часто заболачиваемых озерно-болотных или пойменных отложениях формировались латеритные почвы с поверхностной каолинизацией и оглеением профиля мощностью до 0,25—0,5 м. Обогащенные гиббситом и гидроокислами железа породы расположены здесь в средней (иллювиальной) части профиля. Латеритные почвы, как и ранее рассмотренные, формировались в две стадии. На первой — в приподнятых, близких к автоморфным ландшафтам — возникали пористые и трещиноватые, сходные с автоморфными, латеритные почвы. На второй стадии (после опускания участка) происходил интенсивный боксовый подток и аккумуляция в профиле железисто-глиноземистого вещества (заполнение почвенных трещин, пор, пустот).

Н.А. Лисицына [126] отмечает, что в латеритных корах выветривания выделения аутигенного глинозема обычно наименее подвижны. Эта же закономерность сохраняется и в исследованных автором древних латеритных почвах: большая часть

аутигенного боксита оставалась на месте, подчеркивая структурные особенности исходного субстрата. Поэтому по глинистым осадкам формировались глиноподобные латеритные бокситы с пелитовой структурой, по гравийным (бобовым) — латеритные бокситы с гравийной (бобовой) структурой. Наряду с накоплением малоподвижного пелитоморфного глинозема в древних латеритных почвах часто фиксируется и его подвижная составляющая (выделения кристаллического гиббсита, алюмогеля в форме прожилков, стяжений конкреций, заполнителя пустот и др.). Насыщенность древних почв миграционно подвижным глиноземом резко возрастает при переходе от более автоморфных почв повышенных участков к более гидроморфным почвам периодически заболачиваемых сниженных участков. В последних большая часть гиббсита перемещается и концентрируется в средней (иллювиальной) части профиля. Часть глинозема, возможно, перемещалась и автоморфных почвах. Подобные перемещения в латеритном элювии связываются с заключительным этапом его образования, после выноса из профиля кремнезема [126, с. 196], или — с участками усиленного дренажа вод [147, с. 199].

В латеритных почвах формировались железисто-гиббситовые или гиббситовые гидроморфно-элювиальные кирасы.

Гидроморфные каолиновые почвы возникали в наиболее низких частях карстовых депрессий в пределах болотистых пойм или побережий озер и представлены углисто-каолиновой и глеево-каолиновой группами мощностью до 0,1—0,3 м (не содержащими выделений свободного глинозема). Факты смены современного или древнего латеритного элювия, слагающего приподнятые пространства (высокие пенеплены) в зоне жаркого гумидного климата, на каолиновый элювий, развитый в зоне низких пенепленов или низменных равнин, отмечали многие геологи. Наиболее подробно это рассмотрели Б.М. Михайлов и Г.В. Куликова [137], объясняющие каолиновый состав элювия низменных равнин и отсутствие выделений свободного глинозема существенным изменением обстановок выветривания (появлением восстановительной среды, увеличением содержания в водах органических кислот, замедленной фильтрацией грунтовых вод). Эти же причины могут объяснять смену латеритных почв на каолиновые в маастрихт-среднеэоценовых ландшафтах.

Железисто-гиббситовые кирасы обломочной цементации. В карстовых депрессиях глубокие гипергенные преобразования осадков были связаны не только с древними почвами, но и с почвенно-грунтовыми водами. Обстановки, способствующие усиленному поступлению и циркуляции глинозема в латеритном элювии, были рассмотрены выше (данные Н.А. Лисицыной, Ж. Педро, а также наблюдения автора). При этом часть миграционно подвижного глинозема могла покидать элювиальный профиль и насыщать грунтовые воды. Помимо этого, подвижный глинозем мог поступать в грунтовые воды за счет растворения вышележащих пластов бокситов или при их вторичной каолинизации [78, 116, 117, 190 и др.]. Так или иначе, циркулирующие в обломочных бокситах грунтовые воды были часто насыщены соединениями глинозема. В благоприятных условиях глинозем, а также мигрирующие вместе с ним соединения железа выпадали из растворов, образуя железисто-гиббситовый цемент в кирасах обломочной цементации. Осаждению гиббсита из растворов, по данным Ж. Педро [147], могли способствовать изменения гидродинамических факторов (например, замедление циркуляции вод в результате их подпруживания и др.).

Направленность выветривания алюмосиликатного субстрата в древних почвах. Формирование маастрихт-эоценовых почв на осадках нередко сопровождалось интенсивным выветриванием алюмосиликатов. Их изучение свидетельствует об определенной последовательности этих процессов. На первой стадии преобразования исходных отложений происходит их каолинизация. Исходные (материнские) породы, уже обогащенные химически зрелыми продуктами, дополнительно испытывают воздействие химического выветривания на месте отложения. Попавшие

в осадок примеси неустойчивых к выветриванию минералов и пород (слюды, полевые шпаты, смектиты, гидрослюды и др.) каолинизируются. Среди породообразующих компонентов сохраняется только кварц.

На следующей стадии преобразования алюмосиликатов в древних почвах нередко фиксируется усиление степени несовершенства кристаллической структуры кристаллов каолинита, их диспергация и аморфизация вплоть до полного разрушения кристаллической решетки минерала с возможным высвобождением части кремнекислоты. Одновременно коррозии подвергается обломочный кварц исходных пород. Наконец, завершающей стадией преобразования исходных пород является разрушение каолинита, вынос кремнезема и остаточное накопление гиббсита.

При подобной последовательности преобразования алюмосиликатов выделенные ископаемые почвы гематит-каолиновой ассоциации выстраиваются в определенный ряд.

Начальной стадии их преобразований отвечают железисто-каолиновая, глеево-каолиновая и углисто-каолиновая группы почв. Стадией аморфизации каолинита заканчивается формирование железисто-кремнисто-каолиновой группы ископаемых почв. И наконец, завершающей стадии преобразования алюмосиликатов отвечает латеритный элювий.

Вместе с тем в разрезах гематит-каолиновой ассоциации иногда появляются древние почвы, в которых фиксируется противоположный процесс, связанный с усложнением минерального состава субстрата — его силификацией. Это происходило при формировании на глиноземистом субстрате (например, осадочном боксите) железисто-кремнисто-каолиновых почв. Подобные условия создались в районе Амангельдинских месторождений бокситов. После формирования в карстовых воронках залежей бокситов район испытал опускание и во второй половине эоцена превратился в крупный бассейн аккумуляции, где стали накапливаться кремнисто-каолиновые осадки акжарской свиты с горизонтами железисто-кремнисто-каолиновых почв. Субстратом почв служили не только каолиновые глины акжарской свиты, но иногда и подстилающие их бокситовые отложения. В последнем случае они испытывали интенсивную каолинизацию на глубину до 3—6 м с замещением каолинитом и галлуазитом.

Можно полагать, что усложнение минерального вещества исходного субстрата происходило и в процессе формирования на каолиновом субстрате алунитовых почв. Вероятно, в автоморфную стадию процессы минералообразования протекали по латеритному типу с образованием свободного глинозема, в гидроморфную приток инородного вещества в профиль способствовал сульфатизации гиббсита и формированию алунита.

Приведенный материал свидетельствует о крайне важной роли ископаемых почв в преобразованиях осадков ассоциации. Эти процессы сопровождались глубокими текстурными и минеральными изменениями исходного субстрата (довыветриванием силикатов, перераспределением аутигенных минералов, массовым боковым привносом в профиль вещества и литификацией пород, формированием различных типов гидроморфно-элювиальных кирас). Кроме того, возникновение древних почвенных покровов во многом определяло миграцию и перераспределение элементов в грунтовых водах и способствовало здесь различным преобразованиям и формированию кирас обломочной цементации. Слившиеся горизонты ископаемых почв нередко образуют пачки мощностью в десятки либо сотни метров. В результате этого многие разрезы гематит-каолиновой ассоциации целиком состоят из пород, преобразованных древними почвами, что придает им сходство с корой выветривания. Но это сходство достигается не за счет ближнего переотложения продуктов ее перемыва (как считают многие геологи), а возникает путем новых гипергенных преобразований осадков (субсинхронного довыветривания) в области древней аккумуляции.

В целом можно считать, что различные формы древних гипергенных процессов, проявляющиеся при осушении и окислении осадков, преобразовании в почвах или почвенно-грунтовых водах, определяли характер постседиментационных изменений основной части маастрихт-среднеэоценовых отложений на самой начальной стадии их литификации. Наиболее сильно гипергенным преобразованиям подвержены кремнисто-каолиновые пестроцветы в каолинит-бокситовых отложениях, доля этих пород несколько снижается, хотя и остается достаточно высокой. Следует отметить, что в кремнисто-каолиновых пестроцветах доминируют гипергенные преобразования в почвах, в каолинит-бокситовых более важную роль обычно играют преобразования осадков при их осушении или воздействии почвенно-грунтовых вод.

ПРОЦЕССЫ ДИАГЕНЕЗА

Незначительная часть осадков пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации, накапливающаяся в субкавальных обстановках (аллювиальных, озерных, болотных фациях), испытывала обычные диагенетические преобразования. Их роль иногда несколько возросла среди каолинит-бокситовых толщ карстовых депрессий, где данные процессы и охарактеризованы [20, 116, 208, 210]. В этих обстановках происходила редукция окислов железа в первично-красноцветных осадках, их обеление или превращение в сероцветные (нередко углистые), формирование сидерита и пирита, каолинизация гиббсита или его перераспределение, гиббситизация пород и др. Так как роль данных отложений в строении разрезов гумидных красноцветов сравнительно невелика, они не рассматриваются.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В МААСТРИХТ-СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ЛАНДШАФТАХ

Кратко просуммируем представления о процессах седименто- и литогенеза пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. Маастрихт-среднеэоценовый этап затухания тектонических движений и выравнивания денудационного рельефа в условиях переменного влажного субтропического климата отразился в накоплении в областях континентальной аккумуляции зрелого по составу гумидного красноцветно-пестроцветного парагенеза. Все звенья цепи процессов седименто- и литогенеза, участвовавших в формировании данного парагенеза, были крайне своеобразны и во многом отличались от процессов современной эпохи. В маастрихте—эоцене выровненные области денудации были покрыты практически сплошным чехлом каолиновой (местами латеритной) коры выветривания. Ее размыв приводил к поступлению в области аккумуляции обычно тонкого и зрелого по составу материала. В областях аккумуляции господствовали субаэральные обстановки осадконакопления, в которых основная часть отлагающихся осадков преобразовалась различными гипергенными процессами (при осушении и окислении, разрастании почв, воздействии почвенно-грунтовых вод). Эти процессы, с одной стороны, способствовали здесь довыветриванию исходного субстрата, с другой — литификации осадков и превращению их в горные породы (практически подменяя собой диагенез). Поэтому мы относим их к проявлениям субаэрального диагенеза, что подробно будет рассмотрено дальше.

Необычным на первый взгляд кажется, что в древних гумидных ландшафтах с растительностью субтропических лесов или влажных саванн, где редуцировались большие количества органического вещества, сформировался пестро-красноцветный парагенез пород, обычно не содержащий скоплений органики. Его окраска обусловлена выделениями окисных минералов железа (гетита, гематита), нередко плохо окристаллизованных, образующих пленки на поверхности зерен либо скопления в форме пятен, стяжений, конкреций и прожилков. Однако все это является

вполне закономерным для древних процессов седименто- и литогенеза в этап затухания тектонических движений и выравнивания рельефа.

Красные окраски зарождались еще в областях денудации при массовом гумидном тропическом выветривании и образовании красноцветного элювиального чехла (каолинового или латеритного). Они связаны с региональным ожелезнением пород и образованием гематита и гематита при выветривании в областях с жарким климатом при температурах выше 20°С [147]. После переноса и осаждения продуктов перемыва кор выветривания в субэвальных обстановках в условиях преобразований осадков гипергенными процессами первично красная окраска в них сохранялась или еще больше усиливалась и становилась красно-пестроцветной (в ископаемых почвах).

В формировании выделений гидроокислов железа важную роль играли железистые бактерии типа *Metallogenium*, многочисленные остатки колоний которых очень часто фиксируются при описании шлифов из древних почв. Широкое присутствие их остатков в характеризуемых образцах кремнисто-каолиновых и латеритных пород подтверждено специальными микробиологическими исследованиями Т.В. Аристовской. В составе железистых минералов, окрашивающих маастрихт-среднеэоценовые гумидные отложения в равномерно пестро-красные цвета, доминирует гематит. Механизм его происхождения при гипергенезе детально изучен [50]. В маастрихт-эоценовых ландшафтах красные цвета осадков нередко сохранялись и в субэвальных обстановках их накопления, где в илах часто практически полностью разрушалось органическое вещество. Причины его разрушения в условиях медленных скоростей осадконакоплений были рассмотрены ранее. Лишь при локально повышенных скоростях осадконакопления, которые более часто проявлялись в карстовых впадинах при их циклических просадках, создавались условия для захоронения в илах органического вещества и редукции гидроокислов железа при диагенезе.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации присущ вполне определенный комплекс полезных ископаемых. Состав этого комплекса контролируется отмеченными процессами седименто- и литогенеза, главная особенность которых заключается в переотложении зрелых продуктов коры выветривания и их довыветривании в областях аккумуляции.

С химически зрелыми отложениями ассоциации связаны месторождения кварцевых песков. Они обычно приурочены к русловым фациям. Процессы диагенеза способствовали выносу из песков соединений железа и их обелению. Примером может служить Чакельмесское месторождение в Северном Призайсанье.

С отложениями зрелого аллювия и пролювия связаны также россыпи многих тяжелых минералов, устойчивых к окислительной обстановке (касситерита, ильменита и др.). Примером может служить россыпь Торт-Калмак на севере Зайсанской впадины. Источником ее питания является минерализованная зона с вкрапленностью сульфидов, шеелита, молибденита и касситерита в породах палеозойского фундамента. В аллювиально-пролювиальных песках россыпи устанавливаются только концентрации касситерита, тогда как остальные рудные минералы полностью отсутствуют. Они, как неустойчивые к окислительной обстановке, были разрушены еще в коре выветривания или в продуктах ее переотложения при их гипергенных преобразованиях в области аккумуляции.

С переотложением существенно каолиновых глин коры выветривания, а также с последующим довыветриванием осадков на месте накопления связано формирование крупных месторождений огнеупорных глин. Ряд таких месторождений разведан в Прииртышье и Центральном Казахстане. Например, Жана-Даурское месторождение в Северном Призайсанье представлено мощной (в несколько десятков метров)

пачкой красно-пестроцветных пролювиально-озерных аргиллитов (слившимися воедино ископаемыми почвами).

Крупные залежи высококачественных безжелезистых огнеупорных глин возникали также за счет процессов пластово-диагенетического оглеения первично-зрелых красноцветных глинистых отложений, например, на Амангельдинских месторождениях бокситов, связанных с фацией карстовых болотистых озер.

Перебив латеритных кор выветривания, а также различные формы гипергенных преобразований вещества в карстовых депрессиях способствовали образованию здесь месторождений бокситов (амангельдинской и кайнарлинской групп и др.).

С гипергенными преобразованиями зрелых кварц-каолиновых осадков связано формирование проявлений алунитов, высококремнистых пород (кварцевых песчанников с кремнистым цементом) с содержаниями SiO_2 до 96%.

Имея тонкий существенно глинистый состав, отложения пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации обычно являются водоупорами. Иногда (например, в Северном Призайсанье, участок Торт-Калмак) в линзах обломочных пород ее базальных слоев фиксируются небольшие запасы напорных пресных вод спорадического распространения.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

МЕСТО ГИПЕРГЕННОЙ ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДКОВ В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

КЛАССИФИКАЦИЯ МАОСТРИХТ-СРЕДНЕОЦЕНОВЫХ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Маастрихт-эоценовые ландшафты Казахской гумидной суши и ее обрамлений служили ареной проявления интенсивных древних гипергенных процессов, которые протекали в областях как древней денудации (где формировались мощные коры выветривания), так и аккумуляции (где изменялись накапливавшиеся осадки). Некоторые исследователи, подчеркивая специфику проявления гипергенных процессов в областях денудации и аккумуляции, выделяют продукты их преобразования в составе ортоэлювия или параэлювия в первом случае и неоэлювия во втором [83, 159]. Но в целом вопросы сравнительного анализа элювиальных процессов, протекавших в тех и других областях, еще слабо разработаны. До сих пор не ясно, например, являются ли эти процессы однотипными и однонаправленными либо чем-то принципиально различаются между собой. Рассмотрим это подробнее.

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ ДЕНУДАЦИИ

Древние верхнемезозойско-раннепалеогеновые коры выветривания, развитые на осадочных или магматических породах фундамента в Казахстане и его северных обрамлениях, полно охарактеризованы многими исследователями [97, 125, 126, 154, 163, 228 и др.]. Поэтому рассмотрим их очень кратко в целях выявления отличий от другой группы гипергенных процессов, протекавших в области аккумуляции. В конце позднего мела коры выветривания сплошным чехлом покрывали практически всю характеризуемую сушу, исключая впадины, где накапливались домаастрихтские отложения, площадь которых была крайне мала. Эти древние области денудации располагались и на месте большинства кайнозойских впадин, заложение которых началось лишь на рубеже мела и палеогена. Поэтому данные коры выветривания почти всегда встречаются в разрезах этих впадин в основании маастрихт-среднеэоценовых красноцветов, которые и защитили их от размыва. В этап неотектонических движений в областях денудации кайнозоя сплошной

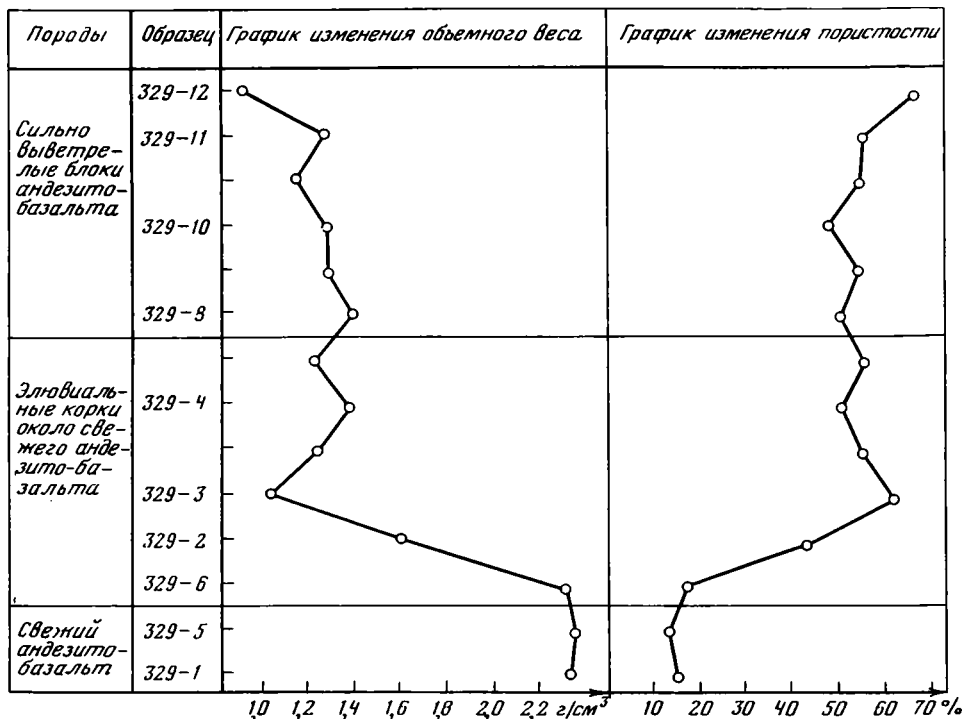


Рис. 33. Графики изменений объемного веса и пористости пород из четвертичной коры выветривания Лорийской нагорной равнины Закавказья (составлены по данным Б.П. Градусова и А.Г. Черняховского [54])

чехол кор выветривания был размыт. Вместе с тем фрагменты раннекайнозойского денудационного пенеплена с реликтами древних кор выветривания можно наблюдать [156 и др.] и сегодня во многих частях характеризуемой территории (см. рис. 4, Южный Алтай).

Н.А. Лисицына [125, 126], детально изучившая древние коры выветривания Казахстана, а также современный тропический элювий, отмечает, что начиная с мезозоя по настоящее время процессы денудационного выветривания протекали принципиально однонаправленно. Причем формирование каолинового или латеритного элювия обычно сопровождалось выносом практически всех породообразующих элементов (щелочных металлов, кремния, железа, алюминия). Вместе с тем вынос щелочных металлов опережает вынос кремния, алюминия, железа, в результате чего последние нередко накапливаются в коре выветривания. Суммарный вынос главных элементов в различных типах кор выветривания примерно 62—67% их содержания в исходной породе. При этом формирование элювия в областях денудации обычно сопровождается глинизацией коренных материнских пород, их разрыхлением, увеличением пористости (иногда возникает пористый латеритный панцирь).

Для иллюстрации изменений физических свойств пород в процессе развития элювия в области денудации можно привести наблюдения Б.П. Градусова и А.Г. Черняховского [54] при изучении четвертичной коры выветривания Лорийской нагорной равнины Закавказья. Она сформировалась здесь на андезитобазальтах и имеет метагаллуазит-аллофановый состав глин. Используя данные авторов, графически (рис. 33) покажем изменения объемного веса и пористости пород разных зон коры выветривания. Видно, что значения объемного веса сокра-

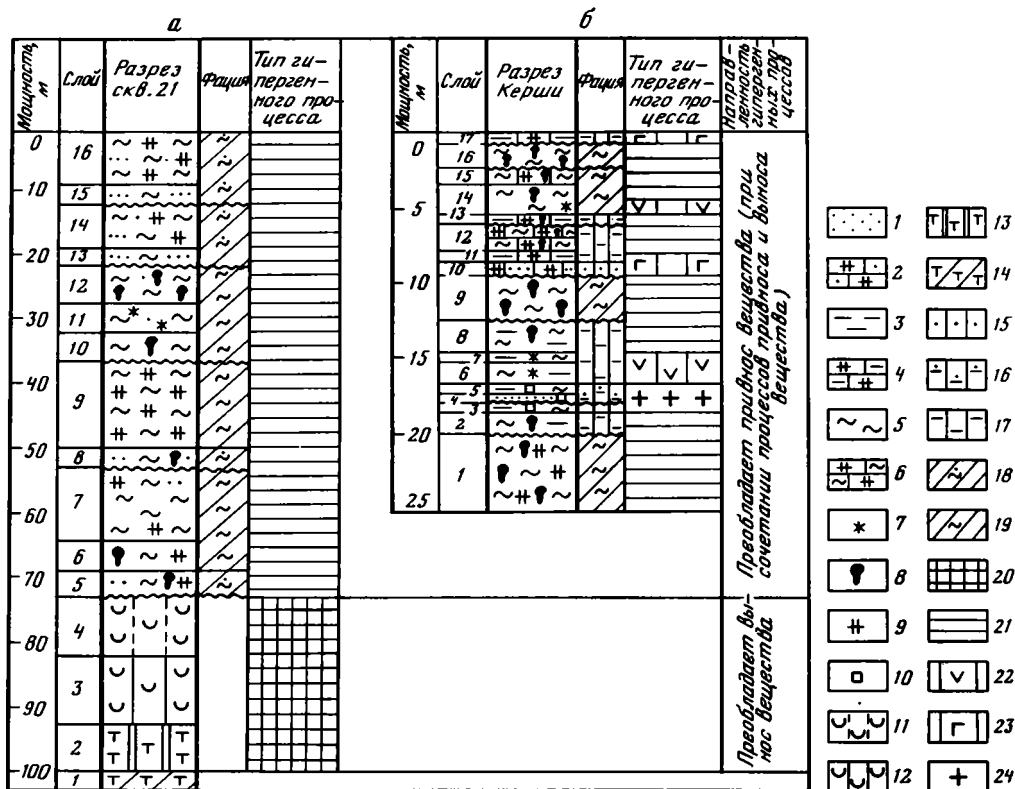


Рис. 34. Строение элювиально-осадочных пород Зайсанской впадины (поздний мел—ранний кайнозой) и характер проявления в них гипергенных процессов (а — по скв. 21, б — в разрезе Керши)

Северозайсанская свита (1—10): 1—6 — породы: 1 — пески кварцевые, 2 — песчанники кварцевые с кремнистым цементом (кираса обломочной цементации), 3 — алевриты, 4 — алевриты с кремнистым цементом (кираса обломочной цементации), 5 — глины каолиновые, 6 — аргиллиты сильно окремененные (гидроморфно-элювиальная кираса); 7 — красноцветные окраски пород; 8 — вертикальные красные пятна гематит-гетита; 9 — стяжения опала или халцедона; 10 — обеленные горизонты. Образования коры выветривания (11—14): 11 — глины каолиновые, белые с охристыми пятнами (зона бесструктурного глинистого элювия), 12 — глины пестроцветные, преимущественно каолиновые (в верхней части), со структурой песчанников и сланцев (зона глинистого структурного элювия), 13 — сильно выветрелые песчанники и сланцы зеленовато-серые, преобразованные в глины по многочисленным трещинкам (зона глинисто-каменистого элювия), 14 — материнские породы коры выветривания — темно-серые песчанники и сланцы палеозоя. Фации (15—19): 15 — песчаные осадки русел малых рек, 16 — песчано-алеврито-глинистые осадки прирусловых частей поймы, 17 — алеврито-глинистые осадки поймы и ее водоемов, 18 — песчано-глинистые отложения пролювия плоскостного смыва пологонаклонной равнины, 19 — преимущественно глинистые отложения пролювия плоскостного смыва и пересыхающих озер плоской равнины. Гипергенные процессы (20—23): 20 — в корках выветривания древних областей денудации, 21 — в почвах областей аккумуляции, 22 — при осушении осадков, 23 — при воздействии древних почвенно-грунтовых вод; 24 — осадки, не преобразованные древними гипергенными процессами

щаются от 2,33 до 0,9 г/см³. Показатели пористости при этом, напротив, возрастают от 15 до 66,2%. Линии кривых на графике изменений объемного веса и пористости образуют две расходящиеся ветви. Еще большая степень разрыхления породы, уменьшение ее объемного веса и увеличение пористости характерны для современных почв. В верхах профилей значения пористости [1, 168 и др.] нередко 50—70%, а иногда достигают 80—90% в ее органогенных (торфянистых) горизонтах.

Принципиально сходные процессы (массовый вынос элементов, уменьшение объемного веса, разрыхление породы) имели место и в позднемиловых—раннекайнозойских корках выветривания Казахстана. На рис. 34, а, 35 приведены

Таблица 14
Химический состав пород
каолиновой красноцветной коры выветривания сопки Кериш
(числитель — вес. %, знаменатель — г/см³)

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
1	2	3	4	5	6	7
1	56,2 1,156	18 0,370	7,86 0,162	Нет	1,68 0,035	1,13 0,023
2	55,36 1,124	20,4 0,414	7,95 0,161	"	1,0 0,02	0,73 0,015
3	63,0 1,297	19,73 0,406	4,22 0,087	0,20 0,004	0,95 0,020	0,52 0,011
4	60,48 1,180	17,33 0,338	7,37 0,144	0,14 0,003	1,57 0,032	1,21 0,024
5	55,36 1,087	22,80 0,448	5,98 0,117	Нет	1,57 0,031	0,56 0,012
6	52,14 1,016	27,19 0,530	6,15 0,120	"	1,94 0,038	0,32 0,006
7	52,84 1,051	26,73 0,531	7,01 0,139	"	1,12 0,022	0,40 0,08
8	49,02 0,928	24,86 0,410	9,75 0,186	"	1,05 0,012	Нет
9	43,12 0,739	34,2 0,586	6,62 0,113	0,10 0,002	0,70 0,012	0,16 0,003
10	43,5 0,832	31,51 0,603	7,18 0,137	Нет	1,45 0,028	0,24 0,005
11	43,16 0,828	28,50 0,547	9,74 0,188	"	1,03 0,020	0,40 0,008

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории Алтайского отдела ИГН АН КазССР. Данные В.С. Ерофеева.

строение и характеристика сходных между собой профилей каолиновых кор выветривания Северного Призайсанья, развитых по песчано-сланцевым толщам карбона и вскрытых бурением (в основании скв. 21 на глубинах 175—205 м, в 2,8 км западнее сопки Борлу), или в обнажении у сопки Кериш.

В строении коры выветривания сопки Кериш (см. рис. 35), как и других разрезов, выделяются зоны каменистого и глинистого структурного или бесструктурного элювия (слои 1—5). Необходимо подчеркнуть, что самая верхняя часть элювиального профиля (слой 5) вторично изменена на границе с вышележащей северозайсанской свитой (слой 6—7) и приобрела пестроцветный облик.

В данном профиле (табл. 14) осуществлялся интенсивный вынос многих элементов (особенно ярко выраженный для окислов кремния и щелочных металлов). Это сопровождалось сокращением объемного веса пород (см. рис. 35) от 2,04—2,05 г/см³ в исходных породах до 1,74 в верхах профиля. Некоторое увеличение объемного веса в обр. 10,11 из самой верхней части коры выветривания обусловлено наложенными вторичными процессами и поэтому при выявлении особенностей древнего выветривания нами не учитывалось. Эти изменения, вероятно, связаны с привносом кремния и других компонентов из вод, циркулировавших в линзах грубообломочных пород в низах северозайсанской свиты, что привело к некоторому обогащению этими компонентами подстилающих образований коры выветривания.

Ппп	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
8	9	10	11	12	13	14
11,28	0,09	0,93	0,03	1,53	0,41	99,16
0,232	0,002	0,019	0,001	0,033	0,008	2,04
12,3	0,1	1,07	0,006	1,63	0,54	100,49
0,25	0,002	0,022	Следы	0,033	0,011	2,04
6,78	0,15	0,93	0,08	2,97	0,11	99,58
0,139	0,003	0,019	Следы	0,061	0,002	2,05
9,25	0,25	0,93	0,015	1,43	0,32	99,96
0,180	0,005	0,018	Следы	0,028	0,066	1,95
10,74	0,09	1,07	0,01	1,77	0,33	100,33
0,211	0,002	0,021	Следы	0,035	0,006	1,97
11,50	0,04	0,65	0,01	0,86	0,32	100,58
0,224	0,001	0,013	Следы	0,017	0,006	1,96
10,34	0,10	0,74	0,02	1,01	0,24	100,55
0,206	0,002	0,015	Следы	0,20	0,005	2,00
12,5	0,03	0,87	0,02	0,86	0,38	99,34
0,237	0,001	0,016	Следы	0,016	0,007	1,88
14,3	0,03	0,54	0,01	0,43	0,16	99,34
0,245	0,001	0,09	Следы	0,07	0,003	1,88
15,24	Следы	0,49	0,008	0,40	0,16	100,34
0,291		0,009	Следы	0,008	0,003	1,72
15,33	0,12	0,60	0,01	0,08	0,38	99,60
0,294	0,002	0,012	Следы	0,002	0,007	1,91

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ АККУМУЛЯЦИИ ОСАДКОВ

В конце мела формирование каолиновой коры выветривания на территории Северного Призайсання прекратилось и здесь же началось накопление маастрихт-среднеэоценовых осадочных толщ, сопровождавшееся их субсинхронным гипергенным преобразованием. В скв. 21 (см. рис. 34,а), пробуренной западнее сопки Борлу, хорошо видно, как образования каолиновой коры выветривания (слои 1—4) сменяются отложениями северозайсанской свиты (слои 5—15). На этом же рисунке приведен полный разрез средней—верхней части северозайсанской свиты в обнажениях у сопки Керши (южнее сопки Борлу), где ярко представлены ее характерные составные генетические и литологические единицы.

Из приведенных разрезов видно, что в самом конце мела—начале палеогена здесь накапливались тонкие, зрелые по составу кварц-каолиновые осадки — продукты перемыва верхней зоны каолиновой коры выветривания. Вместе с тем интенсивное гипергенное преобразование осадков (преимущественно в почвах) способствовало проявлению в них окремнения или ожелезнения и образования кирас.

В качестве примера (рис. 36) показано строение древней железисто-кремнисто-каолиновой почвы у солончака Бите-Как в Северном Призайсання и график из-

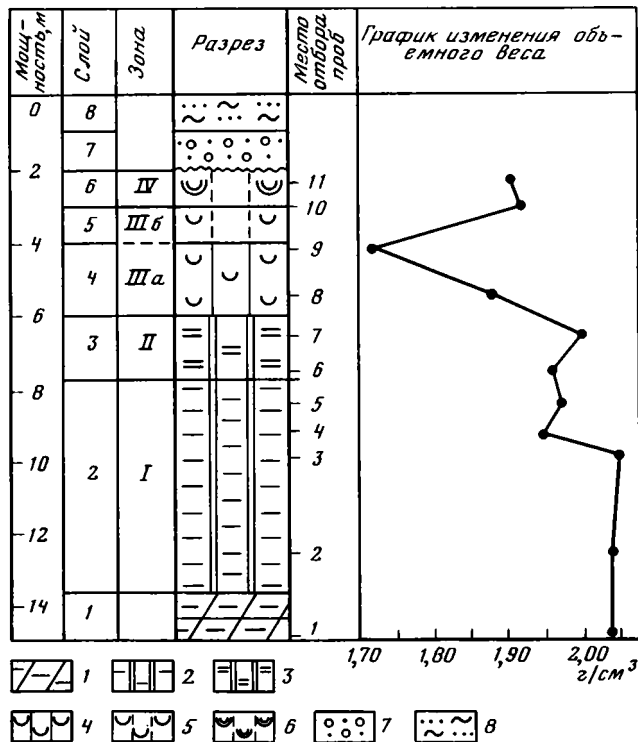


Рис. 35. Строение каолиновой коры выветривания у сопок Кериш в Зайсанской впадине и график изменения объёмного веса слагающих ее пород

Кора выветривания (1—6): 1 — сланцы с включениями полимиктовых песчаников: 1 — темно-серые, иногда выветрелые до глин по прожилкам (относительно слабо измененные материнские породы), 2 — выветрелые, нередко превращенные в глину по многочисленным прожилкам (зона глинисто-каменного элювия — I), 3, 4 — глины со структурой исходных сланцев или песчаников: 3 — светло-серый с реликтами выветрелых сланцев или песчаников (зона каменисто-глинистого элювия — II), 4 — светло-желтые с ржаво-коричневыми и бурыми пятнами (нижняя подзона зоны глинистого элювия — IIIа), 5 — глины красные, бесструктурные (верхняя подзона зоны глинистого элювия — IIIб), 6 — глины пестроцветные, красные с белыми пятнами, бесструктурные (зона элювиальных красноцветов, измененных вторичными процессами — IV); 7, 8 — отложения северозайсанской свиты: 7 — галечники, 8 — глинистые пески

менений объёмного веса слагающих его пород (их химический состав приведен в табл. 15). Эта почва развивалась на слабожелезистых каолиновых глинах и венчается в верхней части кремнисто-железистой кирасой. График показывает, что в элювиальном профиле объёмный вес пород возрастает от 1,84—1,92 г/см³ в материнских породах (слой 1) до 2,06—2,08 г/см³ в породах, преобразованных почвенными процессами (слои 2,3), или иногда (обр. 16) остается принципиально таким же, как и в исходных породах (но нигде не испытывает заметного уменьшения).

Результаты исследований значений объёмного веса и пористости типовых образцов пород маастрихт-среднеэоценовых каолиновых и латеритных почв севера Казахстана приведены в табл. 16 и на рис. 37. При формировании почв в выветрелых породах (по сравнению с материнскими) не фиксируется заметного снижения средних значений объёмного веса пород. Напротив, как и в приведенном примере (см. рис. 36), нередко отчетливо проявляется их увеличение от 1,51—2,02 г/см³ в материнских породах до 2,12—2,36 в почвах.

Обратная картина получается при анализе средних значений пористости пород. Цифровые показатели ее в породах, преобразованных почвами, обычно не выше

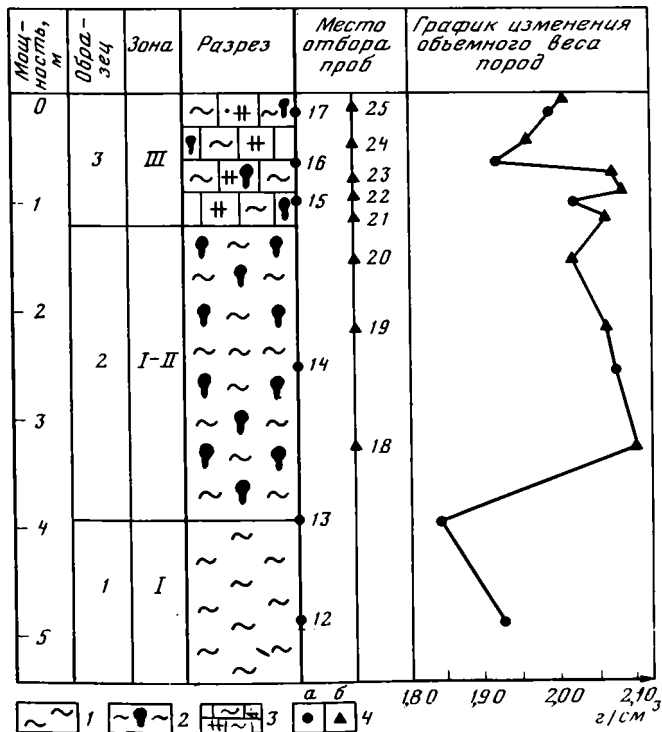


Рис. 36. Строение почвенного профиля в разрезе Бите-Как (Зайсанская впадина) и график изменений объемного веса слагающих его пород

1 — глины серовато-белые с мелкими коричневыми пятнами (материнские); 2 — глины с красными железистыми пятнами (зоны I—II); 3 — аргиллиты сильно окремененные, с красными железистыми пятнами (зона кирасы — III); 4 — место отбора проб (а — на линии разреза, б — смещенные по простиранию в интервале 5—20 м от разреза)

значений пористости материнских пород (27—44%). При этом в ряде случаев наблюдается даже снижение их до 26—12%.

В целом на приведенных графиках линии объемного веса и пористости образуют сходящиеся в верхней части ветви. Важно также отметить, что в породах из древних почв (по сравнению с материнскими) нередко устанавливается весьма широкий диапазон колебаний объемного веса и пористости в разных участках одного и того же образца (см. табл. 16).

Ранее отмечалось, что в древних почвах фиксируются две противоположные группы процессов: 1) выветривание и разрушение минералов исходного субстрата, вынос компонентов за пределы профиля, разрыхление пород, увеличение трещиноватости и пористости; 2) привнос в профиль компонентов и их осаждение, заполнение открытых трещин и пор, уплотнение и литификация пород.

Примером процессов первой группы могут служить рассмотренные выше каолинизация глинистых или обломочных минералов (смектитов, гидрослюд, смешанослойных гидрослюдисто-смектитовых образований, полевых шпатов, слюд) и вынос щелочей в железисто-каолиновых или железисто-кремнисто-каолиновых почвах и разрушение каолинита, сопровождающееся выносом окислов кремния из латеритных почв и др. Древние элювиальные процессы, как и современные, способствовали разрыхлению породы, усилению трещиноватости, комковатости, что хорошо видно в пришлифовках (табл. XV, а, б) или шлифах (табл. XV, в, ж, з). Они нередко сопровождались разрушением исходных обломочных зерен: коррозией зерен кварца (табл. XV, д), растрескиванием зерен кварца, полевых шпатов, набуханием слюд

Таблица 15
Химический состав пород кремнисто-железистого горизонта
выветривания разреза Бите-Как, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Пшп
12	55,72	25,7	3,07	0,28	1,0	Нет	8,48
13	55,20	24,2	5,93	0,14	1,0	0,56	7,89
14	55,10	21,00	9,06	0,14	2,0	Нет	6,99
18	48,60	14,24	22,33	0,28	0,89	0,64	6,36
19	48,20	13,66	24,22	0,43	0,45	0,48	6,12
20	43,14	16,34	25,54	0,14	0,67	0,64	7,53
15	58,84	19,70	7,60	Нет	1,56	Нет	6,09
16	63,70	15,30	6,30	0,14	1,34	0,45	4,88
17	68,98	12,80	4,25	0,14	2,50	Нет	4,24
21	63,80	16,02	8,20	0,14	0,67	0,64	5,93
22	69,30	14,37	4,42	0,28	1,57	0,64	4,91
23	62,88	19,50	4,08	0,28	0,45	0,64	6,18
24	62,40	17,30	4,89	0,28	1,23	Нет	5,98
25	51,86	19,80	11,60	0,14	2,35	"	6,60

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории Алтайского отдела ИГН АН КазССР

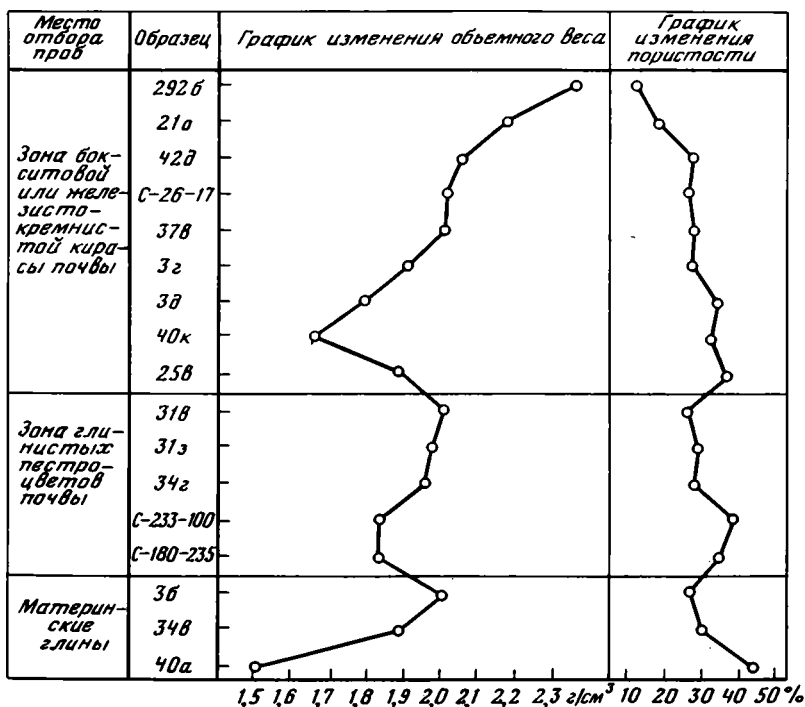


Рис. 37. Графики изменений объемного веса и пористости образцов пород пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации маастрихта—среднего эоцена. Зайсанская впадина: из железисто-кремнисто-каолиновых и железисто-каолиновых почв северозайсанской свиты (34в, 36, С-180—235, С-233—100, 34г, 3г, 3д, 21а, 292б). Амангельдинское месторождение: из латеритных почв аркалыкской свиты (40а, 25в, 40к, 37в, 42д); из железисто-кремнисто-каолиновых почв акжарской свиты (31з, 31в)

P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Σ	Объемный вес, г/см ³
0,01	1,30	Нет	1,10	Нет	2,76	99,42	1,92
0,03	1,30	"	0,93	"	3,19	100,37	1,84
0,04	1,30	"	0,81	"	3,43	99,87	2,05
0,12	1,36	Следы	0,53	"	4,24	99,59	2,10
0,08	1,52	0,01	0,62	"	3,54	99,33	2,06
0,16	1,36	0,02	1,07	"	3,13	99,74	1,99
0,05	1,13	0,01	1,48	"	2,97	99,43	2,02
0,05	1,13	0,01	1,29	"	4,46	99,05	1,92
0,02	1,13	0,01	1,13	"	5,12	100,32	1,99
0,06	1,19	0,01	0,96	"	2,51	100,13	2,06
0,04	1,13	0,02	1,05	"	2,21	99,94	2,08
0,02	1,07	Следы	1,47	"	3,60	100,17	2,07
0,03	0,90	Нет	1,29	0,53	4,80	99,63	1,96
0,08	1,19	0,01	1,39	0,37	3,78	99,17	2,01

и каолинизацией двух последних (табл. XV, е). Однако в характеризующих почвах проявляются и иные, противоположные по направленности процессы. С ними связаны привнос в элювиальный профиль компонентов извне, заполнение трещинок, пор и пустот, что способствует общей литификации породы. В составе привносимых компонентов фиксируется опал и каолинит (табл. XV, а), гематит (табл. XV, в, е), опал и гематит (табл. XV, з), опал (табл. XV, б, д), каолинит (табл. XV, ж), а также местами гиббсит, алунит и др. Процесс заполнения аутигенными минералами пор и пустот не всегда оказывается полностью завершенным, в ряде случаев хорошо сохраняются и частично открытые поры (табл. XV, з).

Ранее отмечалось, что появление этих различных процессов связано с автоморфной и гидроморфной стадиями развития почвы.

Для современного элювия подобное различие течения процессов в автономных и супераквальных (по А.И. Перельману [151]) ландшафтах общеизвестно. В частности, в современных гидроморфно-оглеенных почвах значения открытой пористости снижаются по сравнению с автоморфными в несколько раз [168] и достигают 25—30%.

Таким образом, в формировании почв на осадках в областях аккумуляции принимали участие две противоположные группы процессов. Первая из них сопровождалась выветриванием исходных минеральных зерен, выносом компонентов, разрыхлением исходных пород, увеличением ее трещиноватости и пористости. Вторая группа была связана с привносом компонентов в профиль, с цементацией зерен, заполнением трещин и пор и приводила к литификации осадков. Важно подчеркнуть, что в этих разнонаправленных процессах области аккумуляции осадков превалирующее по масштабам значение всегда имели процессы второй группы, которые способствовали общей литификации исходного субстрата.

Принципиальное различие характера проявления элювиальных процессов в характеризующих областях древней денудации и аккумуляции четко выявляется при анализе данных рис. 34. Здесь на примере одного из участков Северного Призайсания иллюстрируются два различных этапа его геологической истории: 1) денудационный, когда в его пределах формировались коры выветривания; 2) аккумулятивный, когда здесь же поверх элювия стали накапливаться отложения северозайсанской свиты.

Таблица 16
Результаты изменений физических свойств пород
в образцах из железисто-кремнисто-каолиновых,
железисто-каолиновых и латеритных ископаемых почв

Место отбора проб	Номер образца	Объемный вес, г/см ³		Удельный вес	Пористость, %	
		Среднее значение	Диапазон колебаний		Среднее значение	Диапазон колебаний
1	2	3	4	5	6	7
<i>а. Железисто-кремнисто-каолиновые и железисто-каолиновые почвы</i>						
Зона глинисто-железисто-кремнистой кирасы	2926	2,36	2,31—2,41	2,68	12	10—14
	21о	2,12	2,11—1,12	2,57	18	18
	2-26-17	2,02	2,0—2,03	2,72	26	26
	3Г	1,91	1,8—2,01	2,62	27	23—31
	3д	1,89	1,86—1,89	1,91	34	34
Зона глинистых пестроцветов	31в	2,01	2,0—2,01	2,73	26	26
	31з	1,98	1,96—2,0	2,77	29	28—29
	34г	1,96	1,96	2,69	28	27—28
Зона глинистых пестроцветов	С-233-100	1,83	1,82—1,83	2,96	39	38—39
	С-180-235	1,83	1,7—1,95	2,81	35	31—39
	36	2,02	2,01—2,02	2,71	27	27
	34в	1,89	1,88—1,89	2,70	30	30
<i>б. Латеритные почвы</i>						
Зона латеритной кирасы	42д	2,06	1,94—2,18	2,80	27	27
	37в	2,01	1,91—2,11	2,80	28	24—31
	40к	1,88	1,78—1,98	2,81	33	29—37
	25в	1,66	1,66	2,59	37	36—37
Материнские глины	40а	1,51	1,50—1,54	2,72	44	44

Примечание. Анализ выполнен на кафедре грунтоведения геологического факультета МГУ.

Элювиальные процессы в условиях денудационного рельефа приводили к выветриванию метаморфических песчано-сланцевых пород карбона, к выносу многих компонентов и к образованию каолинового элювия.

Наступление аккумулятивного этапа развития территории вызвало смену характера элювиальных процессов на рассматриваемом участке. В строении северозайсанской свиты здесь принимают участие преимущественно те же терригенные минеральные парагенезы, что и в подстилающих верхних горизонтах коры выветривания (каолинит и кварц). Но в отличие от процессов, протекавших в корях выветривания, здесь часто фиксируется интенсивный привнос в профиль аутигенных минералов (опала, халцедона, гетита, гематита, каолинита), заполняющих поры, трещины, пустоты, цементирующих обломочные зерна. Это и способствовало образованию уплотненных пород (песков, алевроитов, глин) вплоть до возникновения их сильно литифицированных разностей (песчаников, алевролитов, аргиллитов).

Подобные различия направленности элювиальных процессов в областях денудации и аккумуляции характерны и для других районов рассматриваемой маастрихт-зоценовой суши. Однако в состав древних гипергенных процессов, помимо элювиальных, нередко входили и другие (например, связанные с осушением илов или преобразованием осадков грунтовыми водами). Поэтому важно отдельно рассмотреть общий характер проявлений гипергенных процессов, господствовавших как в денудационных, так и в аккумулятивных ландшафтах.

Однако прежде чем перейти к их характеристике, кратко остановимся на содержании ряда терминологических понятий, определяющих сущность гипергенеза (таких, как выветривание, почва, кора выветривания), трактовка которых у геологов неоднозначна. Под выветриванием, вслед за большинством исследователей, будем понимать процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности Земли под воздействием физических, химических и органических агентов. Вопросы взаимоотношений понятий "почва" и "кора выветривания" трактуются по-разному. Некоторые исследователи [133, 154.] не делают различия между почвой и корой выветривания в составе элювия. Но большинство, вслед за В.В. Докучаевым, считают, что почва — это самостоятельное естественно-историческое тело, существенно отличающееся от коры выветривания [48, 159, 221].

М.А. Глазовская [51] подчеркивает принципиальную разницу в строении коры выветривания (состоящей из ряда сменяющих друг друга зон) и почвы (состоящей из почвенных горизонтов). Эта разница наиболее четко проявляется в мощных разрезах элювия (достигающих несколько десятков, иногда первые сотни метров). При этом полный элювиальный профиль будет иметь двучленное строение и состоять из коры выветривания, в самой верхней зоне которой локализуется почвенный профиль со всеми его горизонтами. Можно полагать, что в случае маломощного элювия его профиль приобретает одночленное строение и обычно состоит из почвы. Мощность почвенного профиля обычно определяется глубиной массового проникновения корней растений и колеблется для разных их типов, по данным М.А. Глазовской, в пределах 2—10 м (обычно не выше 4—6 м). С течением времени в благоприятных условиях процессы выветривания выходят за пределы почвы, разрастаясь вглубь и захватывая область в несколько десятков, иногда до первых сотен метров. При этом разрез элювия приобретает отчетливое двучленное строение. В его верхней части продолжают существовать и развиваться горизонты почвы с характерным набором признаков, а ниже возникает новое тело — зонально построенная кора выветривания.

В разрезе элювия почвы отличаются от подстилающей коры выветривания активным взаимодействием органических соединений и продуктов их распада с исходным минеральным субстратом. Это сказывается как на характере физических процессов (появление в почве многочисленных трещинок, пор, пустот за счет деятельности организмов, корней растений), так и на различиях биохимических реакций. А.Г. Черняховский [217, 218] отмечает ряд характерных признаков почвы (высокие содержания гумуса, крайне активные взаимодействия органических кислот с минеральным субстратом), отличающих ее от других образований элювия. Причем содержание гумуса к основанию почвенного профиля сокращается в 3—4 раза (иногда в 100 раз), а нередко убывает до нуля. В геометрической прогрессии уменьшается с глубиной и количество микроорганизмов; ниже в минеральных преобразованиях подстилающего субстрата все большую роль играет не органическая, а угольная кислота.

Но, подчеркивая принципиальную разницу понятий "кора выветривания" и "почва", мы совсем не отрицаем существующую между ними тесную генетическую связь. Несомненно, в почвах закладывается тот химизм почвенных растворов и газовой среды, который во многом определяет направленность химических реакций всего элювиального профиля, включая и подстилающую кору выветривания. Но из этого вовсе не следует, что можно смешивать или объединять понятия почвы и коры выветривания. Напротив, учитывая крайне важную роль почв в формировании всего элювиального профиля, своеобразия происходящих здесь минеральных превращений, почвенные процессы заслуживают отдельного, самостоятельного изучения (равно как и процессы, протекающие в корах выветривания).

Не затрагивая других вопросов, связанных с выделением объема понятий "кора выветривания" и "почва" (чему посвящены многие публикации), ниже приведем лишь те определения данных понятий, которые приняты в настоящей работе.

Под почвой, согласно представлениям М.А. Глазовской [52], следует понимать поверхностный слой Земли, несущий растительный покров, где происходит интенсивное взаимодействие горных пород с живыми организмами и продуктами их распада, воздухом и водой.

Под корой выветривания, вслед за Е.В. Шанцером [221] и А.Г. Черняховским [218], понимается залегающая ниже почвенного профиля часть поверхностного покрова суши, сложенная топографически не смещенными продуктами климатически обусловленного гипергенного изменения горных пород. Реально границы слоев, где гипергенные изменения пород контролируются типом климата, совпадают с границами зоны активного водообмена.

В составе элювия объединяются различные продукты физического или химического выветривания пород, оставшиеся на месте своего образования.

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ОБЛАСТЕЙ ДЕНУДАЦИИ

Вопросы строения, состава и условий формирования гипергенных образований в областях денудации полно освещены в многочисленных публикациях. Изучая начальные стадии образования осадочных пород, геологи начинают их рассмотрение с процессов выветривания в областях денудации, где при разрушении древних пород формируется элювий и подготавливается материал для последующей транспортировки в область аккумуляции.

Выделяются три последовательных этапа формирования элювия (табл. 17): допочвенный; протекающий в автоморфных почвах; протекающий в корах выветривания. Допочвенное выветривание способствует преимущественно механическому разрушению горных пород. В почвах и корах выветривания осуществляются более сложные биохимические процессы преобразования исходных пород. Краткая характеристика особенностей процессов гипергенеза при формировании кор выветривания в почв в маастрихт-эоценовых областях денудации была дана ра-

Таблица 17
Классификация гипергенных процессов

Гипергенные процессы			
Выветривание автономного типа — формирование элювия (разрушение древних пород)		Гипергенная литификация осадков (субазральный диагенез) — формирование осадочных пород	
I Допочвенный	Преобладают процессы физического и химического выветривания пород (дезинтеграция, разрыхление, обводнение, гидролиз, гидратация, растворение, пептизация, вынос продуктов выветривания)	I При осушении и окислении осадка	Преобладают процессы уплотнения и литификации осадков (осушение, дегидратация, коагуляция, кристаллизация, привнос компонентов и цементация обломков, заполнение трещин, пор, пустот). Подчиненное значение имеют процессы выветривания неустойчивых минеральных зерен, растворение и вынос отдельных компонентов
II В автоморфных почвах		II При воздействии почв: гидроморфных и автоморфных с наложенным гидроморфизмом	
III В корах выветривания		III При воздействии почвенно-грунтовых вод	

Примечание. I—III — этапы.

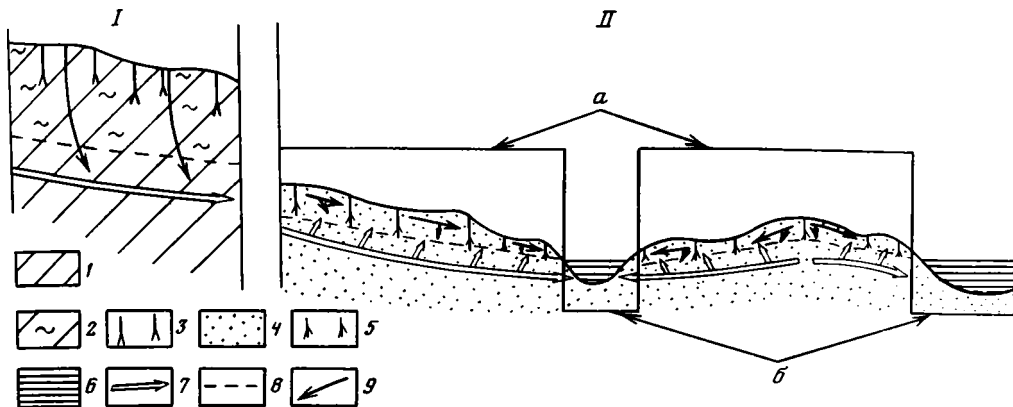


Рис. 38. Схема проявления гипергенных и диагенетических процессов. I, II — области: I — денудации (зона автономного выветривания пород), II — аккумуляции (а — зона гипергенной литификации осадков — субазрального диагенеза, б — зона субаквального диагенеза)

1 — древние осадочные или магматические породы; 2 — образования коры выветривания; 3 — почвы автоморфного типа; 4 — осадки; 5 — осадки, преобразованные почвами (гидроморфными или автоморфными с наложенным гидроморфизмом); 6 — водоёмы, водотоки; 7 — грунтовые воды; 8 — уровень грунтовых вод; 9 — почвенные воды

нее, за исключением допочвенного этапа — механического разрушения коренных пород. В последнем случае формируется преимущественно каменистый элювий, который в маастрихт-среднеэоценовых ландшафтах мог встречаться лишь локально (например, при карстовых просадках и выходах в бортах карста на поверхность древних осадочных пород).

Рассматривая особенности современных гипергенных преобразований пород в областях денудации, исследователи отмечают преобладающее развитие здесь автономных или субазральных типов ландшафтов с определенным набором обстановок и геохимической направленностью процессов [151, 159]. Основные их выводы можно перенести и на характеризующие нами древние денудационные ландшафты (с некоторыми уточнениями применительно к маастрихт-эоценовому этапу).

Комплекс гипергенных процессов, протекающих в областях денудации, где формируются каменистый элювий, автоморфные почвы и коры выветривания, условимся называть автономным выветриванием (по наименованию преобладающего типа ландшафта). Для данных ландшафтов и присущих им гипергенных процессов характерно следующее (рис. 38).

1. Низкий уровень стояния грунтовых вод.
2. Возможность формирования элювиальных образований большой мощности (в несколько десятков метров и более).
3. Произрастание на поверхности элювия особой растительности, приспособленной к борьбе с просачиванием вод, выносом компонентов и способной удерживать многие дефицитные элементы в своей фитомассе.
4. Наличие определенной этапности проявления гипергенных процессов, приводящих к формированию каменистого элювия, автоморфных почв и кор выветривания.
5. Преобладание процессов выноса компонентов из элювиального профиля. Отсутствие поступления в элювиальный профиль жидкого или твердого материала с помощью бокового или поверхностного стока.
6. Преобладание процессов выветривания, разрыхления и разрушения пород (дезинтеграция, гидролиз, гидратация, растворение, пептизация и др.).

Рассматривая особенности элювиального выветривания, Е.В. Шанцер [221, с. 81]

справедливо отмечает, что оно имеет сложный характер и состоит из различных явлений.

1. Собственно выветривание с разрушением и разложением вещества горных пород с образованием продуктов выветривания.

2. Частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания в формирующейся элювиальной толще с образованием зон выщелачивания и инфильтрации, что иногда сопровождается цементацией пород.

3. Многие геологи отмечают, что процессы выветривания в областях денудации сопровождаются не только разрушением, но и синтезом пород. Здесь могут возникать и плотные горизонты остаточных или новообразованных пород — элювиальные кирасы (панцири, корки). Но, принимая во внимание направленность данных процессов, ясно видно, что подобное уплотнение пород — явление здесь временное. В областях устойчивой денудации рано или поздно все остаточные образования коры выветривания, включая самые плотные панцири, испытывают разрушение и в форме обломков или хемогенного вещества начинают транспортироваться к областям аккумуляции.

Таким образом, процессы автономного выветривания горных пород в областях денудации сопровождались выносом химических компонентов, физическим раздроблением и химическим разрушением субстрата вплоть до полного его распада на составные терригенные либо хемогенные составляющие. В целом эти процессы способствовали формированию здесь элювия (см. табл. 17) в допочвенный этап, в автоморфных почвах и корах выветривания.

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСАДКОВ В ОБЛАСТЯХ АККУМУЛЯЦИИ

Маастрихт-среднеэоценовые гипергенные процессы преобразований осадков в области аккумуляции имели принципиально иное содержание и направленность, чем охарактеризованные выше гипергенные процессы в областях денудации. Они включали три основных этапа преобразований осадков (см. табл. 17), которые проявлялись: 1) при осушении и окислении осадков; 2) в гидроморфных или автоморфных почвах с наложенным гидроморфизмом; 3) при участии почвенно-грунтовых вод.

Этап преобразований осадков при простом их осушении сопровождался уплотнением отложений, их дегидратацией, окислением органического вещества и закисных форм железа. Сложные и многообразные физические и химические преобразования испытывали осадки, как это отмечалось ранее, в почвах и почвенно-грунтовых водах.

Известно, что в современную эпоху в пределах осушающихся аккумулятивных равнин преобладают супераквальные ландшафты [151, 159]. При этом условия миграции элементов здесь отличаются от условий миграции их в автономных (субэразальных) ландшафтах областей денудации. Используя результаты этих исследований с некоторыми уточнениями применительно к маастрихт-среднеэоценовому времени, охарактеризуем особенности проявления гипергенных процессов в аккумулятивных ландшафтах (см. рис. 38).

1. Высокий уровень стояния грунтовых вод.

2. Сравнительно небольшая мощность элювиальных образований (до 3—6 м), наличие среди них почв и отсутствие кор выветривания. Относительно высокий уровень стояния грунтовых вод в областях аккумуляции осадков (по сравнению с областями денудации) препятствует разрастанию в глубь элювиальных профилей. Циклическое возобновление осадконакопления рано или поздно приводит к захоронению почвенного профиля и также исключает возможность его перерастания в кору выветривания.

3. Произрастание на поверхности ландшафта растений, приспособленных к избыточному привносу компонентов и избирательно накапливающих их. Например, для ряда современных растений установлено обогащение золы Si или Al в почвах влажных ландшафтов умеренной зоны, Ca, Na, Cl или S в степных или солончаковых почвах аридной зоны [99, 144].

4. Этапность гипергенных преобразований осадков, проявляющаяся при их осушении, воздействии на осадки почв (гидроморфных или ранее рассмотренных автоморфных с наложенным гидроморфизмом) и почвенно-грунтовых вод.

5. Сочетание процессов выноса и привноса компонентов (обычно с преобладанием привноса над выносом); поступление материала в профиль за счет бокового или поверхностного стока.

6. Преобладание процессов уплотнения и осушения осадков и их литификация: высыхание илов, коагуляция, дегидратация, кристаллизация вещества в растворах и коллоидах, цементация исходных терригенных зерен, заполнение минеральным веществом трещин, пор, пустот и др.

В целом характеризующие гипергенные процессы областей аккумуляции суши накладывались на первично-рыхлые глинистые, алевритовые, песчаные осадки и способствовали их литификации. При этом в маастрихте—эоцене формировались уплотненные глины, алевриты, пески вплоть до аргиллитов, алевролитов, песчаников. Ряд из них (например, кварцевые песчаники с кремнистым цементом) по крепости и твердости напоминают кварциты.

В табл. 17 суммируются данные о гипергенных процессах в областях денудации и аккумуляции осадков. В первых преобладает выветривание автономного типа, протекающее в различных типах элювия (корах выветривания, автоморфных почвах и в допочвенную стадию). Для вторых основное значение имеет гипергенная литификация осадков, проявляющаяся при их осушении и преобразованиях в гидро- или автоморфных почвах с наложенным гидроморфизмом под воздействием почвенно-грунтовых вод. Наряду с проявлением отмеченных ранее различий для гипергенных процессов в денудационных и аккумулятивных ландшафтах выявлена и их общность: в обоих типах ландшафтов формируются почвы, происходит выветривание субстрата и вынос ряда компонентов. Но эти отдельные черты сходства, конечно, не затушевывают коренные различия в содержании и направленности обеих групп гипергенных процессов, способствующих, с одной стороны, выветриванию и разрушению древних пород, с другой — литификации осадков и рождению из них новых горных пород.

МЕСТО ГИПЕРГЕННОЙ ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДКОВ В ОБЩЕЙ ЦЕПИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА

При изучении процессов гипергенных преобразований осадков важно уяснить их место в общей цепи процессов литогенеза (мнения геологов на этот счет разноречивы). Они выделяются в составе следующих процессов: 1) вторичных (эпигенетических либо катагенетических); 2) выветривания и формирования элювия; 3) субаэрального диагенеза.

О возможности отнесения процессов гипергенной литификации осадков к вторичным (эпигенетическим или катагенетическим). Ряд геологов, сталкиваясь с широким проявлением в красноцветно-пестроцветных толщах процессов, подобных изученным нами (латеритизация, обеление, ожелезнение и др.), нередко относят их к постдиагенетическим—катагенетическим или эпигенетическим [117, 119] или ко вторичным [127].

Рассмотрим это, используя общепринятые представления об этих вторичных процессах с учетом возможности участия в них подземных пластовых вод [16, 150, 206]. Многие авторы отмечают, что эпигенетические либо катагенети-

ческие процессы нередко способствуют обелению красноцветных пород, образованию пестроцветных толщ, а иногда и более сложным преобразованиям, сопровождающимся выделением в породах лимонита, гидрогетита, гематита, их окремнению и др. [206]. Иными словами, здесь иногда появляются принципиально те же минеральные парагенезы новообразованных пород, что и в рассматриваемых маастрихт-среднеэоценовых отложениях. Поэтому возникает вопрос: не являются ли и характеризующие выше минеральные преобразования гумидных красноцветов результатом подобных эпи- или катагенетических изменений? В.Н. Холодов [206] отмечает, что сферой действия процессов инфильтрационного катагенеза служат преимущественно толщи водопроницаемых пород (водоносные пласты). Закономерности пространственного изменения минералообразующих процессов контролируются в них взаимодействием пластовых вод и вмещающих пород. Постепенное изменение солевого состава, значений pH и Eh пластовых вод по латерали при движении их от области питания к областям разгрузки способствует появлению определенной гидрохимической и связанной с ней минералого-геохимической зональности в породах. В различных по составу исходных породах количество этих зон, по данным В.Н. Холодова, изменяется. В одном из таких случаев (в нефтеносных карбонатных породах) вблизи области инфильтрации он отмечает, например, зону вторично-окисленных минералов железа (с лимонитом, гидрогетитом, гематитом), затем зону выноса рассеянного органического вещества (отбеливания) и формирования пирита и далее — зону вторичного окремнения (с кварцем, халцедоном) и т.д.

Принципиально иные гидрогеологические параметры и характер зональности постседиментационных преобразований имеет маастрихт-среднеэоценовые отложения. Рассмотрим это на примере северозайсанской свиты Зайсанской впадины и ее обрамлений. Используя классификацию В.Н. Холодова, этот район следует отнести к инфильтрационному типу бассейна осадконакопления (небольшие мощности кайнозойского осадочного чехла (до 500, иногда 2000 м), невысокие значения показателей температуры и давления на глубинах, наличие поверхностных областей питания подземных вод и др.). Исследованиями геологов и гидрогеологов [64, 82, 207 и др.] установлено (см. рис. 4), что северозайсанская свита мощностью до 200 м в целом является водоупором (слагается глинистыми породами с редкими линзами алевроитов и песков). От водоносного комплекса вышележащей турангинской свиты мощностью до 100 м северозайсанская свита обычно отделена толщей существенно глинистых или загипсованных пород зимунайской свиты мощностью до 100 м. В свою очередь, между нижележащим водоносным комплексом палеозойского фундамента и северозайсанской свитой тоже залегает глинистая пачка коры выветривания мощностью 5—30 м. Местами, правда, в основании северозайсанской свиты встречены маломощные линзы водоносных песков [82]. Воды в них преимущественно пресные, изредка слабосоленые сульфат-карбонатные, гидрокарбонатные кальциево-натриевые. В центральной части впадины их минерализация возрастает до 1,5—4 г/л, а состав становится сульфат-хлоридным и хлоридно-натриевым. Значения pH вод колеблются от 6,5 до 7,8, чаще 7,1. В целом отметим, что отложения северозайсанской свиты, хотя и залегают в бассейнах инфильтрационного типа, являются преимущественно глинистыми водоупорами. От водоносных горизонтов они отделены также сверху и снизу глинистыми толщами.

Ранее отмечалось, что наиболее сильно измененные древними почвенными процессами пачки северозайсанской свиты обычно тяготеют к тонким глинистым частям разрезов, наименее благоприятным для воздействия инфильтрационных процессов. Они установлены в разрезах свиты практически повсеместно на разных глубинах и пересекают различные гидрохимические зоны. Нап-

пример, они (см. рис. 4) имеют выходы на дневную поверхность (в районах Южного Алтая, периферии Зайсанской впадины) и прослежены по скважинам на глубинах до 500—1500 м (в центральных частях впадины).

Характеризуемые образования не имеют какой-либо генетической связи с редкими маломощными линзами водоносных пород, местами развитыми в основании северозайсанской свиты, или с современными гидрохимическими зонами. Последние действительно способствуют вторичным минеральным преобразованиям пород в вышележащих водоносных углистых формациях палеогена. Они приводят к появлению зон окисления и лимонитизации углистых формаций в местах их выхода на поверхность [68], которые на глубинах (по данным Ю.С. Лукьянчикова, 1975 г.) сменяются восстановительными зонами, где локализуются вторичные сульфиды железа. Но эти и им подобные вторичные преобразования не имеют ничего общего с проявлениями древнего гипергенеза (осушением осадков, формированием почв, кирас).

Следовательно, в разрезах северозайсанской свиты не выражена та геохимическая и минералогическая зональность, которая характерна для толщ, преобразованных инфильтрационными катагенетическими процессами: постепенная смена окислительных зон на восстановительные (при удалении от областей питания к центральным частям впадин). Породы, обогащенные минералами окисного железа, свободного кремнезема, прослеживаются в характеризующей толще практически повсеместно; места их локализации обусловлены древними гипергенными процессами и контролируются палеоландшафтными, палеофациальными обстановками, а не вторичными инфильтрационными процессами.

Полученные выводы могут быть распространены и на другие районы развития маастрихт-среднеэоценовых пестроцветов.

Приведенные данные, конечно, не исключают принципиальной возможности катагенетических преобразований отложений пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. Они ярко проявились, например, в кровле ассоциации (при перекрытии ее углистыми, гипсоносными или карбонатными толщами среднего—позднего кайнозоя) и способствовали появлению вторичного гипса, карбонатов, обелению или каолинизации пород и др., что отмечено в многочисленных публикациях. Однако их характеристика не входила в задачу наших исследований.

О возможности отнесения процессов гипергенной литификации осадков к выветриванию и формированию элювия. Многие геологи, изучавшие толщи осадочных кремнисто-каолиновых или каолинит-бокситовых пестроцветов, отмечают, что по внешнему облику они часто напоминают образования коры выветривания или почв [64, 68, 93, 127, 128, 141, 207 и др.]. Сходство внешнего облика осадочных отложений и элювия послужило основанием для объединения их в составе единой формации коры выветривания [30, 83, 85, 87]. Продукты гипергенного преобразования осадков, вслед за Б.Б. Полиновым [159], часто относят к разновидности коры выветривания — неозювию. Большинство геологов считают, что в областях денудации и аккумуляции особенности проявления и направленность гипергенных процессов, в сущности, одинаковы. Это согласуется с мнением Н.М. Страхова [188, с. 82], считавшего, что при осушении осадков характер их субэразальных преобразований не отличается от такового процессов почвообразования и выветривания. Последние же, по мнению М.С. Швецова [225] и Е.В. Шанцера [221], являются инструментом выветривания и разрушения исходных горных пород.

Вместе с тем многие авторы стали указывать на сложный характер проявления гипергенных процессов, на неоднородность их содержания и направленности в разных ландшафтах. Было подмечено, что при формировании красноцветных формаций эти процессы нередко подменяют собой диагенез при форми-

ровании на осадках неозолия [83] или при их вторичной латеритизации с помощью грунтовых вод [127].

В последнее десятилетие резко возросло число публикаций, в которых высказывается мысль, что в областях аккумуляции осадков преобразующие их гипергенные процессы могут быть включены в состав субаэрального диагенеза.

Об отнесении маастрихт-эоценовых процессов гипергенной литификации осадков к субаэральному диагенезу. Еще М.С. Швецов [225] и Е.В. Шанцер [221] высказывали предположение, что наряду с обычным диагенезом в субаэральных условиях также происходит процесс рождения из осадков осадочных горных пород (экзодиагенез, или субаэральный диагенез). По мнению М.С. Швецова, экзодиагенез — это процесс, превращающий в субаэральных условиях отложившийся рыхлый осадок в породу и обычно делающий жидкий или рыхлый материал связанным или даже твердым. В качестве примера продуктов экзодиагенеза он приводил лёссы, бокситы, различные разности каолиновых глин и др. Но конкретное содержание и сущность процесса субаэрального диагенеза в этих работах остались нераскрытыми.

Одновременно М.С. Швецов и Н.М. Страхов [188, 225] считали, что процессы почвообразования и выветривания не могут служить инструментом субаэрального диагенеза. Эти процессы, по мнению М.С. Швецова, обычно разрыхляют уже существующую породу и превращают ее в скопления почти несвязанного материала. В то же время Е.В. Шанцер [221, с. 72] отмечал много неясного в решении данных вопросов и справедливо писал: "Проблема сущности и взаимоотношений выветривания, формирования элювиальных образований, почвообразования и диагенеза субаэральных осадков является одной из наиболее сложных и во многом запутанных проблем континентального литогенеза".

Последующие исследования ряда геологов показали, что почвы областей аккумуляции принимают активное участие не только в выветривании и разрушении пород, но и в процессах литификации осадков, превращая их в горные породы. Б.Л. Личков, например, еще около полувека назад писал [153, с. 41]: "... почвы творят новые горные породы в иллювиальном процессе и все породы на поверхности суши являются порождением кроющих их почв, так же как в морях породы являются порождением морских илов". Этот вывод Б.Л. Личкова, развиваемый и в других его работах, встретил одобрение и поддержку В.И. Вернадского, отмечавшего, что "почва играет большую роль в создании осадочных пород на материках и островах..." [153, с. 159]. Точка зрения на важную роль почв в формировании новых осадочных пород (педолитов) высказывалась и многими специалистами-почвоведцами [23, 45 и др.]. Б.Б. Полюнов, М.А. Глазовская, А.И. Перельман [151, 159 и др.] выявили различный характер гипергенной миграции элементов в зависимости от типа ландшафта, которая может сопровождаться не только их выносом из элювиального профиля (в автономных ландшафтах), но и массовым привносом (в супераквальных ландшафтах).

П.П. Тимофеев, Ю.Г. Цеховский и А.П. Феофилова [195] отмечали двойственную роль почв в процессах седименто- и литогенеза. Одна группа почв в областях денудации осадков в составе элювия способствует выветриванию и разрушению горных пород (в начальной стадии процессов седиментогенеза). Имеется также другая группа почв, формирующаяся в областях аккумуляции; они часто развиваются на рыхлых осадках, практически не испытавших диагенетических преобразований, способствует их литификации и превращению в породу, практически подменяя собой диагенез.

Некоторые авторы пришли к выводу, что развитие на осадках областей аккумуляции древних почв может являться отражением процессов субаэрального

диагенеза или экзодиагенеза [68, 69, 186, 207, 210, 231, 236]. К субаэральному диагенезу геологи иногда относят также другие гипергенные преобразования осадков при участии грунтовых либо почвенно-грунтовых вод [53, 58, 68, 69, 73, 208, 240, 241]. Близкие к ним по сути процессы именуются проточным диагенезом [21] или прибрежным гипергенезом [56].

На примере изучения гумидных красноцветов Казахстана раскрыты существенные различия в содержании и направленности древних гипергенных процессов в областях денудации и аккумуляции осадков (см. табл. 17). В денудационных ландшафтах они способствовали автономному выветриванию горных пород и образованию различных типов элювия (кор выветривания, преимущественно автоморфных почв, местами допочвенных каменистых продуктов выветривания). Гипергенные процессы в аккумулятивных ландшафтах приводили к литификации исходных рыхлых осадков и к возникновению из них горных пород. Выделяется ряд последовательных этапов проявления этих процессов: при осушении осадков, воздействии на них почв (преимущественно гидроморфных и автоморфных с наложенным гидроморфизмом) или почвенно-грунтовых вод. Гипергенные процессы накладывались на осадки, обычно практически не испытывавшие диагенетических превращений на самой начальной стадии их литификации, и подменяли собой диагенез. Поэтому, на наш взгляд, вполне обоснованно отнесение их к процессам субаэального диагенеза.

Вывод о широком наборе различных гипергенных процессов, участвующих в субаэральном диагенезе, во многом совпадает с результатами исследований М.Р. Лидера [122], считавшего, правда, что распространение субаэального диагенеза должно ограничиться приповерхностной зоной с почвами, а преобразования ниже уровня грунтовых вод должны быть выделены в самостоятельный тип диагенетических превращений.

В целом можно отметить, что в субаэальной обстановке осадки проходят ряд последовательных этапов литификации на пути их превращения в породу, при этом многокомпонентная система осадка, неустойчивая в зоне гипергенеза, стремится к достижению физико-химического равновесия.

Следовательно, субаэальный диагенез — это процесс физико-химического уравнивания сложной многокомпонентной системы осадка и его превращения в породу, протекающий в зоне активного водообмена в субаэальных условиях. Этот процесс происходит с участием как внутреннего, так и внешних факторов. Внутренний фактор — это сам осадок, имеющий определенный минеральный состав и обладающий запасами энергии. Внешние факторы — воздействие на осадок атмосферы, почвенно-грунтовых вод, живого вещества почвы и солнечной энергии.

К РАЗРАБОТКЕ МОДЕЛИ СУБАЭРАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА

В предыдущих главах работы была показана важная роль субаэального диагенеза в формировании маастрихт-зоценовых гумидных красноцветов Казахстана. Судя по литературным данным, гипергенные процессы, преобразующие осадки, играли важную роль и в возникновении многих пород разных формаций фанерозоя, особенно красноцветных или пестроцветных [31, 68, 69, 83, 85, 185, 186, 199 и др.].

Установлено также, что горизонты гипергенных преобразований осадков образуют в разрезах континентальных отложений не только единичные разрозненные тела, но их массовые скопления, что во многом определяет облик ряда осадочных формаций. Помимо рассматриваемых нами отложений, к ним относятся, например, формации коры выветривания Сибири [30, 83, 85], отложения антропогена или неогена Казахстана и Украины [23, 59, 91, 92, 106] и др.

Вместе с тем до настоящего времени отсутствуют целенаправленные работы, посвященные рассмотрению субаэрального диагенеза и разработке модели этих процессов. Поэтому ниже на примере исследований маастрихт-среднеэоценовых отложений попытаемся представить подобную модель. При ее построении будут дополнительно привлечены результаты хорошо изученных современных гипергенных процессов.

О БЛАГОПРИЯТНЫХ ОБСТАНОВКАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ СУБАЭРАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА

В современных аккумулятивных ландшафтах участки, где преобразуются континентальные отложения под водой (обстановки с субаквальным диагенезом), занимают сравнительно небольшие размеры (см. рис. 38). Это наиболее низкие части равнин, приуроченные к днищам рек, озер, обводненных болот.

Значительно большая по площади часть современных внутриконтинентальных аккумулятивных равнин временами осушается и служит ареной преобразования и литификации осадков в субаэральных условиях (при субаэральном диагенезе). Это участки накопления золовых, делювиальных пролювиальных отложений, а также осушающихся осадков рек, озер, болот, береговых частей морей. Особенно широко эти процессы проявлялись в аридных ландшафтах в пределах сухих или периодически осушающихся аккумулятивных равнин. Но важно подчеркнуть, что они нередко доминируют также и в гумидных ландшафтах где тяготеют к междуречьям аккумулятивных равнин, осушающимся участкам пойм рек, речным или озерным террасам.

Разнообразные причины вызывают осушение осадков в аккумулятивных ландшафтах: сход паводковых и дождевых вод, меандрирование озерно-речной сети, сокращение акватории водоемов и водотоков вследствие усыхания.

При накоплении гумидных маастрихт-среднеэоценовых красноцветов Казахстана также доминировали субаэральные обстановки осадконакопления, о чем свидетельствует широкое развитие фаций пролювия, делювия, осушающихся рек или озер.

ХАРАКТЕРИСТИКА СУБАЭРАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА

В процессе исследований автором были выделены три последовательных этапа преобразования маастрихт-эоценовых осадков в субаэральном диагенезе (см. табл. 17), проявляющиеся: 1) при осушении осадков; 2) при воздействии почв (гидроморфных или автоморфных с наложенным гидроморфизмом); 3) при воздействии почвенно-грунтовых вод.

Процессы осушения осадков на дневной поверхности отвечают этапу наиболее слабых их гипергенных преобразований. Они сравнительно хорошо известны геологам и поэтому здесь подробно не рассматриваются. Эти процессы сопровождались обезвоживанием, уплотнением и растрескиванием осадка, окислением в нем органического вещества, закисных форм железа, формированием трещин усыхания. При этом происходили выпадение компонентов из химических растворов, коагуляция коллоидов, дегидратация минеральных соединений и их кристаллизация. В маастрихт-среднеэоценовых отложениях таким путем сформировались пачки пород с равномерной красной, бурой или желтой окраской, широко представленные во многих разрезах ассоциации. В последнее время подобные же процессы рассмотрены М.Р. Лидером [122] на примере приповерхностного диагенеза песков, накапливающихся временными потоками в условиях пустынного или семиаридного климата. Эти процессы сопровождаются инфильтрацией глинистого вещества в пески, внутрипластовым растворением малоустойчивых минералов (например, пироксена, амфибола, плагиоклаза и др.),

аутигенным глинообразованием, высвобождением из минералов окисного железа и покраснением осадков, образованием минеральных наростов на обломках и др.

Преобразования осадков почвенными процессами связаны с крайне интенсивными изменениями при разрастании на их поверхности почв. В разрезах гематит-каолиновой ассоциации широко представлены различные типы ископаемых почв. Их элювиальные профили обычно тяготеют к верхним частям элементарных циклов седиментации, сложенных относительно тонкими по составу породами (преимущественно к глинам и алевроитам). В грубообломочных породах низов осадочно-седиментационных циклов почвенные профили, как правило, не встречаются.

Погребенные почвы образуют отдельные, разобщенные в разрезах горизонты либо их скопления. Их мощность обычно колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м, нередко достигая 4—6 м. Многократно повторяясь в разрезах ассоциации и сливаясь одна с другой, ископаемые почвы преобразуют большие объемы пород гумидных красноцветов мощностью в десятки и сотни метров.

М.А. Глазовская [52], вслед за В.В. Докучаевым, отмечает, что почвообразовательный процесс представляет собой совокупность явлений, совершаемых под влиянием солнечной энергии в поверхностном слое земной коры при взаимодействии живых организмов и продуктов их распада, с одной стороны, и минеральных соединений горных пород, воды, воздуха — с другой. При развитии почв исходный ее минеральный субстрат испытывает существенные преобразования [52, 61, 169 и др.] в результате взаимодействия с внутренними и внешними факторами, участвующими в почвообразовании. К внутренним факторам относятся почвенный раствор, газы почвенной атмосферы и живое вещество почвы, к внешним — атмосфера, поверхностный сток, грунтовые воды. Сложный характер прямых и обратных связей исходного минерального субстрата почвы с внутренними и внешними факторами, участвующими в почвенных преобразованиях, показан на рис. 39.

Привлекая результаты исследований современного элювия, ниже кратко охарактеризуем главные особенности почвенных преобразований исходного субстрата, раскрывающие связи рис. 39. Известно, что животные и растительные организмы осуществляют в современных почвах огромную геохимическую работу, хотя их вес много меньше минеральной части почвы. Например, вес корней трав в почве степей [61] составляет $1,5\text{--}1,7\text{ кг/м}^3$. Ежегодно отмирает и заново рождается $1/3$ корневой массы. Подсчитано, что за 3000 лет вес одних корней, участвующих в почвообразовании, будет равен весу минеральной массы почвы. Разнообразные химические компоненты привносятся в современную почву вместе с растительным опадом (последний составляет 325 ц/га в тропических лесах, 115 ц/га в саваннах). Для формирования почв крайне важна также роль различных населяющих ее организмов, особенно микроорганизмов, содержание которых измеряется миллиардами в 1 г почвы [61].

М.А. Глазовская [52] отмечает, что поглощение живыми организмами минеральных веществ из окружающей среды и выделение ими в процессе жизнедеятельности различных органических и минеральных соединений, воздействующих на эту среду и изменяющих ее, — два главных, противоположных и взаимосвязанных комплекса биохимических, химически, физических, физико-химических процессов, которые в своем единстве и составляют сущность почвообразовательного процесса.

Разрастание почв способствует глубоким механическим преобразованиям исходного субстрата. При этом исчезает первичная слоистость осадка, породы приобретают отчетливо выраженное комковатое или агрегированное строение. Появляются многочисленные макро- и микротрещинки, поры, пустотки, корневидные каналы, которые обычно заполнялись в маастрихт-эоценовых почвах

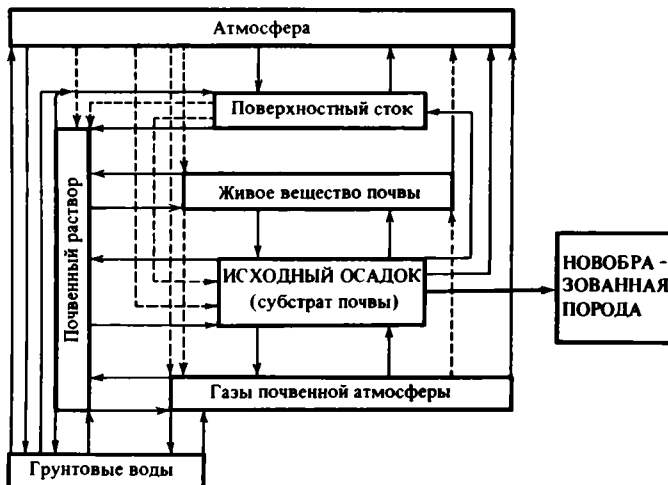


Рис. 39. Схема воздействия на минеральный субстрат почвы внутренних и внешних факторов (по данным М.А. Глазовской [52])

гетитом, гематитом, опалом, халцедоном, гиббситом, аутигенным глинистым веществом с колломорфной микроструктурой. Очень часто в породах видны многочисленные пятна субвертикальной ориентировки (обеления, ожелезнения), секущие первичную слоистость и нередко связанные с корнями древних растений. При разрастании на осадках почвы происходит замена первичных текстур преимущественно с субгоризонтальной ориентировкой (обусловленной первичной слоистостью пород) вторичными почвенными текстурами с субвертикальной ориентировкой. Характер текстурных преобразований маастрихт-среднеэоценовых и современных почв сходен. Полные описания текстур современных почв приведены в ряде публикаций [144, 145, 232, 237 и др.].

Почвенные процессы вызывают также глубокие и разнообразные химические преобразования осадков, которые происходят в открытой системе. В элювиальный профиль извне дополнительно поступают твердые, жидкие и газообразные компоненты, участвующие в почвенных реакциях. Часть из них может накапливаться в породе, а другая часть вместе с продуктами, выделяющимися при выветривании субстрата, удаляется из почвы. Привлекая сведения по современным почвам [61, 62, 152, 169, 178, 224 и др.], охарактеризуем возможные пути поступления или выноса компонентов из элювиального профиля (рис. 40).

Привнос вещества в почвы осуществляется из атмосферы, из почвенно-грунтовых вод, с поверхности Земли.

1. В частности, из газовой составляющей атмосферы с помощью фотосинтеза, дыхания почвенных организмов, деятельности микроорганизмов в почву привносятся С, О, N, S, благородные газы и др. Вместе с пресной атмосферной влагой в почву поступает некоторое количество растворимых в воде солей и нерастворимых частички в форме пыли [224].

2. В процессах привноса многих компонентов в почвы очень важную роль часто играют почвенно-грунтовые воды [152]. При этом поступают соединения Si, Al, Fe, Mn, Ca, K, Na, S, Cl и др.

3. Ряд компонентов привносится в почву непосредственно на земной поверхности (например, минеральные частицы за счет смыва и перемещения их из более возвышенных участков местности в более низкие). Нередко это продукты разрушения верхних горизонтов элювиальных профилей, развитых на приподнятых участках: обломочные, глинистые частицы, почвенные стяжения или

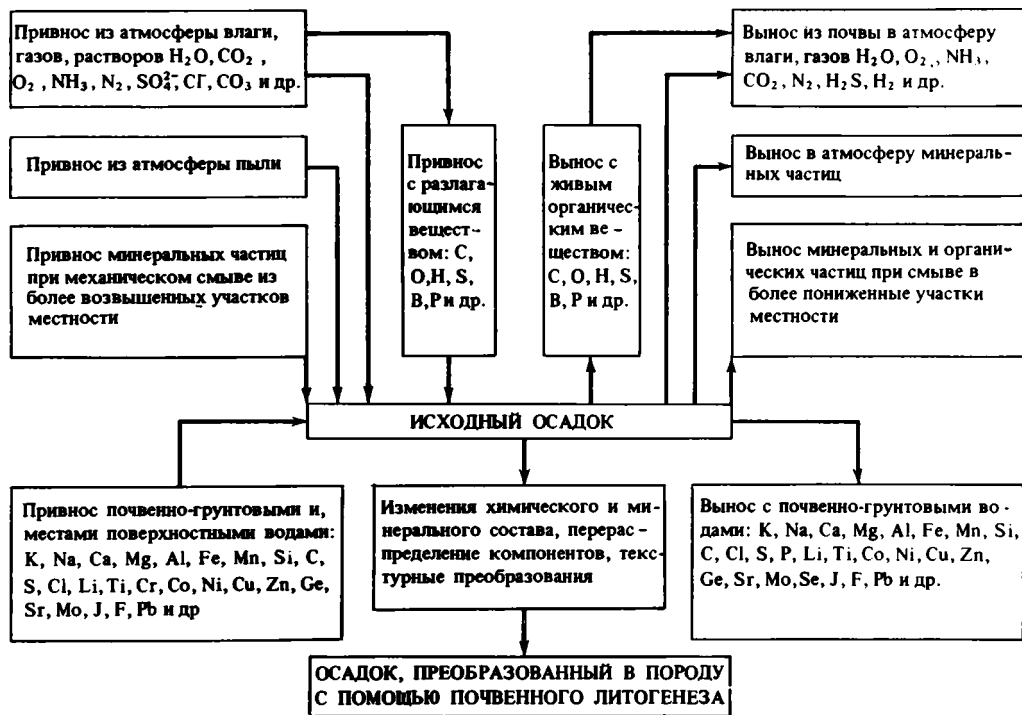


Рис. 40. Схема поступления компонентов в осадочный субстрат и их выноса в процессе почвенного литогенеза

конкреции. Их скопления в форме окатышей пород почв, железисто-кремнистых галек или бобовин зафиксированы и в составе характеризуемых древних почв.

Там, где поверхностные воды служат источником питания почв (участки поймы и низких террас речных долин, низкие террасы озер и т.д.), с ними связан привнос в профиль многих компонентов [152].

Обычно их набор тот же, что содержится и в грунтовых водах. Однако в среднем речные воды современной эпохи почти в 3,5 раза менее минерализованы, чем подземные (в зоне выщелачивания). В первых (по сравнению со вторыми) в 3—4 раза сокращается содержание Br, Mn, B, Li, U, Ni, Zr, Hg, Ga, Th, Au и других макро- и микрокомпонентов [224, с. 173]. Исключение могут составлять лишь Cu, Pb, Ag и, возможно, иногда Fe и Al, среднее содержание которых в современных речных водах нередко оказывается равным или большим, чем в подземных. Особенно в больших масштабах осуществляется привнос солей из поверхностных озерно-речных вод в низинные почвы современных аридных ландшафтов [61, с. 100], где имеет место процесс засоления почв.

Параллельно с привносом вещества почвы непрерывно теряют многие компоненты. В атмосферу выделяются вода и газы: кислород (высвобождающийся при фотосинтезе), углекислый газ (при дыхании организмов, окислении органического вещества), азот, а также водород, метан, тяжелые углеводороды. С помощью ветра или при механическом смыве из почв выносятся твердые частички.

С почвенно-грунтовыми водами из элювиального профиля могут выносятся (см. рис. 40) соединения Na, K, Ca, Mg, Si, Fe, Al, C, S, Cl, P и др.,

высвобождающиеся при выветривании или привносящиеся в профиль извне [152]. Многие компоненты удаляются также из почвы в наземную часть растений. Интенсивность данных процессов зависит от биологической продуктивности почв и меняется в различных ландшафтах. Ежегодная продукция живого вещества составляет в лесах тропиков и субтропиков 100—300, в саваннах 70—120 ц/га [152]. В составе фитомассы в наземную часть растений из почвы наиболее интенсивно удаляются О (70% состава живого вещества), а также С (18%), Н (10,5%) и N (0,3%). Среди остального вещества, составляющего в сумме 1,2% и присутствующего в составе золы растений, наиболее энергично накапливаются Р, S, Cl, Br, J, сильно — соединения Са, Na, K, Mg, Sr и др., умеренно — Mn, F, Ba, и др., слабо — Al, Fe, Ti и др. После отмирания и разрушения растений на поверхности часть органического вещества возвращается в почву, а другая часть уносится (в форме газов в атмосферу, в составе обрывков растений или золы при смыве с поверхности почвы). При этом исходный субстрат может терять не только значительную часть вышеперечисленных элементов энергичного, сильного и среднего биологического накопления (куда входят и щелочные металлы), но и элементы слабого и очень слабого биологического захвата (такие, как Si, Al, Fe, Ti и др.). Например, современные тропические леса за 5 лет извлекают около 2 т кремнезема с площади 0,4 га [8]. С травянистой растительностью, покрывающей бокситовые плато Новой Гвинеи, ежегодно удаляется 25 г кремнезема с 1 м² площади [134], что может способствовать процессам бокситообразования.

Химические реакции, протекающие в почвах, сложны и чрезвычайно разнообразны. Здесь возникает агрессивный по отношению к исходному субстрату почвенный раствор (насыщенный разнообразными минеральными, органическими, органо-минеральными соединениями и содержащий растворенные газы).

В современных почвах состав и концентрация солей почвенного раствора сильно изменяются в зависимости от характера почвы, материнских пород, растительности, времени года, погоды и др. [61, 169].

Содержание минеральных веществ колеблется в них от нескольких десятков миллиграммов на 1 л до 250—300 г на 1 л (в засоленных почвах). В составе почвенного раствора присутствуют различные минеральные, органические, органо-минеральные соединения в форме кислот, растворов, коллоидов. Среди катионов в почвенном растворе постоянно находятся Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ , в некоторых почвах содержится много Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al^{3+} . В почвенном растворе засоленных почв резко возрастает содержание хлоридов и сульфатов натрия и магния и др.

Почвенные коллоиды подразделяются на минеральные, органические, органо-минеральные; они состоят из глинистых частиц, гумусовых веществ, окисных соединений кремния, алюминия, железа, марганца и др. [169].

Реакция почвенных растворов может быть кислой, нейтральной или щелочной: pH от 3—3,5, например, в сфагновых торфах и лесных подстилках засфагненных лесов до 10—11 в солонцовых почвах.

В почвенном растворе присутствуют также многие растворенные газы (кислород, углекислый газ и др.), содержание которых изменяется. Например, значения растворимого кислорода падают при усилении заболачиваемости почвы и насыщении ее водой (от состояния нормальной насыщенности до нуля).

В зависимости от конкретных условий почвенные воды могут испытывать перемещения по профилю вниз, вверх или находиться в застойном режиме.

Важное значение для протекающих реакций в почве имеет состав газов почвенной атмосферы. Почвенный воздух существенно отличается по составу от атмосферного (нередко он обогащается азотом, углекислым газом, метаном, сероводородом и другими газами) [52, 61, 62, 169]. Избыточное увлажнение

и заболачивание вызывают значительное снижение содержания кислорода, вплоть до полного его исчезновения. Газы почвенной атмосферы расходуются на насыщение газами почвенного раствора, сорбцию твердыми породами, поглощаются организмами почвы или выносятся в атмосферу Земли.

Различия в химизме почвенного раствора и газов приводят к появлению трех резко различных почвенных обстановок [152]: 1) с преобладанием окислительной среды; 2) с восстановительной глеевой обстановкой; 3) с восстановительной сероводородной обстановкой. Для каждой из них характерен свой набор мигрирующих и осаждающихся компонентов.

Учитывая эти данные, можно отметить, что большая часть красноцветно-пестроцветных почв маастрихта — среднего эоцена относится к группе с окислительной обстановкой образования. Почвы с восстановительной обстановкой встречаются здесь редко и приурочены к углистым пачкам. Они слабо изучены, что не позволяет пока их дробно классифицировать.

Под воздействием растворов и газов почвы осуществляется интенсивное химическое преобразование исходного осадочного субстрата в субэдральной обстановке.

Различные климатические и ландшафтные обстановки в сочетании с минеральной неоднородностью субстрата, типом растительности и населяющими почву организмами, глубиной залегания и химизмом грунтовых вод способствуют огромному разнообразию текстурных и минеральных превращений при почвообразовании и возникновении многих ассоциаций, генераций, семейств и типов современных почв [52]. Широкий спектр ископаемых почв установлен и в гумидных маастрихт-среднеэоценовых отложениях Казахстана, где их выделено 7 групп и 13 типов (см. табл. 3).

Рассмотрим характер главных превращений исходного субстрата в маастрихт-эоценовых гумидных ископаемых почвах, имеющих породообразующее значение. Примером физических преобразований в этих почвах служит появление корневидных каналов, трещин, пор, растрескивание кварцевых зерен. Различные типы минеральных химических и биохимических преобразований субстрата объединяются в две группы.

1. Группа преобразований исходного субстрата на месте (без перемещения в пределах профиля) подразделяется на две подгруппы: *А* — протекающих с выносом вещества, *Б* — с привносом вещества.

Подгруппа *А* включает восемь процессов: 1) глинизация или преобразование минеральных зерен в глину (например, каолинизация мусковита, полевых шпатов); 2) изменения состава глин, сопровождающиеся преобразованиями одних глинистых минералов в другие (например, каолинизация смектитов, гидрослюды); 3) оглеение пород, нередко приводящее к восстановлению и выносу гидроокислов железа (например, верхов железисто-каолиновых почв, заболачиваемых латеритных почв и др.); 4) кремненакопление, выражающееся в обогащении окислами кремния верхов почвенного профиля за счет выноса ряда компонентов, что характерно, например, для современных процессов лессиважа или подзолообразования [52, 62, 74, 79 и др.]. Подобное накопление остаточного кремнезема, вероятно, имело место в железисто-кремнисто-каолиновых почвах Чуйской впадины Горного Алтая. Но одновременно в эти почвы осуществлялся и привнос окислов кремния извне с помощью почвенно-грунтовых вод); 5) аморфизация, способствующая накоплению в почвах полуморфных или аморфных продуктов преобразования алюмосиликатных минералов субстрата (например, аморфизированного каолинита в железисто-кремнистых и латеритных почвах); 6) латеритизация, приводящая к разрушению алюмосиликатов субстрата, выносу кремнезема и щелочей и накоплению в профиле алюминия и железа (например, в почвах, развитых на каолиновых глинах на Аркалыкском месторождении); 7) коррозия минеральных зерен и их накопление в про-

филе (например, корродированных зерен кварца в железисто-кремнисто-каолиновых почвах); 8) рубефикация, характерная для элювия жаркого переменновлажного климата [62]. При этом во влажные сезоны почвенный раствор насыщается соединениями железа, высвобождающимися при выветривании силикатов. В сухие сезоны происходит дегидратация соединений железа и осаждение их в форме тонких пленок гематита на поверхности минеральных частиц, что способствует возникновению красных окрасок почв. Вероятно, этот процесс имел место и при образовании красноцветных окрасок почв в маастрихт-среднеэоценовых почвах.

Подгруппа *Б* состоит из двух типов преобразований: ресилификации при привносе в профиль кремнекислоты и каолинизации бокситов (например, на Аркалыкском месторождении), а также сульфатизации при взаимодействии пород субстрата с сернокислыми водами, поступающими в профиль с образованием алунита (например, алунитовые ископаемые почвы в Зайсанской впадине).

II. Группа преобразований, связанных с перемещением и перераспределением вещества в почвенном профиле и возникновением его скоплений, тонко рассеянных в породе либо в форме различных концентраций: пятен, стяжений, конкреций, секреций, монокристаллов, друз, биолитов, цемента обломочных зерен, прожилковых выделений, либо псевдоморфоз. Эти выделения имеют различный состав и состоят из окислами или гидроокислами (гетитом, гематитом, опалом, халцедоном, гиббситом), силикатами (выделениями колломорфного глинистого вещества — каолинита или его червеобразными кристаллами), сульфидами (пиритом, марказитом в углистых почвах), сульфатами (алунитом). Подобные новообразования в современных почвах часто имеют специальные названия. Например, ортштейны — мелкие конкреции железа или марганца, ортзанды — пропластки в песчаных породах, роренштейны — трубчатые конкреции вокруг корней, бобовины, дробины [59, 61, 145].

III. Группа процессов, связанных с преобразованиями в почве органического вещества. Она делится на два типа: 1) с накоплением органического вещества (торфонакопление либо гумусонакопление); 2) с разрушением органического вещества — его минерализацией. В маастрихт-эоценовых красноцветных углистые или гумусированные породы в составе древних гидроморфных почв встречаются очень редко и пока плохо изучены. В большинстве почв (например, охарактеризованных на Аркалыкском месторождении) при осушении происходило разрушение органического вещества и замещение его полуаморфными гидроокислами железа.

Приведенные данные свидетельствуют о большом разнообразии минеральных превращений осадочного субстрата в древних гумидных почвах Казахстана. При этом судьба составных химических компонентов элювиальных профилей была различной. Одни из них оставались на месте, другие испытывали перемещения внутри профиля, третьи выносились за его пределы. Кроме того, много компонентов поступало в почву из атмосферы, грунтовых и поверхностных вод. Каков же баланс прихода и расхода данных компонентов в почвах? Набор главных пороодообразующих элементов, которые могут привноситься в почвы или выноситься из них, показан на рис. 40 (по данным А.И. Перельмана [152] и А.А. Саукова [178]). Видно, что одни и те же элементы могут поступать в почвенный профиль и покидать его. Но миграция и осаждение каждого из них связаны с определенными обстановками и типами почв. Поэтому в одних почвах те или иные компоненты, входящие в данный список, образуют концентрации, в других, напротив, выносятся. Например, в латеритных почвах осуществляется вынос из профиля щелочных металлов кремнезема и остаточное накопление окислов алюминия и железа, в железисто-кремнисто-каолиновых почвах часто накапливаются окислы кремния и железа, из заболоченных почв окислы железа интенсивно выносятся и т.д. Из боль-

шого числа проходящих через почву компонентов она, подобно фильтру, отбирает и концентрирует одни из них и способствует удалению других, что и приводит к появлению крайне различных по химизму продуктов преобразования исходного субстрата.

Интересна судьба биогенных компонентов, поступающих в почву вместе с захороняющейся органикой. Этим путем в современные почвы привносятся в большом объеме элементы — воздушные мигранты [150], %: О — 70, С — 18, Н — 10,5, N — $3,10^{-1}$. Элементы — водные мигранты слагают в среднем 1,22% живого вещества. В их числе десятки доли процента составляют Са, К, Si, сотые — Mg, P, Na, Cl, S, Fe и тысячные — Al, Ba, Sr. Наряду с накоплением в почве органики происходит ее разложение (гумификация, минерализация). При этом биогенные компоненты способны: 1) возвращаться в атмосферу или в почвенно-грунтовые воды; 2) вновь поглощаться животными или растительными организмами; 3) активно участвовать в разнообразных биохимических реакциях, способствуя глубоким преобразованиям минерального вещества почвы; 4) накапливаться и захороняться в составе почвообразующей породы, обогащая ее новыми химическими компонентами.

Большая часть органического вещества маастрихт-среднеэоценовых почв испытывала полное разрушение и удалялась из ее пород, участвуя в непрерывном круговороте вещества между почвой, населяющими ее организмами, атмосферой и гидросферой. Но это не происходило бесследно для вмещающей породы, а способствовало многочисленным отмеченным выше текстурным или минеральным преобразованиям исходного осадочного субстрата. В ряде случаев при разрушении органики в почве накапливались биолиты (фитолиты, остатки железистых бактерий и др.).

Таким образом, воздействие почв на осадок в области аккумуляции способствует его глубоким механическим либо химико-биохимическим преобразованиям, которые сопровождалась частичным выветриванием и разрушением минералов исходного субстрата, выносом части компонентов, накоплением остаточных продуктов, а также синтезом новых минеральных соединений (за счет компонентов, возникающих при выветривании, а также интенсивного их привноса извне). При этом привнос и накопление вещества в почвах областей аккумуляции по своим масштабам опережают его вынос, что в конечном счете и приводит к литификации исходного осадка.

Преобразования осадков в почвенно-грунтовых водах. Эти преобразования отвечают заключительному этапу субаэрального диагенеза. При погружении областей аккумуляции преобразующиеся гипергенными процессами осадки постепенно выходили из сферы воздействия на них почв и испытывали влияние грунтовых вод, активно участвующих в их дальнейших изменениях.

Известно, что химизм грунтовых вод контролируется различными причинами: климатом, характером почвенных процессов, рельефом, составом водовмещающих пород, подтоком минерализованных глубинных вод и др. Среди этих факторов для многих регионов часто выделяется ведущая роль элювиального покрова в формировании химизма вод. В частности, Г.Н. Каменский и др. [88, с. 25] отмечают: "Географическое распределение грунтовых вод по их условиям формирования и химическому составу подчиняется естественно-исторической зональности, установленной В.В. Докучаевым для почв, растительности и процессов выветривания". Для интересующих нас ландшафтов областей аккумуляции часто имеет место слияния почвенных и грунтовых вод практически в один водоносный горизонт — "почвенно-грунтовые воды" по О.К. Ланге [109]. В этом случае роль почв как определяющего фактора в механизме формирования химического состава грунтовых вод еще более возрастает. Важная роль почв в формировании химизма грунтовых вод хорошо обосновывается, например, исследованиями С.Л. Шварцева [223] в Гвинее.

В грунтовых водах по сравнению с почвенными водами обычно содержится меньше органических веществ (органических кислот, органо-минеральных соединений) и неорганических кислот (угольной, азотной). Подземные воды (включая грунтовые), как и почвенные, могут иметь окислительную, восстановительную глеевую и восстановительную сероводородную обстановки [152], от которых и зависит миграционная подвижность в них компонентов.

Грунтовые воды подразделяются на две крупные группы — грунтовые воды континентального выщелачивания и грунтовые воды континентального засоления.

I. Грунтовые воды выщелачивания развиты в регионах с влажным климатом. В пределах аккумулятивных равнин они обычно имеют невысокую минерализацию (обычно 300—500, не выше 1000 мг/л) и гидрокарбонатно-кальциевый либо гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав. Просачиваясь через исходные силикатные осадки, эти воды способствуют их преобразованию (выносу щелочных металлов, кремния, железа и др.). Подчеркивая важную роль процессов формирования осадочных пород с помощью проточных грунтовых вод, Г.И. Бушинский [21] предложил выделить их в составе промывного диагенеза (последний представляет собой, по мнению автора, один из частных случаев проявления субаэрального диагенеза).

Растворяя все больше и больше компонентов, грунтовые воды выщелачивания постепенно обогащаются ими и становятся насыщенными. Например, в болотистых участках грунтовые воды нередко обогащены соединениями Fe, Mn, местами Al, Si и других компонентов, мигрирующих в форме растворов, коллоидов или комплексных органо-минеральных соединений. В реках умеренной зоны СССР, дренирующих почвенно-грунтовые воды болотистых пространств, содержание растворимого железа, например, нередко достигает 10—40 мг/л, а общая минерализация вод — 30—150 мг/л [46, 47, 188 и др.]. В местах разрушения органического вещества в результате окисления его кислородом мигрирующие в водах компоненты часто выпадают из растворов, образуя скопления. Закономерности формирования скоплений Fe, Mn, Al при участии грунтовых вод рассмотрены Н.М. Страховым [189].

II. Грунтовые воды континентального засоления образуются в регионах с аридным климатом вследствие интенсивного испарения атмосферных осадков в местах с небольшими глубинами залегания грунтовых вод. При этом их минерализация резко возрастает [88, 99, 109], достигая концентрации рассолов (свыше 50 г/л). При подтоке к поверхности и испарении высокоминерализованных грунтовых вод в почвах аридных ландшафтов накапливаются карбонатные, сульфатные или хлоридные соли и нередко здесь формируются солончаки. В результате данных процессов почвенно-грунтовые воды способствуют возникновению в поверхностных отложениях кальцита, доломита, гипса, иногда целестина и других минералов. Последовательность выпадения различных минеральных соединений из почвенно-грунтовых вод, в известной мере суммирующая рассмотренные выше данные, показана на рис. 41 (из работы В.А. Ковды [99]).

Таким образом, воздействие грунтовых вод на осадки может сопровождаться выветриванием слагающих их минералов, выносом и потерей ряда компонентов в водах выщелачивания или, наоборот, привносом и аккумуляцией их с водами насыщения и засоления. Имеются многочисленные примеры подобных преобразований современных отложений. В условиях аридного или семиаридного климата Мексики отмечено [240, 241], что подобные преобразования сопровождаются инфильтрацией глинистых минералов в пористые пески, разложением полевых шпатов и железистых силикатов, появлением новообразованного монтмориллонита, кварца, кальцита, гематита и др. Выделения последнего приводят к покраснению пород.

Выявленные закономерности преобразования осадочного субстрата грунтовыми водами в той или иной мере можно распространить на характеризующие нами

Рис. 41. Схема испарительной дифференциации продуктов выветривания и почвообразования, по данным В.А. Ковды [99]

1 — направление стока и возрастающего испарения; 2 — насыщение раствора и садка компонентов

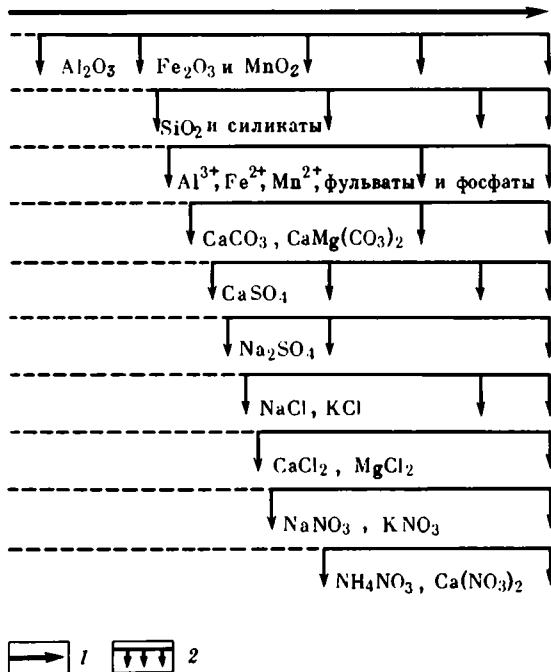
маастрихт-среднеэоценовые гумидные ландшафты. В этих ландшафтах, подобно современным, были развиты две крупные группы вод — воды выщелачивания и воды насыщения. В областях аккумуляции при выпадении пресных атмосферных осадков вначале нередко возникали почвенно-грунтовые воды группы выщелачивания.

По мере циркуляции в кварц-каолиновых осадках они способствовали выветриванию и каолинизации незрелых по составу минералов (полевых шпатов, слюд, гидрослюд и др.) и выносу щелочей, что отмечалось ранее. В каолинит-бокситовых толщах карстовых депрессий эти воды принимали участие в их вторичной латеритизации и выносе кремнезема, что отмечалось и раньше [20, 127]. Постепенно почвенно-грунтовые воды все больше и больше насыщались компонентами, доминирующими в составе водовмещающих толщ (преимущественно Fe, Si, местами Al). В благоприятных обстановках эти компоненты выпадали из растворов, образуя их вторичные скопления.

Сферой наиболее активного воздействия грунтовых вод служили линзы водопроницаемых обломочных пород (щебни, галечники, гравийники, пески, алевриты). В их составе наряду с кварцем часто встречались перемытые железистые, железисто-кремнистые или латеритные обломки, поступавшие из древнего элювия. В благоприятных участках осуществлялась цементация обломков и формировались кирасы цементации: брекчии, конгломераты, гравелиты, гравелито-бобовники, песчаники, алевролиты с гетит-гематитовым, опаловым, халцедоновым, местами с гематит-гипсбитовым цементом.

Следовательно, грунтовые воды в аккумулятивных ландшафтах приводят как к выщелачиванию и выносу компонентов из пород, так и к их привносу и осаждению. Но последняя группа процессов обычно доминирует в аккумулятивных ландшафтах, что и способствует здесь общей литификации исходных отложений.

Преобразованиями осадков грунтовыми водами и заканчивается последний этап субаэрального диагенеза. Однако маастрихт-эоценовые осадки не всегда проходили последовательно через все три отмеченных этапа. В одних случаях их преобразование заканчивалось изменениями при осушении осадков на поверхности (без существенного воздействия почв или почвенно-грунтовых вод). В других случаях субаэральный диагенез начинался с разрастания почв на жидких, еще полуобводненных осадках (без существенного их осушения и окисления). Нередко также выпадает второй этап (преобразования в почвах), когда осушившиеся осадки после погружения испытывали изменения грунтовыми водами.



Процессы субаэрального диагенеза осадков протекают в зоне активного водообмена поверхности суши, где осуществляется циркуляция почвенных и грунтовых вод. Химизм последних во многом контролируется поверхностными процессами: типом почвенного покрова, количеством выпадающих атмосферных осадков, приуроченностью к определенной климатической зоне и др. В областях аккумуляции мощность этой зоны обычно колеблется в пределах от первых метров до десятков и первых сотен метров. Ниже располагается зона артезианских вод с затрудненным или застойным водообменом. Здесь уже происходят процессы катагенетических преобразований, в достаточной мере изолированные от поверхностных и имеющие иную направленность.

Завершая на этом рассмотрение модели, кратко остановимся лишь на общем сопоставлении субаэрального диагенеза и обычного субаквального.

СУБАЭРАЛЬНЫЙ И СУБАКВАЛЬНЫЙ ТИПЫ ДИАГЕНЕЗА

Геологи понимают под диагенезом совокупность процессов преобразования осадков в породу. Н.М. Страхов [188, с. 78] дает более подробное определение диагенеза как протекающего на дне водотоков или водоемов процесса внутреннего "физико-химического уравнивания сложной многокомпонентной системы реакционно-способных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры". Он также отмечает, что при этом "реализуются внутренние противоречия в вещественном составе осадка", а движущим фактором является "внутренняя энергия системы". В итоге из физико-химической "неуравновешенной системы" (свежего осадка) возникает система "внутренне уравновешенная" или чрезвычайно близкая к ней (осадочная горная порода). С этим определением согласны большинство геологов. Правда, Е.В. Шанцер [221] справедливо отмечает, что считать систему диагенеза абсолютно закрытой неверно; в ней вполне очевидна связь внутренней среды осадка с внешней средой водной толщи, и между ними осуществляется обмен минеральными компонентами или газами, что осложняет протекающую здесь реакцию. Но одновременно М.С. Швецов [225], Е.В. Шанцер [221], М.Р. Лидер [122] и некоторые другие геологи отмечают, что протекающий на дне водоемов диагенез является частным случаем более обширной группы диагенетических процессов, способствующих литификации осадков в разнообразных обстановках. Важной их составной частью является и характеризуемый нами субаэральный диагенез, способствующий литификации осадков (при процессах осушения с помощью преобразований их в грунтовых водах или в почвах). Подчеркивая принципиальное сходство процессов, протекающих в почвах и в осадках на дне водоемов, А.Е. Ферсман [201, с. 703] писал: "Педогенез — почвообразование на материке — совокупность химических, биохимических, минералогических и геохимических процессов, приводящих к накоплению на поверхности Земли своеобразного естественноисторического тела, называемого почвой (граница лито- и атмосферы). Сингенез (почвообразование водных бассейнов) — аналогичный процесс образования на дне водоемов: озер, океанов, морей (морские илы, осадки и пр. — граница лито- и гидросферы)". При субаэральном диагенезе, как и при субаквальном, исходные осадки на пути превращения в породу также стремятся к достижению физико-химического равновесия. Но это осуществляется в открытой системе с дополнительным поступлением солнечной энергии и нередко сопровождается интенсивным привносом или выносом вещества.

При процессах субаквального диагенеза исходная силикатная по составу масса осадка не испытывает обычно заметных превращений (лишь иногда отмечается глинизация вулканических стекол, образование цеолитов, глауконитов и некоторых других минералов). При субаэральном диагенезе все главные породообразующие минералы, включая каолинит и кварц, могут полностью разрушаться.

По сложности и многообразию протекающих химических реакций, по интенсивности преобразований субстрата субаэральный диагенез значительно превосходит субаквальный.

В целом процессы субаэрального диагенеза, как и субаквального, могут приводить к перераспределению вещества в самом пласте, способствовать выносу вещества за его пределы, а также его привносу извне. Правда, при субаэральном диагенезе обмен осадка химическими компонентами с атмосферой, биосферой, гидросферой и литосферой протекает в несравненно более значительных масштабах, чем при субаквальном.

Сравнивая процессы субаэрального и субаквального диагенеза, можно согласиться с Е.В. Шанцером [221, с. 102], считающим, что они занимают тождественное положение в общей цепи событий литогенеза и относятся к одному и тому же послеседиментационному звену (к первой стадии преобразования осадков в горную породу).

Завершая характеристику предлагаемой модели субаэрального диагенеза, отметим, что она в основном разрабатывалась на базе исследования процессов гипергенной литификации осадков лишь одного парагенеза — маастрихт-эоценовой гематит-каолиновой ассоциации Казахстана и поэтому еще не является завершенной. Вовлечение в круг исследований других объектов позволит дополнить и уточнить эту модель.

ГЛАВА ПЯТАЯ

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ФОРМИРОВАНИИ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ГЕМАТИТ-КАОЛИНОВОЙ АССОЦИАЦИИ

ЭТАПЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ЖАРКОЙ ГУМИДНОЙ СУШИ КАЗАХСТАНА В МААСТРИХТЕ—ЭОЦЕНЕ

Вопросы пространственной локализации в пределах суши пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации, включающей толщи кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых пород, давно привлекают к себе внимание геологов. Все исследователи бокситов отмечают, что для их формирования нужен жаркий гумидный климат. В областях с умеренным или аридным климатом бокситоносные формации не возникают. И действительно, в маастрихте—эоцене (см. рис. 2) бокситообразование и формирование пород пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации прекращаются при смене жаркого гумидного климата в северной части Казахстана на аридный в южной его части, где накапливались аридные монтмориллонитовые пестроцветные глины, окремненные, карбонатные, загипсованные [69].

Вместе с тем в пределах северной части Казахстана жаркий гумидный субтропический климат, принципиально благоприятствующий бокситообразованию, существовал в позднем мелу—палеогене весьма долго — от маастрихта до конца эоцена—начала олигоцена включительно. В то же время накопление осадков пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации, включающей залежи бокситов, ограничено узким временным интервалом — маастрихтом — первой половиной среднего эоцена (см. рис. 1). В более поздние отрезки времени здесь формировались иные гумидные континентальные парагенезы пород, лишенные бокситов (углисто-сидерит-колчеданная парагенетическая ассоциация конца среднего—позднего эоцена и вышележащая железисто-карбонатная ассоциация позднего эоцена — раннего и среднего олигоцена, детально охарактеризованные нами ранее [68, 69]. Их возникновение осуществлялось в условиях климата сходного типа

и было связано с изменениями тектонической активности. Поэтому остановимся подробнее на роли тектонического режима как фактора, благоприятствующего или препятствующего возникновению пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации в разрезах Казахстана при постоянстве климата и различной тектонической активности.

ЭТАП ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Детально рассмотренный в настоящей работе маастрихт-среднеэоценовый этап крайнего затухания тектонической активности отразился в гумидных ландшафтах Казахстана и его обрамлениях накоплением в областях аккумуляции континентальной пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. Она имеет мощность до 200 м и складывается преимущественно тонкими и зрелыми по составу осадками, каолиновыми глинами с линзами и прослоями алевритов, кварцевых песков, местами со скоплениями бокситов. В составе фаций преобладают отложения равнинного пролювия, аллювия, небольших озер. Большинство пород ассоциации не содержат скоплений органического вещества, однако в них часто встречаются выделения гетита, гематита, опала, халцедона. Цвет пород ярко-красный, пестрый, белый.

В строении ассоциации выделяются два основных типа разрезов — кремнисто-каолиновые и каолинит-бокситовые пестроцветы. Кремнисто-каолиновые толщи составляют основную часть разреза ассоциации и приурочены к прогибам и впадинам современной эпиплатформенной орогенной области Алтая, Казахского щита, южной оконечности Западно-Сибирской плиты. Каолинит-бокситовые толщи распространены локально и тяготеют к древним карстовым воронкам Казахского щита и северной периферии Алтая.

В пользу пассивного тектонического режима времени формирования пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации свидетельствуют преимущественно тонкий и исключительно зрелый состав пород, накопление комплекса фаций-индикаторов равнинных ландшафтов с низкой динамикой водных потоков, повсеместное отсутствие фации горных ландшафтов, крайне низкие скорости осадконакопления ($< 7,2$ м/млн лет).

Главные особенности процессов литогенеза характеризуемой эпохи заключались в следующем. В позднем мелу—раннем кайнозое территория северной части Казахстана располагалась в зоне переменного-влажного субтропического климата на юге гумидной зоны литогенеза, на границе с аридной (см. рис. 2). В самом конце позднего мела на востоке Казахстана отмечается некоторое похолодание климата (он становится переходным от субтропического и теплоумеренному).

В условиях затухания тектонических движений происходило практически повсеместное выравнивание и денудация областей денудации (см. рис. 2). Ослабление эрозионных процессов способствовало здесь усилению химического выветривания коренных пород. Формировался практически сплошной чехол каолиновой, местами латеритной коры выветривания. Процессы химического выветривания пород опережали их физическое разрушение. Небольшие врез эрозионно-речной серии обычно не прорезали верхние зоны коры выветривания, поэтому в области аккумуляции осадков поступали и накапливались главным образом минералы, устойчивые к выветриванию (кварц, каолинит или обломки латеритных пород). Условия для массового вовлечения в пути миграции незрелого по составу материала (из нижних зон коры выветривания) были крайне неблагоприятны. В связи с этим в местах осадконакопления скопления латеритных обломков практически не разбавлялись незрелым по составу материалом, что способствовало бокситообразованию.

Накопление и литификация осадков осуществлялись при активном участии

процессов субазального диагенеза, дополнительно способствующих их вторичной каолинизации или латеритизации. В результате в областях аккумуляции формировались исключительно зрелые по составу породы — каолиновые глины, алевроиты или кварцевые пески, местами бокситы, окрашенные преимущественно в красные, белые, пестрые цвета.

ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В конце среднего—первой половине верхнего эоцена активные тектонические движения проявились на больших пространствах Северо-Западной Азии, включая Северный Казахстан. Во впадинах района в это время прекращается накопление кремнисто-каолиновых и бокситоносных пестроцветов и формируется углисто-сидерит-колчеданная парагенетическая ассоциация, подробно рассмотренная ранее [68, 69]. Поэтому в краткой форме остановимся лишь на тех данных, которые раскрывают роль тектонического режима в изменении литогенетических процессов в конце среднего—позднем эоцене по сравнению с маастрихт-среднеэоценовым этапом.

В среднем—позднем эоцене в северных частях Казахстана областью континентального осадконакопления служили (рис. 42, см. вкл.) впадины Центрального и Восточного Казахстана, Алтая, южных обрамлений Западной Сибири. В разных частях характеризуемой территории средне-верхнеэоценовые отложения описаны в составе ряда свит (см. рис. 1): турангинской — в Восточном Казахстане (см. табл. XVI, *а, б*), талдыдюргунской — в Горном Алтае, толщи кварцевых песков, кремнистых сахаровидных песчаников — в Центральном Казахстане и на юге Западной Сибири (см. табл. XVI, *в*), углистых песков кенетайской подсквиты — в Амангельдинском районе и др. В районах Тургая и Юго-Западной Сибири характеризуемые континентальные толщи фациально замещаются морскими отложениями, выделяемыми в составе верхней части тасаранской, саксаульской, верхнелюлинворской (нюрольской) свит.

В южной части территории Северного Казахстана (см. рис. 42) в среднем—позднем эоцене проходила граница, разделяющая ландшафты северной гумидной и южной аридной зон литогенеза. В пределах аридной зоны (во впадинах Джунгарского Алатау, Прибалхашья, Тянь-Шаня) в это время формировались континентальные толщи известковисто-терригенных красноцветов — песчаников, алевролитов, глин (красноцветная карбонатная парагенетическая ассоциация [68, 69]).

В среднем—позднем эоцене, как и раньше, территория Северного Казахстана располагалась в зоне субтропического гумидного климата. В пользу этого свидетельствуют данные палеонтологии и литолого-фациальных исследований. Отпечатки флоры, палинологические комплексы, собранные из отложений ассоциации Зайсанской впадины, Прииртышья, Северного Казахстана [5, 81, 130, 167, 187], указывают на произрастание вечнозеленой влаголюбивой субтропической растительности с небольшой примесью листопадных элементов.

Общая жестколистность флоры среднего—позднего эоцена, по мнению В.В. Лаврова [107], А.В. Гольберта и др. [143], свидетельствует о довольно засушливом характере палеоклимата. Однако анализирувавший экологические особенности ископаемой флоры карасорского типа Северного Казахстана Н.М. Макулбеков [130, с. 38] по-другому объясняет этот факт, он считает, что климат во время ее произрастания в районах Прииртышья был достаточно влажным субтропическим.

Комплекс фауны из отложений турангинской свиты Зайсанской впадины также характеризует обводненные ландшафты времени ее обитания. В составе фауны присутствуют остатки крокодилов, рыб, водных черепах, млекопитающих — обитателей лесных болотистых ландшафтов. В северной части Казахстана бли-

зость южной аридной зоны литогенеза в среднем—позднем эоцене, конечно, сказывалась на характере гумидного климата и способствовала проявлению периодов засухи. Поэтому в целом выводы о переменном-влажном субтропическом гумидном климате характеризующей эпохи являются наиболее обоснованными и подтверждаются, как будет показано ниже, литолого-фациальным составом пород.

Углисто-сидерит-колчеданная ассоциация широко развита в различных тектонических структурах гумидной палеосуши северной части Казахстана (см. рис. 42). Ее отложения установлены во впадинах эпиплатформенной орогенной области Алтая (Чуйская, Зайсанская и др.), в пределах древних речных долин и впадин Казахского щита (долины рек Нура, Кулан-Утпес, Шидерты), в эрозионных и эрозионно-карстовых впадинах (Амангельдинский и Целиноградский районы), в периферийной части Западно-Сибирской плиты (например, район Семипалатинского Прииртышья). Она имеет мощность до 100 м и с размывом залегает на подстилающих отложениях.

Давая литолого-фациальную характеристику средне-верхнеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной парагенетической ассоциации на территории Северо-Западной Азии, В.С. Ерофеев и Ю.Г. Цеховский отмечали [68, с. 18—80, рис. 1], что в строении ее разрезов обычно преобладают алевроиты, пески с прослойками гумусированных или углистых глин. Во впадинах Южного и Горного Алтая резко возрастает роль гравийников, галечников (см. табл. XVI, а). В разрезах ассоциации наиболее часто встречаются фации равнинного аллювия (русовые и пойменные), озерные, болотные, дельтовые, местами (на Алтае) значительные площади занимали конусы выноса горного аллювия (см. табл. XVI, в). Состав обломочных минералов изменяется от зрелых существенно кварцевых до полузрелых мезомиктовых или олигомиктовых.

В Зайсанской впадине видны изменения пород от существенно зрелых в нижней части к менее зрелым в верхней. В целом линзы и пачки кварцевых обломочных пород широко развиты во всех характеризующихся регионах. Состав глин ассоциации испытывает заметные колебания — от существенно зрелых каолиновых до полиминеральных, состоящих из смеси смектитов, гидрослюд, каолинитов, смешанослойных образований. В неокисленных породах ассоциации встречаются обильные скопления органического вещества в виде углистых или гумусированных алевроитов, глин, пропластков или пластов углей, углефицированного растительного детрита. Из аутигенных минералов преобладает пирит или сидерит, реже встречаются гетит, гематит и др. Доминируют серые, зеленые, темно-серые и черные окраски пород.

В зоне поверхностного окисления состав и облик пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации заметно меняется. Разрушается органическое вещество, окисляются пирит и сидерит, возникают псевдоморфозы ярозита, гетита, гипса, цвет пород становится белым, светло-желтым с коричневыми пятнами.

В северных и западных частях Казахского щита отмечается сильное окремнение пород дельтовых фаций и образование песчаников и алевролитов с кремнистым цементом (см. табл. XVI, в), что иногда связывается с аридизацией климата в характеризующую эпоху и проявлением пустынного выветривания [107, 143]. Однако проведенные исследования [68] не подтвердили подобное предположение. Установлено, что в среднем—позднем эоцене процесс окремнения континентальных отложений осуществлялся локально лишь в зоне сочленения континентальных (дельтовых) и прибрежно-морских фаций (в верхнеюлиновской, тасаранской, саксаульской свитах). Источником кремнезема цемента дельтовых песчаников, вероятно, служили сильно обогащенные кремнеземом эоценовые морские отложения. Во внутренних частях древней суши в континентальных отложениях ассоциации окремнение не фиксируется. Например, в районах Павлодарского Прииртышья дельтовые кремнистые песчаники широко развиты

в разрезах у канала Иртыш—Караганда. Восточнее, в Семипалатинском Прииртышье, у поселков Майский, Известковый, кремнистые породы не встречаются. Здесь в озерно-болотистых ландшафтах приморской равнины накапливались типично гумидные толщи углистых глин, бурых углей с линзами песков. Этот парагенез и слагает разрезы средне-позднезоценовых отложений впадин внутри континентальной суши на севере и востоке Казахстана.

Во впадинах Южного Казахстана гумидная углистая ассоциация фациально замещается аридными красноцветами (см. рис. 42), которые накапливались в условиях сухих саванн, пустынных или полупустынных ландшафтов. Но окремнение пород в этих типично аридных отложениях также не зафиксировано. Однако ранее, в маастрихте—нижней половине среднего эоцена, окремнение континентальных отложений широко проявлялось на севере Казахстана, в жарких гумидных ландшафтах той же климатической зоны, где происходило бокситообразование. Поэтому представления о том, что окремнение континентальных пород в среднем—позднем эоцене указывает на аридизацию гумидного климата, не подтверждаются фактическим материалом. Более того, наиболее типичные аридные неогеновые парагенезы пород, широко развитые в Казахстане, лишены выделений аутигенного кремнезема [69].

Следовательно, в конце среднего—начале позднего эоцена (как и ранее в северной части Казахстана) сохранились многие общие черты палеогеографии. В целом остались прежними (см. рис. 2, 42) контуры моря и суши, положение областей денудации и аккумуляции, характер питающих провинций, направление транспортировки осадочного материала. По-прежнему здесь господствовал жаркий гумидный субтропический климат (с сезонами засух), и характеризуемая территория располагалась у южной оконечности гумидной зоны литогенеза на границе с аридной. Но, несмотря на сходство в это время палеогеографических обстановок, в данных районах заканчивается процесс формирования гумидных красноцветов и начинается накапливаться углисто-сидерит-колчеданная ассоциация. Причиной смены этих парагенезов служила резкая активизация тектонических движений в конце среднего—позднем эоцене.

В пользу активизации тектонической деятельности по сравнению с предшествующей эпохой свидетельствуют: 1) наличие резкого размыва между углисто-сидерит-колчеданной и подстилающей ее пестроцветной гематит-каолиновой ассоциация; 2) более грубый состав средне-верхнезоценовых отложений по сравнению с маастрихт-среднезоценовыми; 3) присутствие в средне-верхнезоценовых отложениях фаций, типичных для горных ландшафтов (например, горный аллювий), высокая динамика вод в палеореках; 4) высокие скорости осадконакопления (до 71 м/млн лет).

Поднятие и усиление эрозии в среднем—начале позднего эоцена в пределах Казахской суши отразились и на характере осадконакопления в окружающих морях развитием обломочных песчано-алевритовых отложений на прилегающих участках суши в составе верхнетасаранской, саксаульской и верхнеюлиновской (нюрольской) свит. С.Б. Шацкий [222] непосредственно связывает эти факты с оживлением тектонической деятельности. Одновременно в прибрежных частях моря у северных склонов Казахского щита значительные площади занимают песчаные отложения дельт [68]. Тектонические движения на рубеже среднего и верхнего эоцена носили дифференцированный характер. На фоне общего поднятия щита осуществлялись местное прогибание областей аккумуляции и трансгрессия в них моря. В Амангельдинском районе дельтовые или лагунные пески верхнетасаранской или саксаульской свиты с фитомикропланктоном вскрыты несколько западнее бокситовых месторождений на левом берегу р. Акжар, в скважинах Аркалыкской ГРЭ (палинологические определения Т.В. Погодаевой и Г.М. Братцевой). Начиная со среднего эоцена во многих карстовых депрессиях впервые фиксируются транзитные речные долины.

Именно поднятие суши, усиление эрозионных процессов привели к изменению условий континентального осадконакопления в среднем—верхнем эоцене (по сравнению с предшествующим позднеэоценовым—раннепалеогеновым этапом). Происходит размыв унаследованных кор выветривания, сокращение мощности элювиального чехла в областях денудации (см. рис. 32,а). Среди элювиальных образований доминируют почвы, ослабевает химическое выветривание коренных пород и затухают процессы латеризации.

Оживление эрозионной деятельности на водоразделах усиливало вовлечение в пути миграции как зрелых (кварцевых), так и полимиктовых по составу терригенных обломков, возрастали скорости осадконакопления. Это приводило к снижению степени зрелости минералов в осадках, увеличивало содержание в них терригенных обломков, затрудняло или полностью подавляло бокситообразование.

Большие скорости осадконакопления благоприятствовали массовому захоронению органического вещества, основная часть которого не успевала разложиться на поверхности илов и погребалась. Литификация осадков осуществлялась преимущественно в субаквальной обстановке под воздействием процессов диагенеза в илах, часто обогащенных органическим веществом. Это приводило к широкому образованию диагенетического пирита, сидерита и др. Процессы субаэрального диагенеза (и в их числе вторичной латеритизации) для углисто-сидерит-колчеданной ассоциации не характерны.

В результате в области аккумуляции среднего—позднего эоцена накапливались толщи песчано-алевритоглинистых пород с линзами галечников, нередко зрелых по составу, часто обогащенных углистым веществом, с аутигенными выделениями сидерита или пирита, окрашенные преимущественно в темно-серые, зеленые, черные цвета.

Следует отметить, что их зрелые по составу разности (кварцевые пески, галечники, каолиновые глины) обычно тяготеют к низам ее разрезов и связаны с перемывом унаследованных раннекайнозойских кор выветривания и подстилающих отложений гумидных красноцветов маастрихта—среднего эоцена. Среднепозднеэоценовые толщи в ряде случаев содержат месторождения огнеупорных глин, стекольных песков и других продуктов перемыва кор выветривания [68].

Возникает вопрос о возможности формирования среди данных зрелых по составу пород бокситов. Изучая подобный вопрос, В.П. Казаринов [83, 85], например, считал, что в Западной Сибири именно в начальные этапы активизации тектонических движений (после эпох пассивного тектонического режима и выравнивания рельефа) создавались наиболее благоприятные условия для возникновения формации коры выветривания с бокситами. Следуя этому выводу, резонно предположить, что углисто-сидерит-колчеданная ассоциация, сформировавшаяся при активизации тектонических движений (после предшествующего этапа пассивного тектонического режима), наиболее перспективна на поиски глиноземистых руд. Но фактический материал по Казахстану не подтверждает этого. В зрелых по составу породах средне-верхнеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, наоборот, бокситовая минерализация обычно затухает.

Ранее отмечалось, что для массового возникновения осадочных бокситов необходимо взаимное сочетание ряда условий, которое наблюдалось в этап формирования маастрихт-среднеэоценовых красноцветов: 1) наличие латеритного элювия в областях денудации; 2) переотложение латеритной коры выветривания без существенного привноса незрелых по составу обломков из нижних горизонтов коры выветривания, а также зрелого кварцевого материала; 3) проявление субаэральных процессов вторичной латеритизации осадков. При формировании углисто-сидерит-колчеданной ассоциации эти условия не соблюдались. Конечно, размыв унаследованного от предшествующего этапа латеритного элювия областей денудации в начале средне-позднеэоценовой эпохи мог спо-

собствовать вовлечению в пути миграции латеритных обломков. Но образования значительных скоплений осадочных глиноземистых руд не происходило.

В этап ослабления тектонической деятельности в выровненных областях денудации происходили активный рост и заполнение латеритными обломками карстовых впадин из местных источников сноса, где доминировал латеритный элювий. При этом эрозией обычно не вскрывались нижние горизонты коры выветривания, что исключало вовлечение в пути миграции обломков силикатных пород. Напротив, в этап активизации тектонической деятельности возникал расчлененный денудационный рельеф, что благоприятствовало поступлению в пути миграции невыветрелых силикатных обломков. Одновременно в это время обычно разрабатывались и оформлялись транзитные речные долины, которые поставляли в области аккумуляции кварцевые терригенные обломки из более отдаленных областей сноса (где латеритный элювий повсеместно сменялся на кварц-каолиновый).

Сходные выводы получил Б.М. Михайлов [135], наблюдавший перемены унаследованных мощных латерит-бокситовых кор выветривания Либерийского щита (в Западной Африке) или о-ва Каса (архипелаг Лос) в Атлантическом океане в современную эпоху активных неотектонических движений. Установлено, что эти обломки латеритных бокситов, попадая в речные потоки, озера, рассеиваются в массе безрудных осадков и не дают промышленных скоплений, т.е. при тектонической активизации и расчлененном рельефе происходит разубоживание латеритных обломков инородным по составу обломочным материалом. Преимущественное накопление осадков углисто-сидерит-колчеданной ассоциации в субаквальных обстановках не способствовало и проявлению вторичной латеритизации осадков. Б.М. Михайлов [135, с. 194] справедливо отмечает: "...стоит обломку выветривающейся породы выйти из сферы действия процессов латеритизации, например попасть в речную долину, море, озеро, как он уже никогда не превратится в боксит, сколько бы ни обрабатывали его природные процессы". Более того, установлено, что в природных обстановках, где накапливаются обогащенные органическим веществом породы (либо на контакте бокситов и углистых толщ), широко протекают процессы каолинизации бокситов [14, 116, 139 и др.]. Эти процессы могут осложняться частичным перераспределением гиббсита в породах с образованием зон вторичной гиббситизации [116]. Наши исследования свидетельствуют о том, что в бокситоносных формациях гиббситовая минерализация тяготеет преимущественно к субаэральным обстановкам, сокращается по направлению к субаквальным, вплоть до полного исчезновения в участках накопления мощных углистых или гумусированных толщ.

Таким образом, в жарких гумидных ландшафтах при широком образовании углистых парагенезов пород характер главных литогенетических процессов (выветривание, транспортировка, осаждение, диагенез) не способствует образованию крупных скоплений глиноземистых осадочных пород. Это объясняет отсутствие промышленных залежей бокситов в зрелых по составу осадках углисто-сидерит-колчеданной ассоциации среднего—позднего эоцена. Даже на тех участках, где переминались унаследованные с предшествующей эпохи латеритные коры выветривания или осадочные бокситы, в процессе транспортировки, седиментации и диагенеза основная масса латеритных обломков разбавлялась инородным терригенным материалом или каолинизировалась в углистых толщах.

Факт затухания бокситообразования в эпохи массового формирования углистых толщ установлен еще ранее. В частности, Г.И. Бушинский [20, с. 401] отмечал, что в различных отрезки времени геологической истории развития Земли (например, в перми, юре) формировалось очень мало бокситов, хотя в это же время существовали обширные пространства с влажным тропическим или субтропическим климатом, благоприятствующим бокситообразованию. Но вместо бокситов здесь накапливались мощные угленосные толщи. Факт затухания бокситообразо-

вания в ландшафтах с жарким гумидным климатом, по мнению Г.И. Бушинского, пока не находит удовлетворительного объяснения.

Однако это противоречие легко разрешить, принимая во внимание тектонический фактор. При сохранении климатического режима активизация тектонических движений (как было показано раньше) коренным образом меняет направленность процессов седименто- и литогенеза, что способствует прекращению формирования каолинит-бокситовых пестроцветов в жарких гумидных ландшафтах и приводит к образованию здесь осадков углистых либо угленосных формаций, практически лишенных гиббситовой минерализации. Правда, иногда выделяются смешанные углисто-бокситовые формации, например в разрезах позднего мела—раннего палеогена для Казахстанско-Енисейской провинции [108]. Однако последующие исследования [68] показали, что в эту углисто-бокситовую формацию нередко объединены разновозрастные парагенезы пород, формирующиеся в различные историко-геологические этапы развития районов. Это охарактеризованные в настоящей работе практически безуглистая гематит-каолиновая ассоциация с бокситами маастрихта—среднего эоцена и залегающая на ней с размывом углисто-сидерит-колчеданная ассоциация среднего—позднего эоцена (содержащая скопления углей). Конечно, в гематит-каолиновой ассоциации местами встречаются углистые пачки пород, а иногда и пласты углей, но обычно они развиты локально и быстро выклиниваются или фациально замещаются безуглистыми красноцветно-пестроцветными толщами. Поэтому, с нашей точки зрения, выделение углисто-бокситовой формации неоправданно.

Таким образом, при постоянстве субтропического гумидного климата в северной части Казахстана этапы изменения активности тектонических движений способствовали перестройке процессов континентального седименто- и литогенеза и возникновению различных парагенезов пород. В маастрихте—среднем эоцене в условиях крайнего затухания активности тектонических движений здесь формировались гумидные красноцветы, содержащие крупные залежи бокситов. В конце среднего эоцена активизация тектонических движений способствовала формированию углистой ассоциации пород. Бокситообразование при этом затухало (или, возможно, местами продолжается, но в резко ослабленной форме).

Следовательно, наличие благоприятного палеоклимата еще не приводило к массовому накоплению глиноземистых руд. Лишь при взаимном сочетании обоих факторов (наличие жаркого гумидного климата и крайняя степень затухания активности тектонических движений) создавались предпосылки для возникновения бокситорудных эпох (что как раз имело место в маастрихте—среднем эоцене). Проведенные совместно с В.С. Ерофеевым [68, 69] исследования свидетельствуют о том, что в разрезах гумидных континентальных отложений пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация часто венчает верхнюю часть циклов аккумуляции осадков, которые обычно начинаются с оживления тектонической деятельности и слагаются более грубообломочными, нередко углистыми парагенезами терригенных пород. Ее формирование в разрезах повсеместно свидетельствует о крайнем затухании активности тектонических движений и выравнивании денудационного рельефа в условиях жаркого гумидного климата. Для маастрихт-среднеэоценовых гумидных красноцветов нижние континентальные члены этого цикла остаются невыясненными. В Казахстане на их место (верхний мел) обычно падает значительный перерыв осадконакопления, и характеризующиеся отложения с размывом залегают на выветрелых породах палеозойского либо нижнемезозойского возраста. Там же, где встречаются относительно полные разрезы позднего мела, верхняя их часть представлена морскими фациями (например, в Приаралье).

**ПРОЯВЛЕНИЕ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО ЭТАПА
ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА
В АЗИИ И НА ДРУГИХ КОНТИНЕНТАХ¹**

ЭТАП СТАБИЛИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА В АЗИИ

Проведенные исследования свидетельствуют о своеобразии рассматриваемого позднемелового—раннекайнозойского этапа геологической истории развития довольно большой части Азиатского континента — территории Казахстана и его обрамлений. Главным содержанием данного этапа явилось повсеместное крайнее ослабление тектонической деятельности, что отразилось в появлении вполне определенных геоморфологических и литологических индикаторов.

В это время происходит понижение и выравнивание рельефа суши с формированием в областях сноса денудационной поверхности выравнивания с мощным, практически сплошным чехлом кор выветривания. Эта поверхность развита в различных современных тектонических структурах суши — в пределах Казахского щита, в орогенных зонах Алтая, Саур-Манрак-Тарбагатай, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, в прибрежных частях Западно-Сибирской и Туранской плит.

Эти события отразились на строении и составе коррелятных отложений в областях аккумуляции. На суше они фиксируются в областях аккумуляции появлением двух зрелых по составу парагенезов пород (рис. 43, *III—V*), тесно связанных с размывом древних кор выветривания: пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации в районах с гумидным палеоклиматом, а в аридной зоне — ее гомолога — пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации. Их мощность не превышает 100—200 м. Синхронно с ними (рис. 43, *I, II*) в прилегающих древних морях (Туранском, Западно-Сибирском) накапливались отложения журавлевской, ганьковской, нижней и средней частей тасаранской и люлинворской свит [30, 40, 41, 227]. Это преимущественно биогенно-хемогенные или тонкообломочные зрелые по составу терригенные отложения, мергели, мергелистые глины, глины, опоки (с линзами кварцево-глауконитовых песков, алевроитов) небольшой мощности (до 300—400 м). Они возникли за счет поступления материала с выровненной древней суши с мощными корами выветривания.

Маастрихт-среднеэоценовый этап пассивного тектонического режима продолжал сказаться в Северо-Западной Азии и в последующие этапы более активных тектонических движений, когда перемывались унаследованные древние коры выветривания или зрелые по составу отложения маастрихта—эоцена. Обогащение континентальных отложений грубообломочным зрелым по составу материалом особенно сильно проявилось в средне-позднеэоценовый этап активизации тектонического режима [68, 69], когда в гумидных ландшафтах накапливалась терригенная углистая ассоциация — турангинская свита и ее аналоги. Одновременно в окружающих сушу морях формировались зрелые по составу опок-алевроито-глинистые, местами с линзами глауконито-кварцевых песков отложения саксаульской, верхов тасаранской и люлинворской свит [30, 40, 227].

Данные многих исследователей позволяют считать, что на рубеже мела и палеогена этап затухания тектонических движений, выравнивания рельефа, разрастания мощных площадных кор выветривания и формирования зрелых по составу осадков, помимо Северо-Западной Азии, проявился во многих других районах материка. При анализе фактических данных обратим особое внимание на те же литологические и геоморфологические индикаторы пассивного тектонического режима, которые рассматривались раньше. Наша задача значительно облегчалась

¹ В разделе анализируются лишь вертикальные рельефообразующие тектонические движения, непосредственно влиявшие на характер осадконакопления, и совсем не затрагиваются иные формы их проявления.

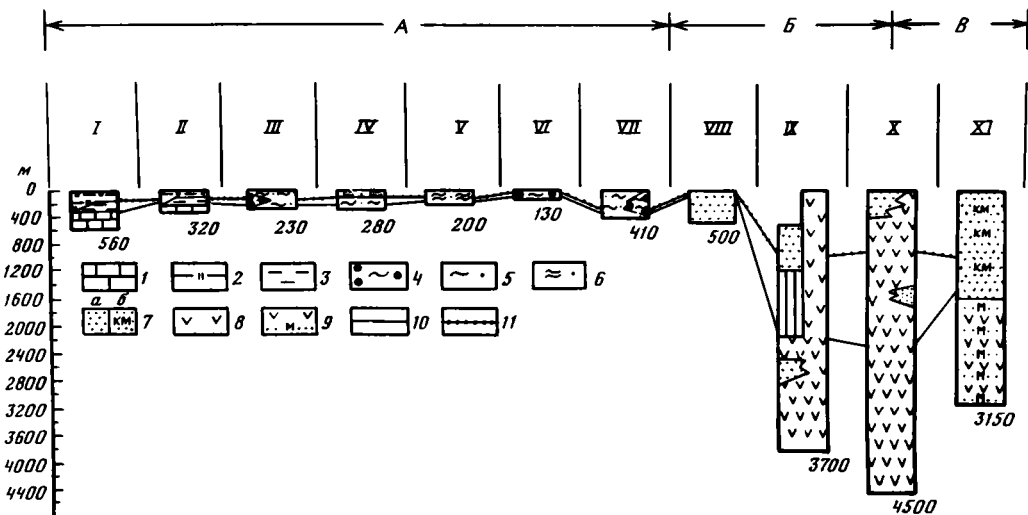


Рис. 43. Схема распространения маастрихт-среднеэоценовых парагенезов пород в разрезах Азии

А — В — области развития парагенезов пород: А — зрелых по составу (кварцево-каолиновых, каолинит-бокситовых, кварцево-сметитовых), Б — чередование зрелых и незрелых по составу, В — незрелых по составу (существенно граувакковых). Западная Азия (I–VII): I — Западная Сибирь [30, 41, 227], II — Тургай [40], III — Центральный Казахстан [26, 68], IV — Северное Прикаспие [68, 207], V — Южное Прикаспие [69, 207], VI — Енисейский край [105], VII — Западное Прибайкалье [86]; Восточная Азия (VIII–XI): VIII — Западное Приамурье, Зейско-Бурейская впадина [17, 22, 27, 36], IX — Центральное Приамурье, Среднеамурская впадина и ее обрамление [22, 27, 36], X — Восточное Приамурье, Приморье [22, 38], XI — Сахалин [11, 39, 149]

Главные парагенезы (1–9): 1 — известково-мергелистый, с прослоями алевроитов и глауконитово-кварцевых песков (морской), 2 — кремнисто-глинистый (опоквидные глины, опоки, трепелы), с прослоями алевроитов и глауконитово-кварцевых песков (морской), 3 — глинистый и мергелисто-глинистый, с прослоями глауконитово-кварцевых песков (морской), 4 — каолинит-бокситовый (континентальный), 5 — кремнисто-каолиновый (глины каолиновые, окремненные и ожелезненные, с прослоями алевроитов, кварцевых песков), континентальный, 6 — глинистый сметитовый (с прослоями алевроитов, кварцевых песков), континентальный, 7 — терригенный (а — континентальные пачки переслаивания песков, алевроитов, глин, гравийников, галечников или их сцементированных разностей, преимущественно незрелых по составу, редко кварцевых, часто с линзами углистых пород, иногда углей; б — континентальные или морские пачки переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов, незрелых по составу, преимущественно полимиктовых), 8 — преимущественно вулканогенный (чередование лав, туфов, туффитов с толщами или пачками терригенных осадочных пород, незрелых по составу, граувакковых, иногда с углями), 9 — вулканогенно-осадочный (переслаивание осадочных морских и вулканогенных пород — граувакковых песчаников, конгломератов, алевролитов, местами аргиллитов, а также лав, туфов, туффитов); 10, 11 — возрастные границы: 10 — между маастрихт — данием и палеоценом, 11 — между палеоценом и эоценом

тем, что большим коллективом геологов и геоморфологов была составлена "Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР" масштаба 1:2 500 000 [90] и посвященная их описанию монография [156]. Работа подтвердила существование на больших пространствах СССР остатков древних поверхностей выравнивания и кор выветривания. Вместе с тем для ряда регионов возникли неясности или разногласия среди авторов относительно возраста поверхностей выравнивания и кор выветривания, их количества и пр. (что связано со слабой разработкой стратиграфии континентальных отложений, порой с недостаточным вниманием к анализу коррелятных толщ). Поэтому при дальнейшем прослеживании интересующей нас поверхности выравнивания будем дополнять ее характеристику данными по коррелятным отложениям в целях контроля выводов авторов о ее возрасте по тем регионам, где подобный анализ отсутствовал или не проводился в должной мере.

К сожалению, слабая изученность отложений в целом ряде районов не всегда позволяет распознавать многие парагенезы; исключение составляют бокситы (как осадочные, так и латеритные), места локализации которых обычно известны из-за их высокой практической ценности. Это использовано для составления

схемы местонахождений маастрихт-эоценовых бокситов на различных континентах Земли (рис. 44).

Проследим выявленный этап затухания тектонических движений на рубеже мела и палеогена в разнородных по тектоническому строению районах Азии: в западной ее части — на платформе с палеозойским и более древним складчатым основанием и в восточной части — в областях мезозойской и кайнозойской складчатости.

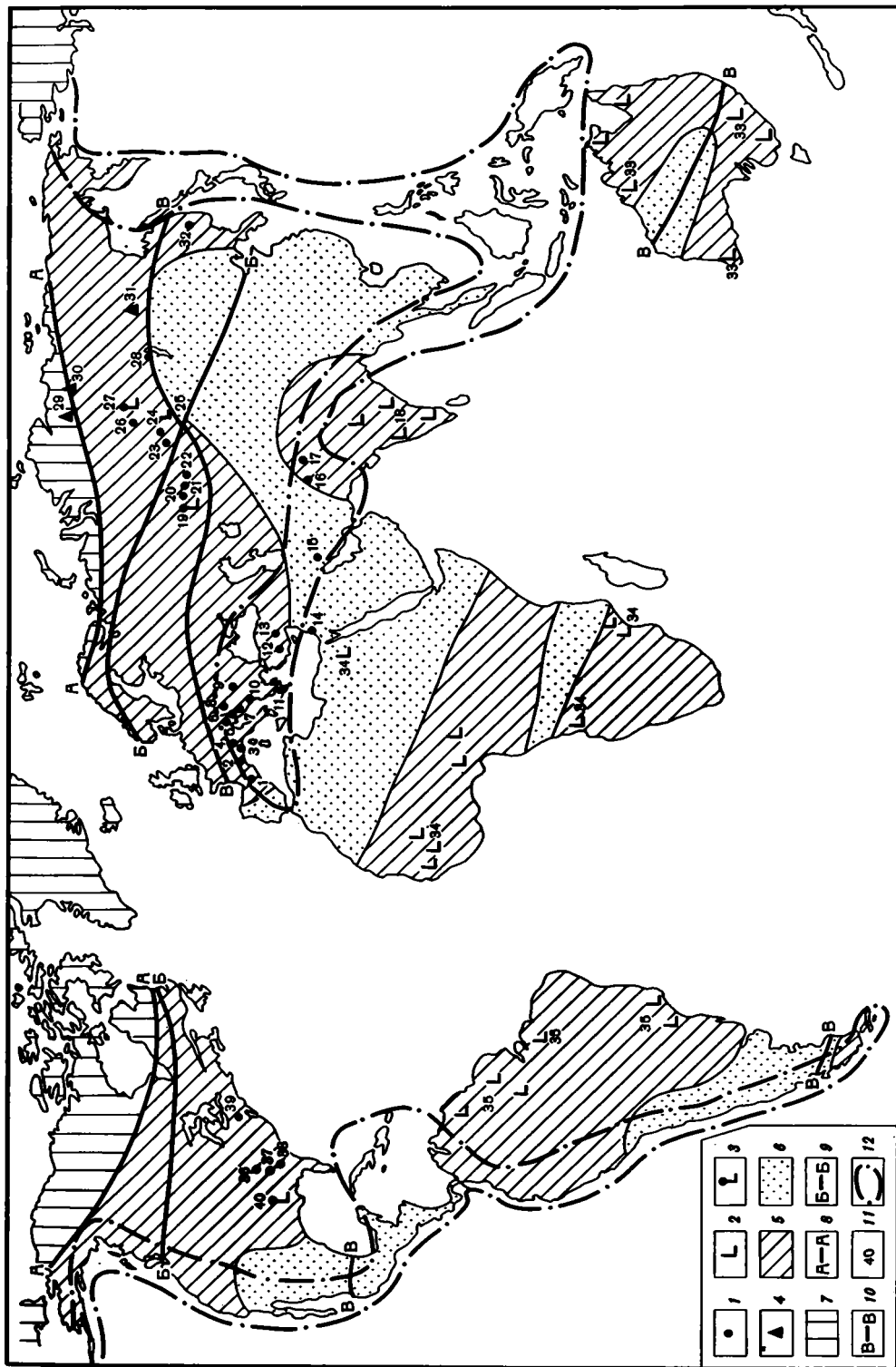
На схеме (рис. 45) показано современное распространение остатков позднемеловой—эоценовой поверхности выравнивания в пределах азиатской части СССР. В ее основу положены упомянутые публикации [90, 156] с внесением уточнений. Возраст интересующей нас поверхности выравнивания, первоначально датированной авторами карты мел-палеогеном, в заключительной публикации [156, с. 333] дается в более узком диапазоне (поздний мел—эоцен), что и принято в схеме. Кроме того, с учетом наших исследований в Казахстане и окружающих районах она разделена на существенно денудационную (с рядом сравнительно небольших впадин, выполненных маастрихт-среднеэоценовыми континентальными отложениями, которые из-за мелкого масштаба на ней не показаны) и существенно аккумулятивную (с преобладанием нижекайнозойских морских отложений, накопившихся в древних Туранском и Западно-Сибирском морях). Уточнен также и возраст основной (наиболее широко развитой) денудационной поверхности выравнивания Казахстана и Алтая. По мнению В.Ю. Малиновского и С.К. Горелова [90, 156, с. 121—141, 351], она имеет здесь триас-раннеюрский возраст, а реликты более молодой, позднемеловой—эоценовой занимают сравнительно небольшие площади. Наши исследования позволяют утверждать обратное: основную часть современного денудационного рельефа характеризуемой территории слагают останцы самой молодой, маастрихт-среднеэоценовой поверхности выравнивания, а триас-раннеюрская сохранилась локально.

С.К. Горелов и В.Ю. Малиновский для подтверждения своих датировок приводят факт перекрытия поверхностей выравнивания и фиксирующих их кор выветривания Центрального Казахстана отложениями эоцена, позднего мела и ранней юры. И так как самыми древними перекрывающими отложениями оказались раннеюрские, возраст кор выветривания и соответственно поверхностей выравнивания определен как триас-раннеюрский. Но эти же факты также могут свидетельствовать и о существовании в районе разновозрастных поверхностей выравнивания: 1) доэоценовой или раннекайнозойской; 2) тяготеющей к основанию позднего мела; 3) триас-раннеюрской. В пользу существования здесь (помимо раннемезозойского) более молодых этапов выравнивания рельефа и корообразования служит широкое развитие в позднемеловых и раннекайнозойских отложениях продуктов перемыва древних кор выветривания — зрелых по составу кварц-каолиновых либо каолинит-бокситовых пород [24, 30, 80, 83, 85].

К.В. Никифорова [140], рассматривая вопрос о возрасте каолиновой коры выветривания, венчающей поверхность выравнивания Центрального Казахстана, справедливо отмечает, что основная ее часть образовалась здесь в начале третичного времени: "Возможно, что кое-где сохранилась и более древняя, но уже сильно измененная наложенными процессами последующего третичного выветривания. В основном же, принимая во внимание неоднократные поднятия указанных территорий, в послееюрское время древняя мезозойская кора выветривания, видимо, была уничтожена размывом".

Анализ многочисленных геологических данных подтверждает вывод К.В. Никифоровой и позволяет нам распространить его на другие районы Казахстана и прилегающие площади Средней Азии и Южной Сибири.

Остатки раннемезозойского пенеплена и кор выветривания могли сохраниться лишь там, где они были перекрыты юрскими отложениями, защитившими их от размыва. Но большая часть наследуемых областей денудации (Алтай, Казах-



ский щит, Северный Тянь-Шань) не была покрыта чехлом юрских отложений, что не позволяет выделять здесь большие площади развития реликтового ранне-мезозойского рельефа. Так как последний крупный межрегиональный этап крайнего затухания тектонических движений и выравнивания рельефа датируется на территории Северо-Западной Азии маастрихтом—средним эоценом [68, 69], тот же возраст имеет и основная денудационная поверхность выравнивания этого района. Вслед за другими геологами мы считаем, что при проявлении в регионе разновозрастных этапов полного выравнивания рельефа и корообразования в областях унаследованной денудации может сохраниться лишь самая молодая поверхность выравнивания (в нашем случае маастрихт-среднеэоценовая). Реликты более древних поверхностей (если они местами и остались) сливаются в этом случае с более молодыми, преобразуясь гипергенными процессами в единую новообразованную поверхность. Точка зрения о поздне меловом—раннекайнозойском возрасте поверхности выравнивания на западе Азиатского материка поддерживается многими геологами. На крайнем западе (в районах Орского Урала и Зауралья) эту поверхность выравнивания (вместе с каолиновыми корами выветривания) охарактеризовали В.В. Гудошников и др. [55]. Здесь же широко развиты и продукты ее размыва — нижне-среднепалеогеновые отложения, имеющие исключительно зрелый состав.

В.И. Бгатов, В.П. Казаринов, А.Н. Шилкин [9] и другие остатки поздне меловой—эоценовой поверхности выравнивания прослеживают как четко выраженный уровень в горах Урала, Восточного Казахстана, Алтая, Саян. Для позднего мела—раннего кайнозоя Западной Сибири и ее обрамлений, по данным В.П. Казаринова [83, 85], В.П. Казаринова и Ю.П. Казанского [30], наиболее интенсивными эпохами выветривания являлись сантон-кампанская и эоценовая или палеоэоценовая. Некоторое уменьшение степени зрелости осадков в маастрихте—дании указывает на усиление тектонической активности в это время. Вместе с тем В.П. Казаринов отмечает, что в течение конца мела — эоцена процессы выветривания протекали с высокой интенсивностью, что способствовало накоплению весьма сходных по составу и достаточно зрелых осадков. Е.В. Шумилова [227] также отмечает пассивный тектонический режим, господствовавший в Западно-Сибирской низменности в палеоэоцене и эоцене, и некоторое слабое оживление тектонических движений в маастрихте и дании.

В Восточной Сибири остатки поздне меловой—палеоэоценовой поверхности выравнивания занимают огромные пространства (см. рис. 45). Часто на ней встречаются остатки чехла каолиновой, местами латеритной коры выветривания. В эрозионно-тектонических впадинах, карстовых депрессиях фиксируются продукты перемыва этих кор.

На юге Восточной Сибири поздне меловые—раннекайнозойские или раннекайнозойские коры выветривания слагают синхронную по возрасту поверхность выравнивания на Алтае, в Предалтайских равнинах, Алтае-Саянской области и описаны здесь многими геологами [57, 64, 100, 228 и др.]. В Предалтайских равнинах с их перемывом в маастрихте—эоцене связано, по данным О.М. Адаменко, И.Г. Зальцмана и др., образование зрелых по составу пород ганькинской, сымской, талицкой, люлинворской морских свит общей мощностью 150—200 м.

Рис. 44. Схематическая карта местонахождений маастрихт-эоценовых бокситов. Отдельные месторождения или их группы (по данным [2, 8, 24, 86, 89, 116, 142, 157, 216]). Положение раннекайнозойских латеритных бокситов Индии (18), Австралии (33), Африки (34), Южной Америки (35) дано на основе публикаций [8, рис. 177; 2; 157]

1 — осадочные; 2 — латеритные; 3 — латеритно-осадочные; 4 — проявления латеритных бокситов (в Северной Сибири). Климатические палеозоны в эоцене, по А.Б. Ронову и А.Н. Балуховскому [172]: 5 — жаркая гумидная (экваториальная и тропическо-субтропическая); 6 — жаркая аридная; 7 — умеренная гумидная; 8—10 — положение границы между гумидной жаркой и умеренной палеозонами: 8 — в эоцене, 9 — в палеоэоцене, 10 — в маастрихте; 11 — номер месторождения, проявления бокситов или их групп; 12 — области преимущественно кайнозойской складчатости с выступами более древних платформ

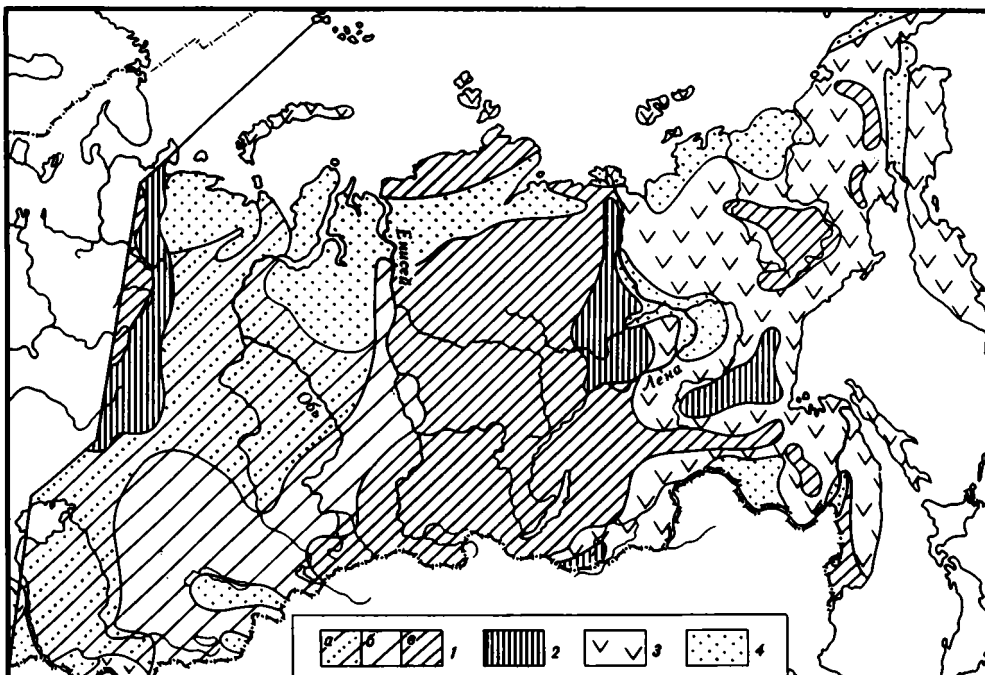


Рис. 45. Схема проявления позднемелового—эоценового этапа выравнивания рельефа и формирования коры выветривания в азиатской части СССР (составлена на основе публикаций [90, 156, с. 351], с изменениями и уточнениями)

1—4 — площади предполагаемого развития поверхностей выравнивания и корообразования: 1 — позднемелового—эоценового возраста: а, б — по материалам В.С. Ерофеева, Ю.Г. Цеховского [68, 69] в Северо-Западной Азии (а — аккумулятивных с преобладанием морских отложений, б — преимущественно денудационных с участками континентального осадконакопления), в — по материалам публикаций [90, 156] (преимущественно денудационных с участками континентального осадконакопления), 2 — юрско-мелового и более древнего возраста, 3 — неогенового возраста (поверхности неполного выравнивания), 4 — площади активного формирования плейстоценовых аккумулятивных равнин

В Горном Алтае им соответствуют зрелые континентальные отложения маастрихт-эоценовых карачумской и талдыдюргунской свит мощностью до 90—100 м [66, 68]. Восточнее позднемеловые—раннекайнозойские коры выветривания описаны также для Саяно-Байкальского нагорья [86] и юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (В.Н. Мазилов и др., 1972; Н.А. Логачев и др., 1977 г.). С их переывом связано обогащение кварц-каолиновыми минералами танхойской свиты, датируемой верхами эоцена—нижним плиоценом.

К северу от Алтае-Саянской горной области остатки позднемеловых—раннекайнозойских каолиновых или латеритных кор выветривания широко развиты во многих районах южной, центральной и северной частей Сибирской платформы [13, 86, 90, 101, 184]; нередко здесь же встречаются и зрелые по составу продукты их переыва.

В пределах Енисейского кряжа и в прилегающих районах Западно-Сибирской плиты отложения маастрихта—эоцена представлены [13, 105, 148 и др.] кварцево-каолиновыми либо каолинит-бокситовыми толщами (см. рис. 43, VI), выделяемыми в составе континентальных антибесской и сымской свит дания, дат-палеоэоценовой мурожинской свиты и верхней части большекетской (се-нонской) общей мощностью до 300 м. В пределах южной части Сибирской платформы мел-палеогеновые осадочные бокситоносные толщи мощностью до 100—200 м известны в бассейнах рек Ангара и Подкаменной Тунгуски [184].

Во впадинах Западного Прибайкалья (см. рис. 43, VII) характеризующиеся отложения общей мощностью 200—410 м [86] выделяются в составе песчано-глинистой толщи маастрихта, датско-нижнеэоценовой колсахайской свиты и нижней под-свиты среднеэоценовой каменской свиты. В двух последних наряду с широким развитием кварц-каолинового материала присутствуют бокситы. Большинство месторождений бокситов (см. рис. 44), связанных с размывом кор выветривания, формировались здесь вплоть до среднего эоцена, хотя в редуцированном виде их образование могло продолжаться и дальше.

На западе Сибирской платформы, в бассейнах рек Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгуски и других, в современных отложениях присутствует [184 и др.] множество латеритных обломков мел-палеогеновых кор выветривания, ранее здесь широко развитых, но впоследствии уничтоженных эрозией.

На севере Сибирской платформы реликты позднемиоценовых эоценовых поверхностей выравнивания и кор выветривания прослеживаются (см. рис. 45) вплоть до побережья Северного Ледовитого океана (п-ов Таймыр, устье р. Хатанги). На северо-востоке Сибирской платформы площадь распространения остатков позднемиоценовой—эоценовой поверхности выравнивания (см. рис. 45) резко сокращается, но ее следы фиксируются здесь в Приангарье, в восточной части Тунгусской синеклизы, на Витимско-Патомском нагорье [104, 216, 219]. Это находки каолиновых либо латеритных (см. рис. 44) кор выветривания, датированных—палеогеном или мелом—палеогеном, в верховьях р. Марха, в приустьевой части р. Линде, в нижнем течении р. Вилюй, в бассейне рек Котуй, Маймеч, Анабар и др. Палеогеновые отложения — продукты размыва данных кор выветривания — имеют зрелый кварц-каолиновый состав и установлены [219] в районе междуречья Мархи—Тюнга, на водоразделе рек Большой и Малой Куонамки, в бассейне среднего течения р. Оленек и др. Поэтому можно предположить, что этап затухания тектонической активности и выравнивания рельефа на рубеже мела и палеогена проявился и на северо-востоке Сибирской платформы, но его следы в большинстве случаев были уничтожены при последующей активизации тектонических движений.

Таким образом, на западе азиатской части СССР, в пределах внутриконтинентальной стабильной области (платформы с домезозойской складчатостью), этап ослабления тектонической активности на рубеже мела и палеогена зафиксирован в разных тектонических структурах: плитах, щитах и их активизированных участках (эпиплатформенных орогенах). Он выразился развитием в пределах денудационного рельефа поверхности выравнивания с чехлом коры выветривания, а в областях аккумуляции — в накоплении продуктов ее перемыва (маломощных, преимущественно тонкообломочных терригенных или биогенно-хемогенных отложений, зрелых по составу).

Далее рассмотрим данные по восточным районам Азии — тихоокеанской активной окраине континента (области мезозойской и кайнозойской складчатости с блоками более древних платформ). В южной части восточноазиатских районов СССР маастрихт-эоценовая история развития фиксируется по коррелятным осадкам ряда впадин. На западе этой территории, в Верхнезейской и Зейско-Буреинской впадинах, интересующая нас часть разреза представлена (см. рис. 43, VIII) цагайской (маастрихт-датской), кивдинской (датско-палеоэоценовой) и райчихинской (палеоэоцен-эоценовой) свитами [17, 22, 27, 36], имеющими мощности соответственно 550, 75 и 40 м. Это сероцветные толщи песков, алевроитов, глин с прослоями галечников, местами углей. В низах кивдинской свиты нередко развиты полузрелые, местами зрелые по составу породы (линзы кварцевых песков и каолиновых глин).

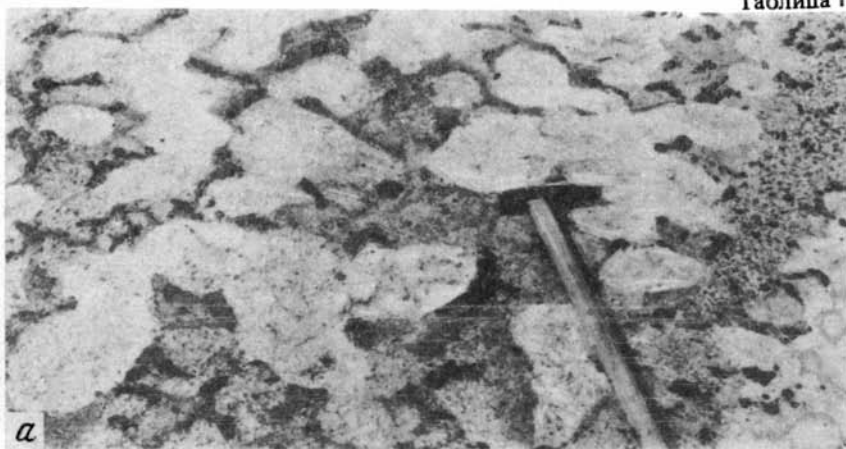
Восточнее, во впадинах Центрального Приамурья и Приморья, строение верхнемиоценовых—нижнекайнозойских отложений меняется. По мере приближения к области мезозойско-кайнозойской складчатости на рубеже мела и палеогена

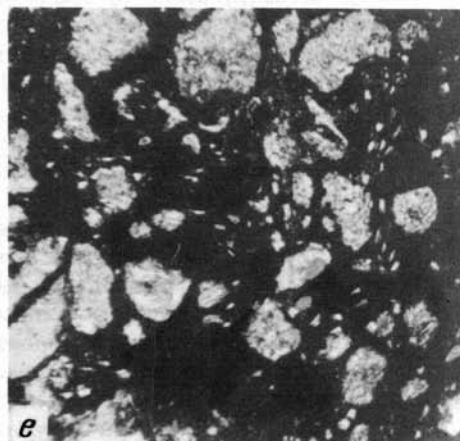
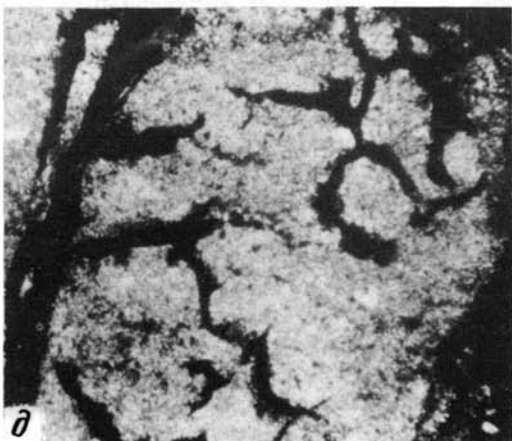
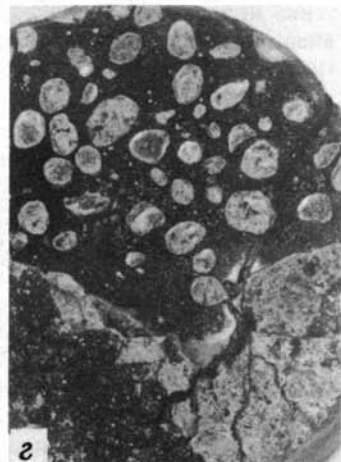
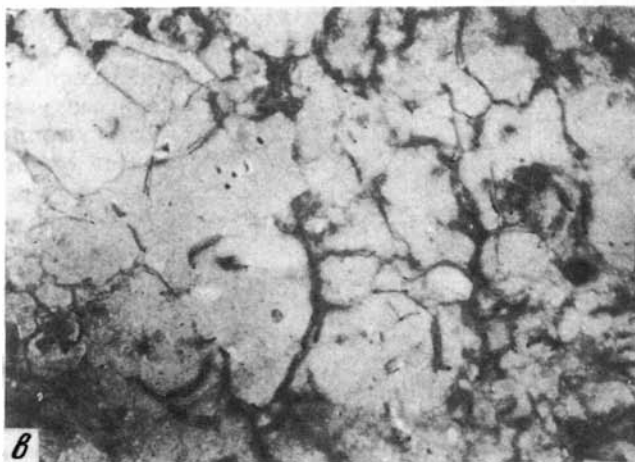
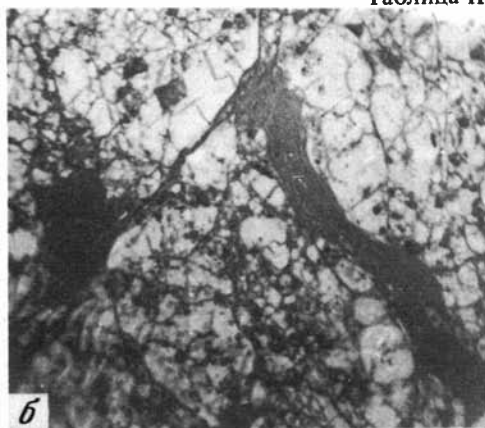
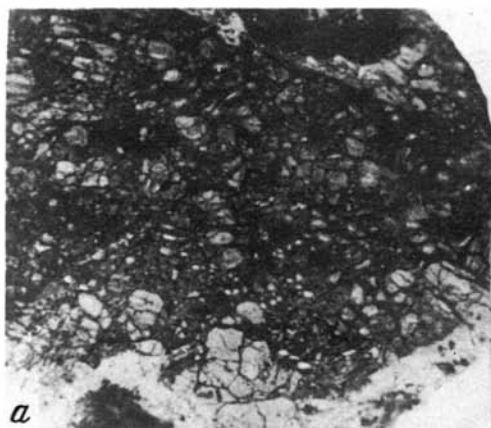
усиливались тектонические движения и вулканическая деятельность, формировались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород (см. рис. 43, IX). Например, во впадинах Приамурья [36] отложения маастрихта—даниа (верхи больбинской, татаркинской, маломихайловской, тахобинской и других свит мощностью до 1000—1500 м) представлены преимущественно лавами, туфами, туфобрекчиями и др. В верхней, палеоцен-эоценовой части разреза Среднеамурской впадины [22, 27, 36] имеются два основных типа разреза. Первый сложен преимущественно вулканогенными породами мощностью свыше 2000 м (самаргинская, кузнецовская и другие свиты). В составе вторых доминируют осадочные толщи (нижняя безугольная подсвита чернореченской свиты: терригенные, терригенно-углистые, нередко грубообломочные мощностью 640 м). Это преимущественно незрелые по составу осадки [22] с включением отдельных горизонтов зрелых, обогащенных кварцем и каолинитом пород (в средней и верхней частях безугольной подсвиты чернореченской свиты).

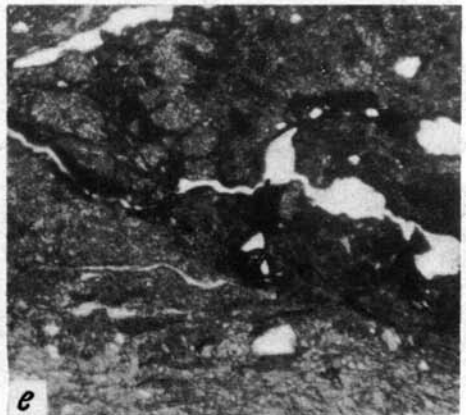
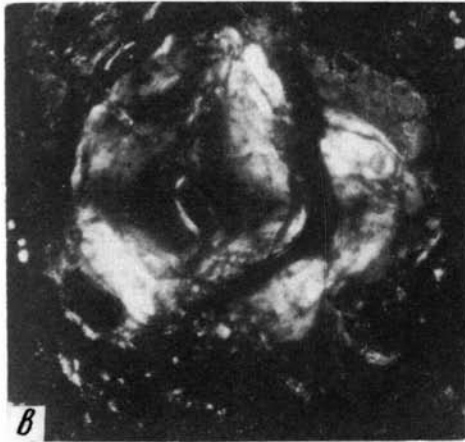
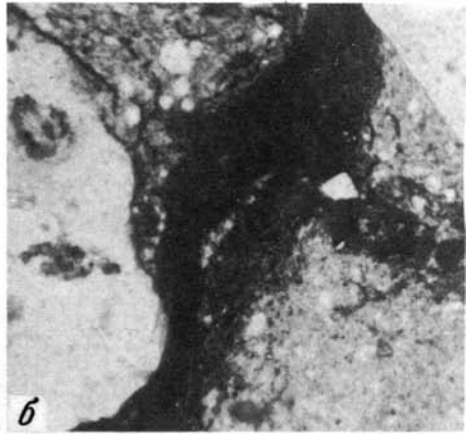
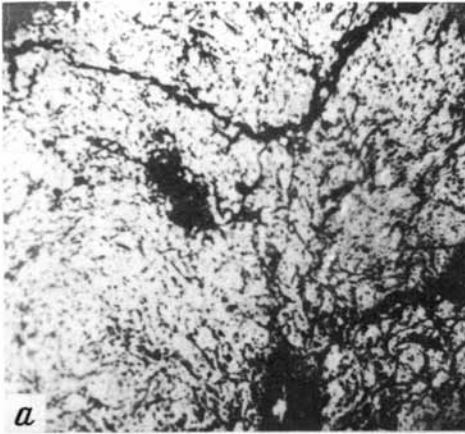
Еще восточнее, в пределах Приморья и Восточного Приамурья [38], состав маастрихт-датских отложений преимущественно вулканогенный, реже вулканогенно-осадочный (верхние части приморской, дорофеевской, монастырской свит, сияновской толщи и др.). Их мощность достигает 2000 м. В палеоцене и эоцене здесь продолжалась активная вулканическая деятельность [22, 27, 38] и накапливались (см. рис. 43, X) в основном толщи эффузивов (самаргинская, кузнецовская, новопосятская, богопольская и другие свиты) мощностью до 1000—2000 м. В то же время объем углисто-терригенных осадочных толщ нижнего кайнозоя по сравнению с более западными районами сокращается. Они образуют отдельные пачки в вулканогенных породах (например, в тадушинской свите палеоцена) или самостоятельные толщи (например, майтунская свита нижнего—среднего эоцена мощностью до 420 м в Южном Приморье). Зрелый обломочный материал в этих отложениях, как правило, уже не обнаруживается.

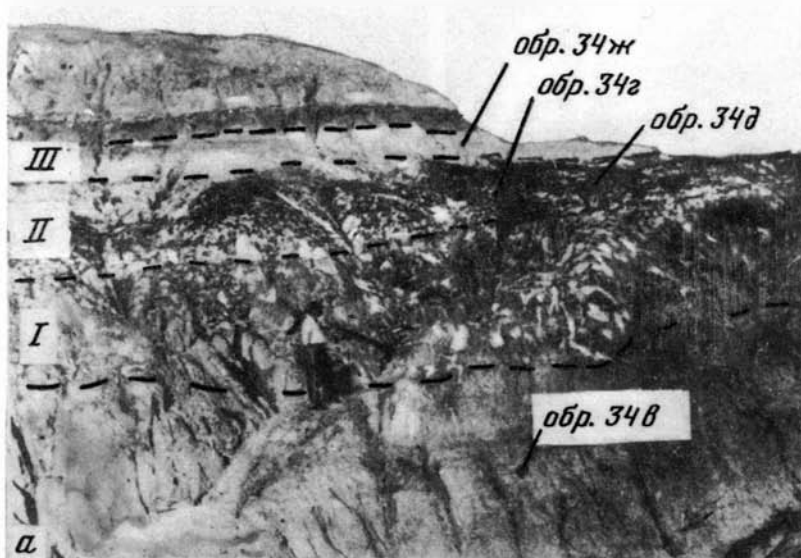
Таким образом, на востоке Азиатского материка на рубеже мела и палеогена усиливается тектоническая активность (особенно в Восточном Приамурье и Приморье). В центральных же и западных районах этой территории (Амурско-Зейская и Среднеамурская впадины) все еще отчетливо фиксируются [22, 27] зрелые осадки — индикаторы этапа затухания тектонических движений и осадки поверхности выравнивания (см. рис. 45) с корой выветривания (хребты Становой, Бурейнский, Сихотэ-Алинь и др.). В раннем кайнозое здесь местами формировались и латеритные коры выветривания с осадочными бокситами (южные отроги хребта Сихотэ-Алинь), датируемые мелом—палеогеном [89, 142]. Так как в рассматриваемом районе зрелые осадки этапа затухания тектонических движений фиксируются лишь в палеоэоценовой части разреза и отсутствуют в позднемеловых отложениях, возраст его определяется не древнее палеоэоцена (или даниа—палеоэоцена). Далее на восток, в Восточном Приморье и Нижнем Приамурье, в маастрихте—эоцене какие-либо индикаторы этапа затухания тектонических движений совсем не встречаются, а характер осадконакопления свидетельствует в пользу активного тектонического режима: здесь в это время накапливаются преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи большой мощности (до 4500 м).

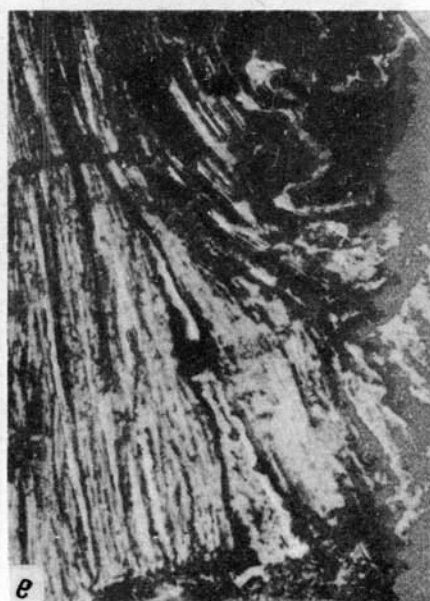
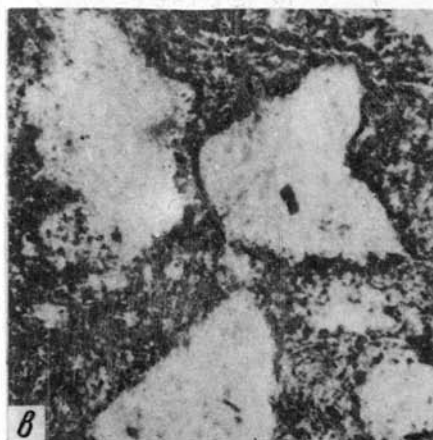
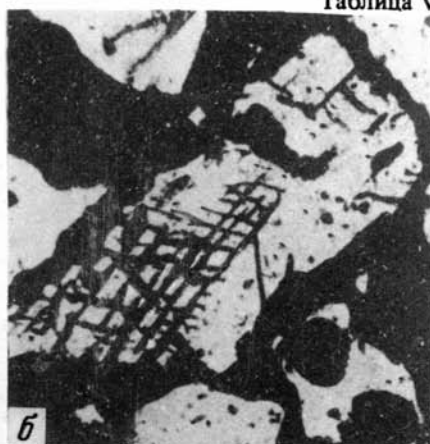
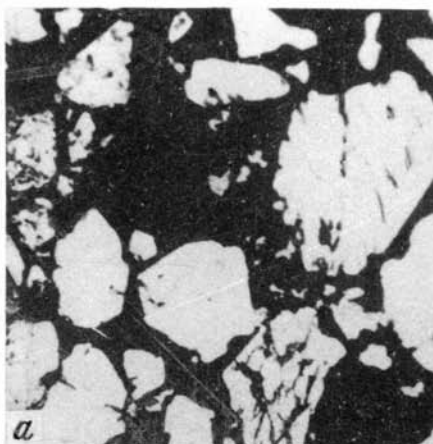
Активный тектонический режим господствовал и на самой восточной окраине Азии, в зоне кайнозойской складчатости (о-ов Сахалин, п-ов Камчатка и др.), где в это время формировались мощные континентальные или морские толщи осадочных или вулканогенно-осадочных пород, незрелых по составу (часто граувакковых), нередко грубообломочных (см. рис. 43, XI) [11, 37, 39, 149, 215]. В их составе чередуются песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, местами угли, прослои туфов, туффитов. На Сахалине это верхняя часть краснойяковской и березовской свит верхнего мела, а также каменная и нижнедуйская свиты палеогена общей мощностью до 2000 м, сложенные терригенными и вулканогенными породами в меловой части разреза и преимущест-

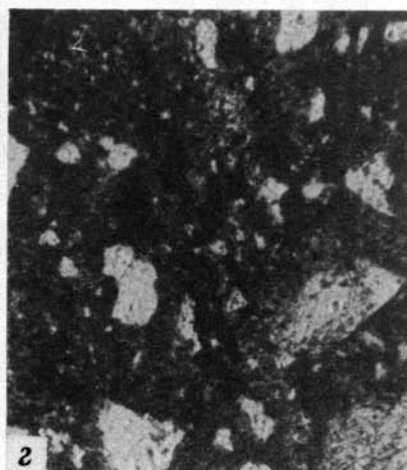
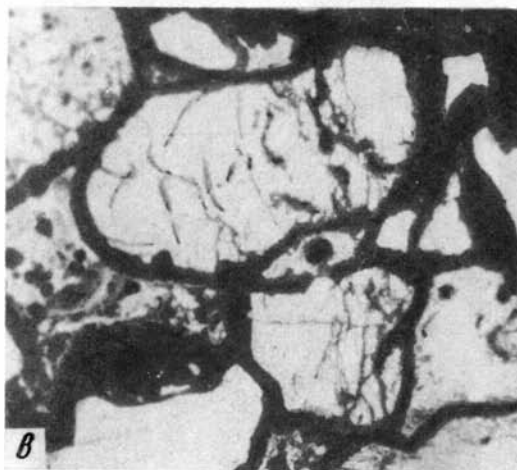


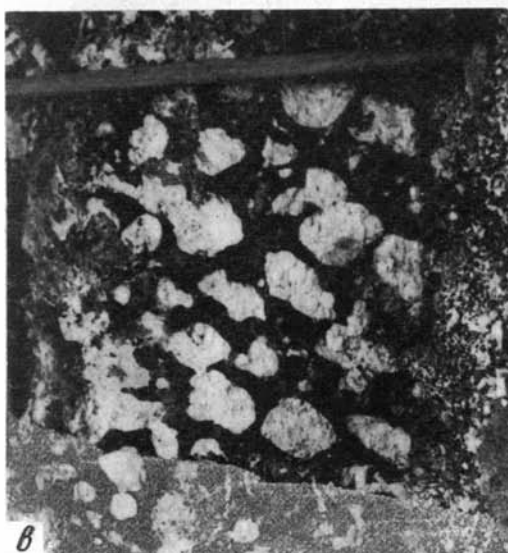


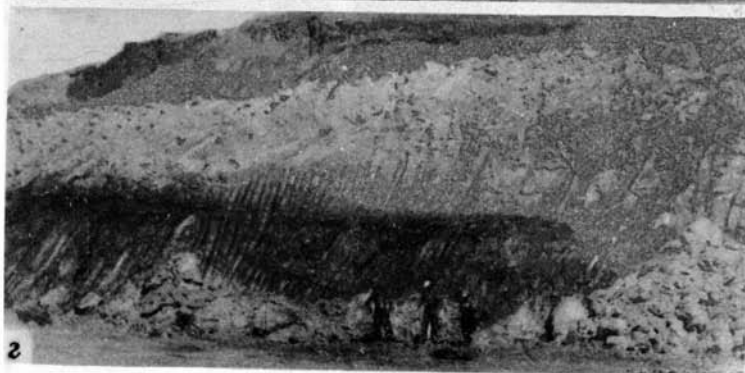
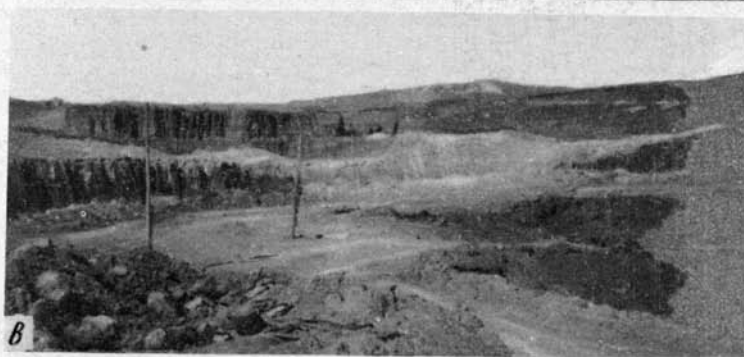
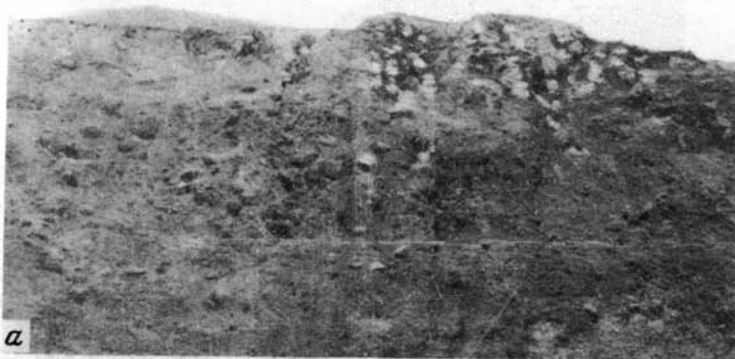


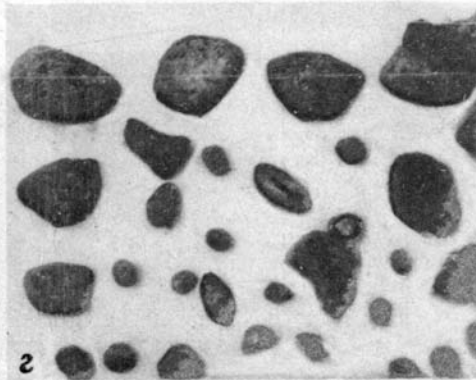
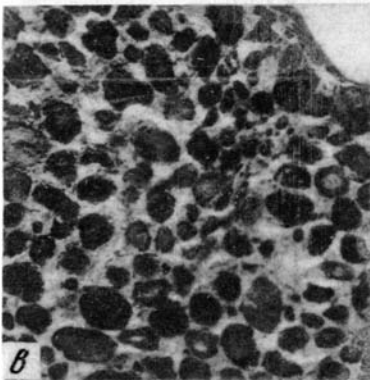
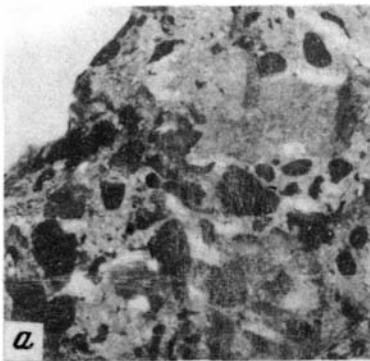


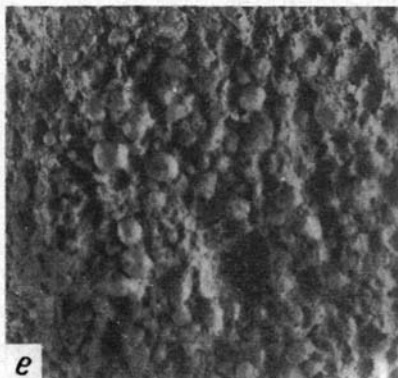
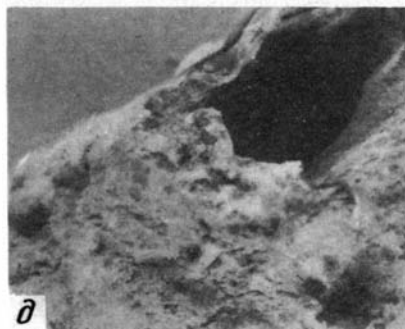
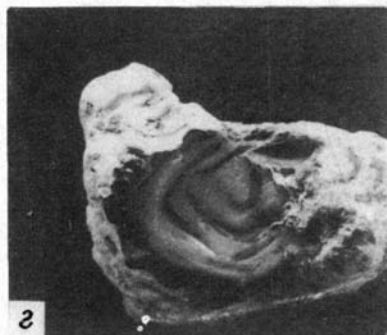
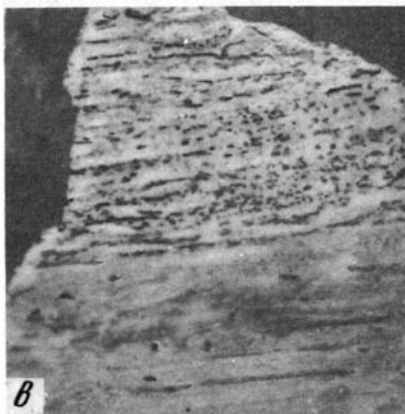
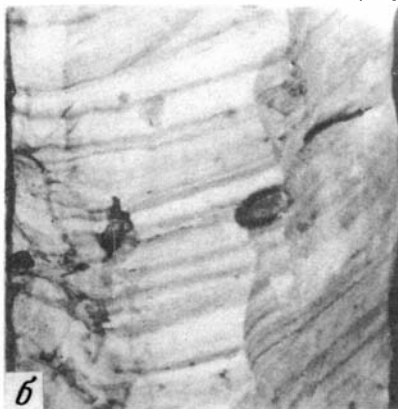


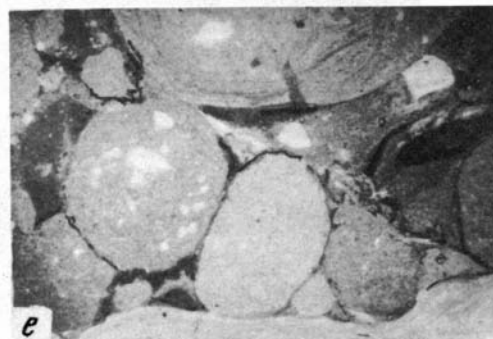
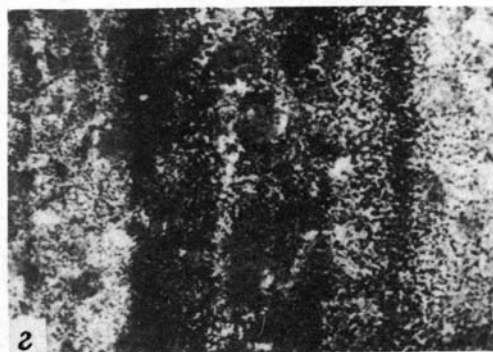
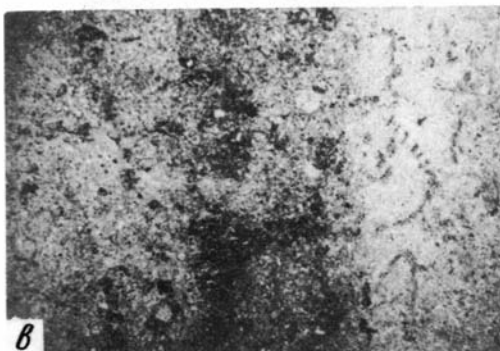
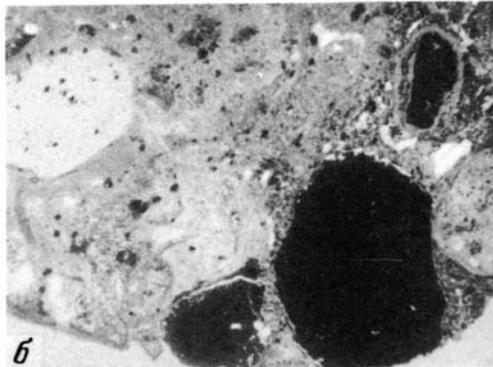
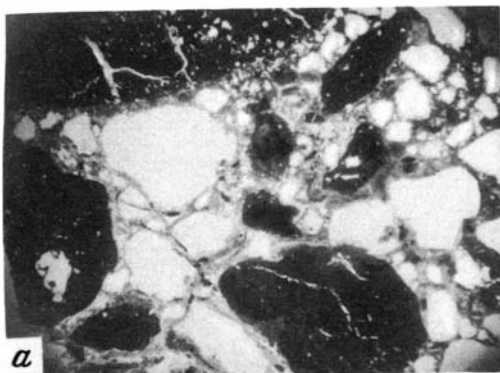


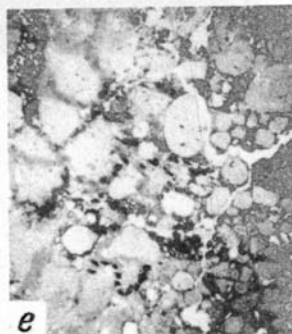
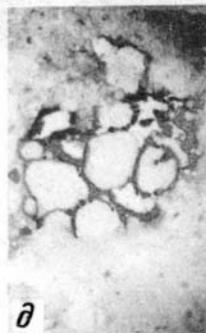


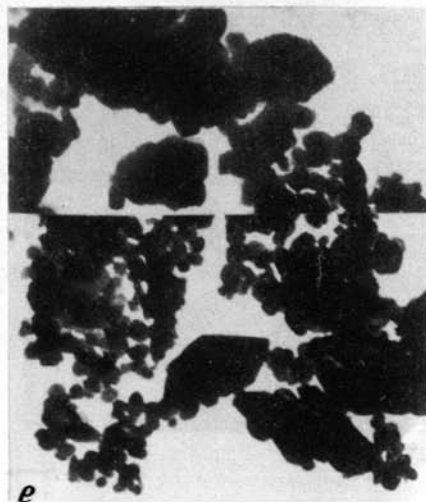
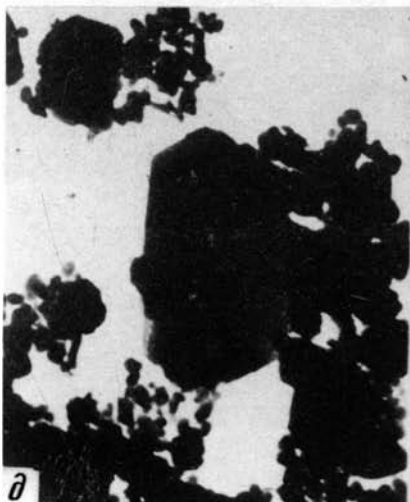
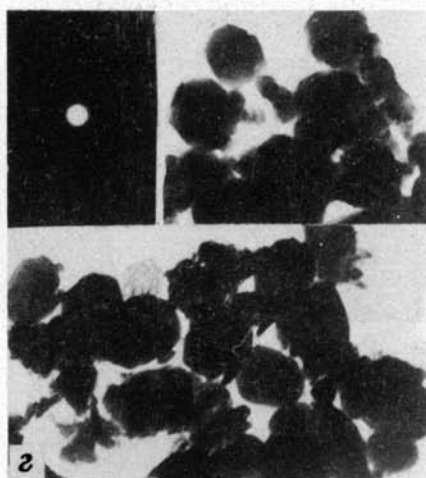
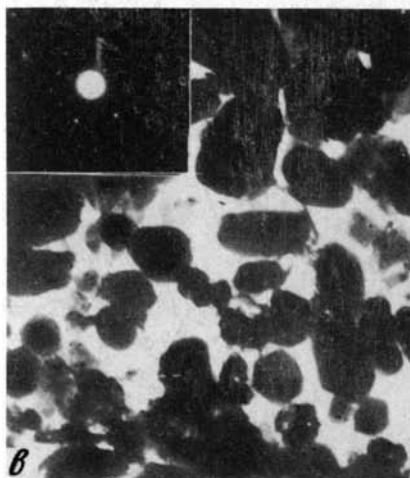
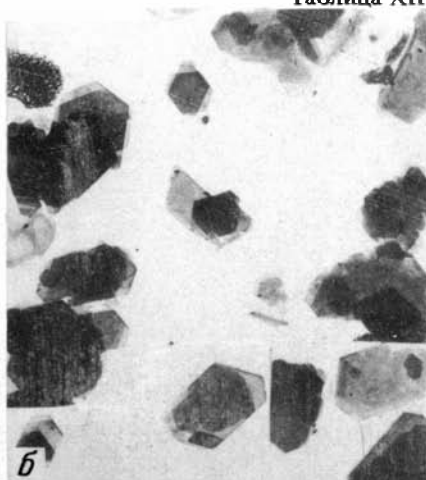
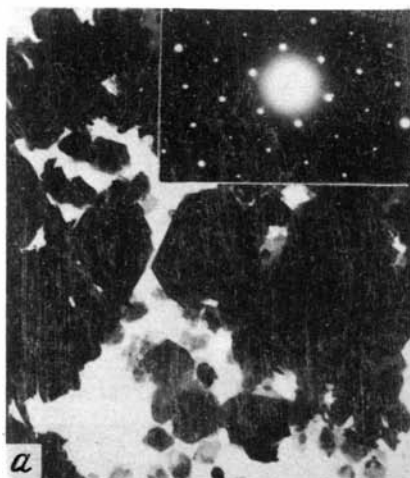


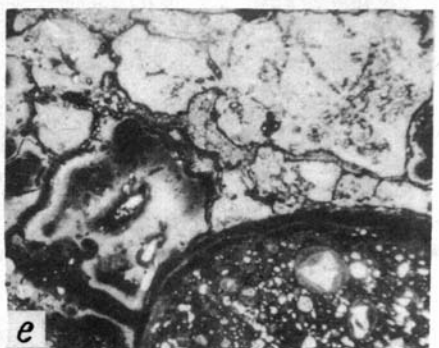
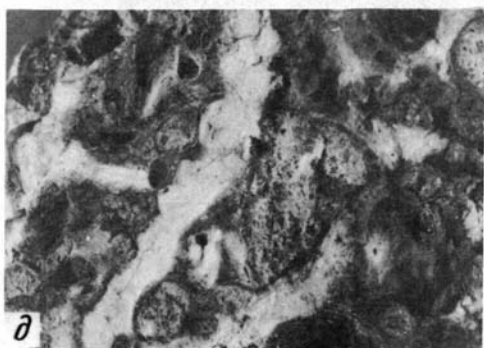
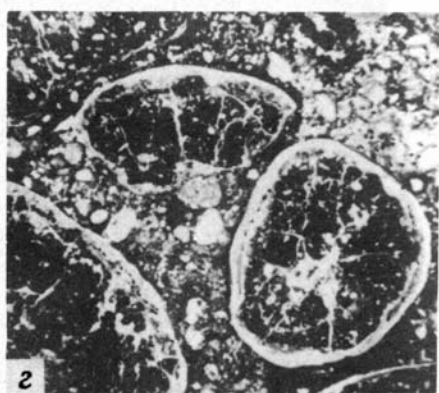
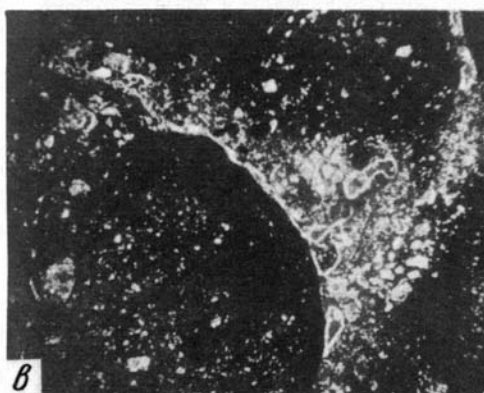
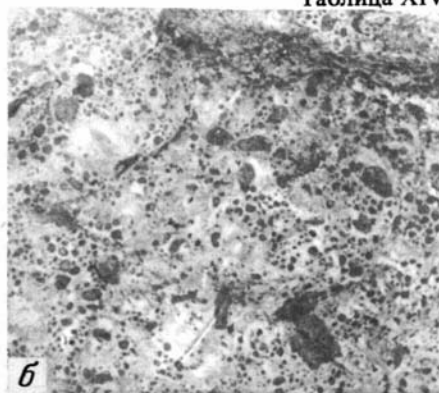
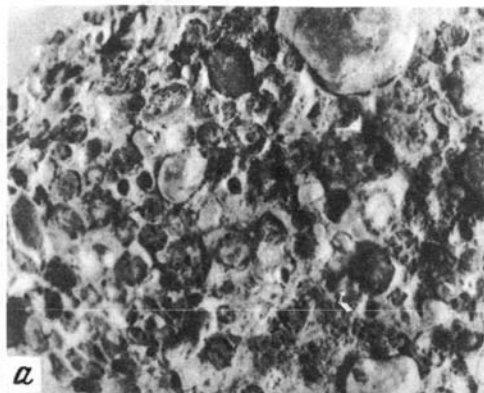


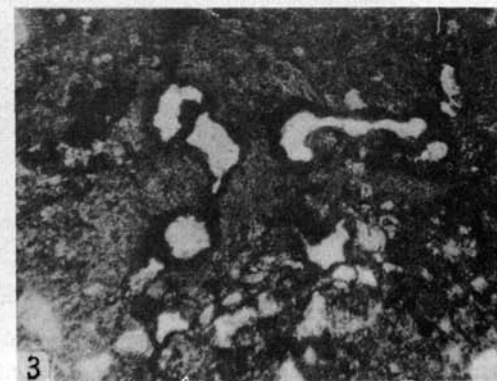
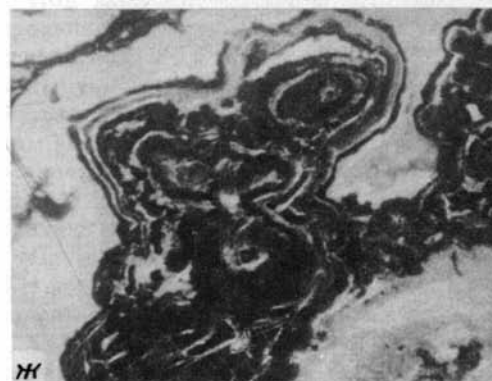
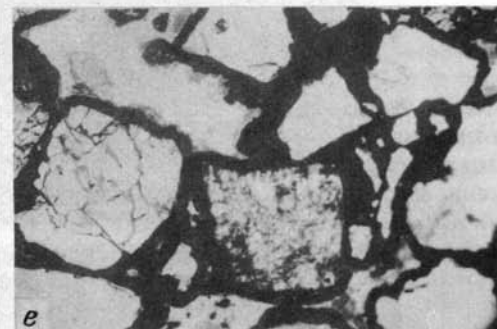
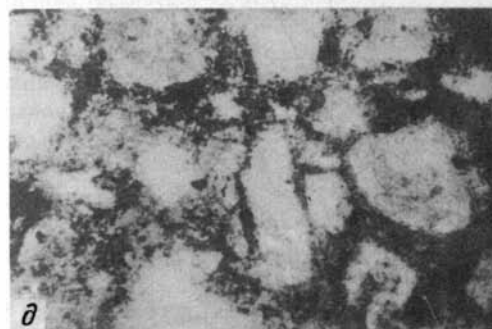
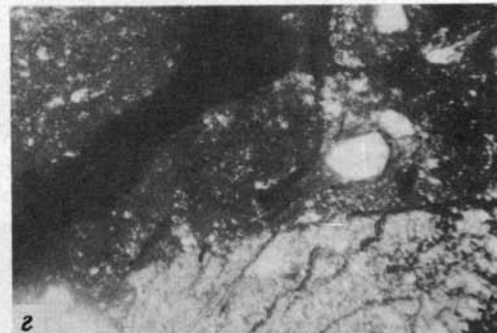
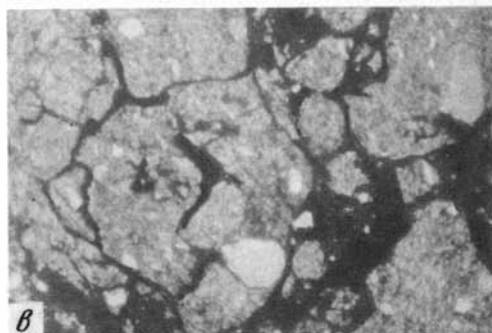
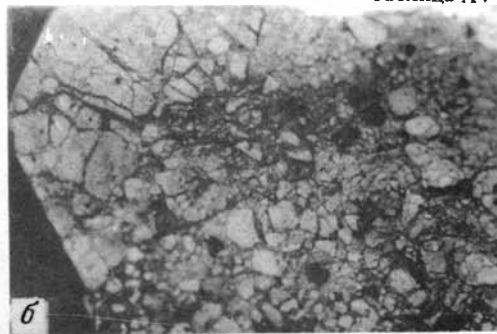














венно терригенными, терригенно-угленосными в палеогеновой. На Камчатке они выделяются в составе верхней подсвиты веселовской и пиллалваямской свит маастрихта и хулгунской, напанской и нижней части снатольской свит дания—палеоцен—эоцена общей мощностью около 3—4 тыс. м. В позднемеловых осадочных толщах этих районов часто встречаются прослои туфов, туффитов; в разрезах ниже-среднепалеогеновых отложений доминируют осадочные (терригенные, угленосные) парагенезы пород.

На севере Восточной Азии картина проявления этапа тектонической стабилизации принципиально не отличается от таковой рассмотренных южных районов. На западе территории в области мезозойской складчатости он хорошо выражен, у восточных же побережий, при приближении к областям кайнозойской складчатости, затухает. Реликты позднемеловой—раннекайнозойской поверхности выравнивания с остатками кор выветривания мощностью до 50 м развиты (см. рис. 45) в ряде участков Верхояно-Чукотской горной области [156]. Здесь же в основании кайнозоя [7] описаны зрелые по составу продукты их перемыва (например, в линденской свите). Авторы отмечают, что начиная с датского века Верхояно-Чукотская горная страна подвергалась денудационному выравниванию в условиях снижения тектонической активности, что сопровождалось интенсивным каолиновым выветриванием. В Охотско-Чукотском горном поясе (на границе с областью кайнозойской складчатости) выравнивание рельефа и корообразование протекало лишь на отдельных участках и прерывалось слабыми излияниями базальтов. Таким образом, в раннем кайнозое этап ослабления тектонических движений и выравнивания распространился и на Северо-Восток СССР, хотя здесь имелись и активные участки с расчлененным рельефом [7]. Их количество, вероятно, увеличивалось в восточном направлении.

Индикаторы затухания тектонической деятельности на рубеже мела и палеогена ярко представлены и в зарубежных районах Азии. Поверхности выравнивания раннекайнозойского возраста широко развиты в Монголии [95], где они выделяются под названием Монгольского или Хангайского пенеплена. В.Ф. Шувалов и Е.В. Девяткин [43, с. 211—230] установили, что на территории Монголии в позднем мелу и палеогене тектонические движения, близкие к платформенным, привели к образованию поверхности денудационного выравнивания. В условиях аридного или семиаридного климата от сеномана до эоцена здесь накапливались преимущественно тонкообломочные осадки небольшой мощности (первые сотни метров), красноцветные. Временами отмечались проявления вулканизма. В раннем олигоцене здесь уже фиксируется тектоническая активизация.

Под данным Л. Кинга [95], этап раннекайнозойского выравнивания рельефа проявился также на юге и юго-востоке Азии. В Китае в это время формируется пенеплен Бей-Тай, в Индии — пенеплены с латеритным покровом, слагающие большую часть основных поверхностей Сингалезского и Деканского плато. Возраст большинства латерит-бокситов Индии нередко датируется палеоцен-эоценом [2, 8 и др.]; с их перемывом связано образование палеоцен-нижнеэоценовых осадочных бокситов Кашмира и Джамму (см. рис. 44). Вместе с тем существует мнение [181] о продолжении образования латеритных бокситов Индии и в более поздние эпохи.

На юге и юго-западе Азии (см. рис. 44) с характеризуемой эпохой связано [8] формирование осадочных бокситов Пакистана (палеоцен), Турции (ранний эоцен) и, возможно, Ирана и Израиля (поздний мел, без уточнения).

Таким образом, в конце позднего мела—раннем кайнозое этап затухания тектонических движений фиксируется на огромных пространствах Азиатского материка. На западе территории, во внутриконтинентальной стабильной области с домезозойской складчатостью, он повсеместно характеризуется крайне пассивным тектоническим режимом: в зонах денудации в это время происходит формирование поверхности с мощными покровами кор выветривания. В областях

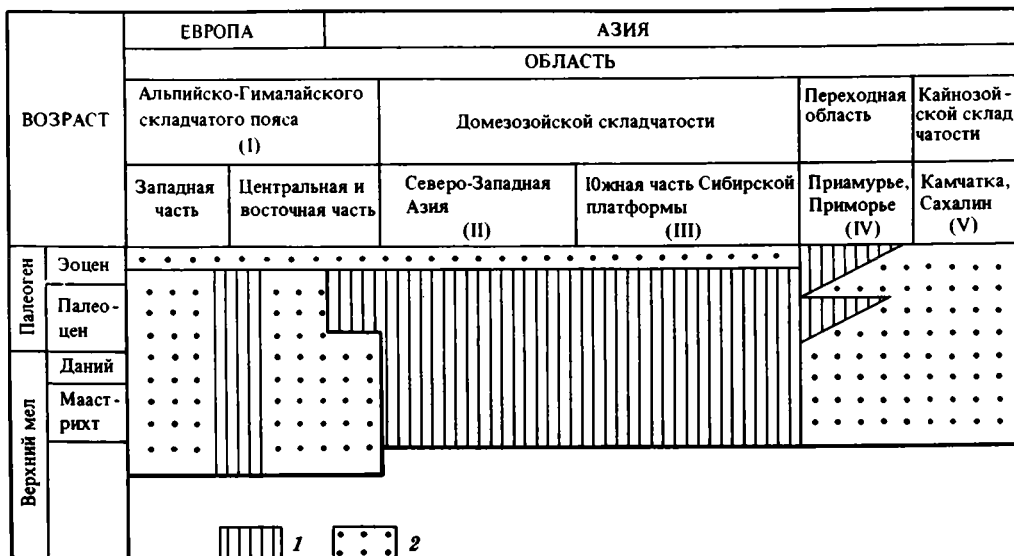


Рис. 46. Схема пространственной и временной локализации этапа затухания тектонической активности на границе мела и палеогена в Евразии

1, 2 — тектоническая активность: 1 — затухание, 2 — активизация. Построена с использованием публикаций: I — [42, 77, 120, 131]; II — [68, 69]; III — [13, 85, 105, 156]; IV — [22, 27, 36, 38, 156]; V — [11, 37, 39, 132, 156, 191]

аккумуляции синхронно накапливаются маломощные (до 200—300 м), преимущественно тонкие, зрелые по составу осадки (см. рис. 43, I—VIII): красноцветные парагенезы пород на суше и обогащенные органогенно-хемогенными илами в морях.

В Восточной Азии, в пределах тихоокеанской активной окраины континента (области мезозойско-кайнозойской складчатости с выступами древних платформ) по сравнению с ее западными частями палеогеографическая обстановка меняется, что отразилось и на характере осадконакопления (см. рис. 43, IX, X): здесь формируются мощные толщи (до 3000—5000 м) сероцветных терригенных, обогащенных грубообломочным материалом, обычно незрелых по составу осадочных (угленосно-терригенных) или вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В большинстве случаев они накапливались при наличии расчлененных денудационных ландшафтов (вплоть до горных). В то же время на западе территории отмечены и кратковременные этапы выравнивания рельефа, охватывавшие значительные площади и отразившиеся в ряде разрезов палеоцена и эоцена толщ зрелых по составу осадков, в наличии древних поверхностей выравнивания и кор выветривания. Однако участки с ослабленным тектоническим режимом и выровненным денудационным рельефом нередко сменялись расчлененными и горными ландшафтами, где проявлялись активные тектонические движения. Следует подчеркнуть, что длительность этапа затухания тектонической активности в восточной части Азиатского материка по сравнению с его западными районами уменьшалась. Индикаторы этапа фиксируются здесь зрелым составом осадков лишь в отдельных частях палеоцен-эоценовых разрезов и совсем не устанавливаются в позднем мелу. Но и в Восточной Азии в небольшие отрезки времени раннего кайнозоя поверхности выравнивания и коры выветривания занимали огромные площади, прослеживаясь от южных обрамлений материка до северной его окраины, а в восточном направлении иногда достигали Тихоокеанского побережья.

Лишь на самом крайнем востоке Азии, в областях кайнозойской складчатости, следы этапа ослабления тектонических движений на рубеже мела и палеогена полностью отсутствуют. И напротив, в это время здесь активно проявилась ларамийская фаза тектогенеза, сопровождавшаяся формированием расчлененного (местами горного) рельефа и накоплением во впадинах континента и в прилегающих морях мощных толщ вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных горных пород с частыми включениями грубообломочных отложений, граувакковых по составу (см. рис. 43, XI). Эти активные тектонические движения фиксируются вдоль всей восточной и юго-восточной окраины Азии [132, 191 и др.]. Они сопровождались здесь крупными горизонтальными перемещениями пластин континентальной и океанической коры, надвигами, проявлениями вулканизма и пр.

Таким образом, затухание тектонических движений и выравнивание рельефа на рубеже мела и палеогена, проявившиеся на огромных площадях внутриконтинентальной стабильной области Азиатского материка, повсеместно ослабевают в пределах тихоокеанской активной окраины вплоть до полного исчезновения в областях кайнозойской складчатости. В этом же направлении фиксируется также сужение диапазона времени его проявления (рис. 46) от маастрихта—среднего эоцена на западе до отдельных узких отрезков времени палеоэоцена или эоцена на востоке.

ПРОЯВЛЕНИЕ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО ЭТАПА ОСЛАБЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ДРУГИХ КОНТИНЕНТАХ

Охарактеризованный в Азии на рубеже мела и палеогена этап стабилизации тектонических движений фиксируется геологами на всех континентах Земли (исключая Антарктиду из-за ее плохой изученности).

В последующем кратком обзоре данных по различным континентам остановимся лишь на доказательствах выявления самого факта наличия здесь описываемого события и на оценке общей его масштабности (не затрагивая особенностей и деталей его проявления).

На Африканском континенте останцы раннекайнозойской (африканской) поверхности выравнивания, по данным Л. Кинга [95, рис. 119], занимают значительные площади современного рельефа. Лучше всего она сохранилась в южных и западных частях континента, обычно покрыта образованиями коры выветривания и нередко бронируется латеритным элювием (см. рис. 44). С.Т. Акаемов, М.В. Пастухова и др. [2] подчеркивают приуроченность многих латеритных бокситов Африки к этой поверхности и приводят доказательства широкого проявления процессов латеритизации в позднем мелу—эоцене (с максимумом в эоцене). Они отмечают, что начиная с датского века наступил тектонический покой, уменьшилась роль механической денудации. Минеральный состав верхнемеловых пород свидетельствует о начавшихся с этого времени процессах химического выветривания в областях денудации. Тонкие зрелые или полузрелые по составу континентальные осадки, обогащенные кварцем, каолинитом, нередко с обломками латеритного состава, местами окремненные, формировались в это время во многих впадинах Африканской суши. Одновременно сокращалось поступление терригенного вещества в прилегающие моря, где накапливались преимущественно хемогенно-биогенные осадки (известковистые, мергелистые, местами кремнистые, фосфатные). В составе терригенных разностей доминирует кварц, иногда встречаются обломки латеритов.

Палеогеографическая карта эоценовой эпохи, приведенная С.Т. Акаемовым и др. [2, с. 69], служит прекрасной иллюстрацией сказанного выше. Важно отметить, что в палеогеографической обстановке и характере осадконакопления на рубеже мела и палеогена для охарактеризованных районов Северо-Западной Азии и Аф-

рики (см. рис. 2) имеется много сходного: 1) пассивный тектонический режим, способствующий выравниванию денудационных пространств и формированию покровов латеритно-каолиновых кор выветривания; 2) накопление в областях континентальной аккумуляции тонких, преимущественно зрелых по составу осадков — кварцево-каолиновых (местами окремненных) или каолинит-бокситовых; 3) резкое сокращение объема терригенного вещества во внутриконтинентальных морях. Преобладание хемогенно-биогенных (известковистых, мергелистых, кремнистых) или тонких, зрелых по составу терригенных, преимущественно глинистых осадков; 4) близость возрастных датировок этапа затухания тектонических движений в платформенных частях, начавшихся в самом конце позднего мела (маастрихте или дании) и завершившихся во второй половине эоцена.

Особенности тектонического развития отдельных районов Африки на рубеже мела и палеогена, способствовавшие медленным сводовым поднятиям денудационного рельефа и формированию африканской поверхности выравнивания, рассмотрены в ряде публикаций [103, 165, 179].

Этап пассивного тектонического режима на территории Африки завершился в конце эоцена — начале олигоцена, когда произошли поднятие материка, резкое врезание речной сети, регрессия моря, накопление песчано-глинистых и песчаных осадков, преимущественно полимиктовых по составу.

В Австралии останцы раннекайнозойской (австралийской) поверхности выравнивания широко развиты во всех штатах [95]. Она хорошо представлена, например, в районах Восточного нагорья, Западного плато и др. [129] и нередко бронируется железистыми, латеритными или кремнистыми корами. Л. Кинг [95] считает, что в раннем кайнозое австралийская поверхность была распространена практически по всему матерiku. К ней приурочено (см. рис. 44) большинство месторождений латеритных бокситов (Гов, Кимберли, Дарлинг-Рейндж и др.), возраст которых определяется как мел-третичный [157] или, точнее, позднемеловой — эоценовый [2, 8, 129, 239].

В Южной Америке реликты раннекайнозойской (суламерийской) денудационной поверхности выравнивания, по данным Л. Кинга [95], встречаются на обширной восточной (платформенной) части континента (от р. Амазонки до Патагонии включительно). На севере материка эта поверхность выражена слабее, но все же фиксируется в Колумбии и Венесуэле. Суламерийская поверхность Южной Америки служила основой для формирования современного рельефа. С венчающей ее корой выветривания связано большинство месторождений элювиальных бокситов Суринама, Гайаны, Гвианы (см. рис. 44), датированных поздним мелом — эоценом [2, 8], что использовано для составления схемы. Но существует мнение [182] и о преобладающем послеплиоценовом возрасте этих бокситов.

В Северной Америке останцы раннекайнозойской (шулийской) поверхности выравнивания [95] широко развиты на территории Аппалачей, Великих равнин и др. Эта поверхность распространена почти повсеместно в северо-восточной части континента и на прилегающей к ней островной суше (вплоть до Южной Гренландии). С перемывом покрывающих ее латеритных кор выветривания связаны многочисленные месторождения палеоцен-нижнеэоценовых осадочных бокситов западных районов США (см. рис. 44).

В Северной и Южной Америке отмеченные выше индикаторы этапа затухания тектонических движений фиксируются в стабильных древних платформенных областях центральной и восточной частей континентов. На активных окраинах западной части этих материков (в областях мезозойско-кайнозойской складчатости и прилегающих участков более древних активизированных платформ) эти индикаторы исчезают. Здесь на рубеже мела и палеогена проявилась ларамийская фаза тектогенеза, сопровождавшаяся орогенезом, вулканизмом, складчатостью, накапливались незрелые по составу терригенные или вулканогенные толщи большой мощности (часто до нескольких тысяч метров), с широким раз-

витием грубообломочных пород (А. Ирдли, 1954 г.; П.Н. Кропоткин, Н.А. Шахарстова, 1965 г., и др.).

На Кубе в маастрихте и эоцене также фиксируется эпоха мощного корообразования и отложения этого времени нередко переполнены перемытыми продуктами коры выветривания [18]. Можно предположить, что это связано с этапом стабилизации тектонической деятельности на островах Карибского бассейна.

В Европе характеризуемый этап ослабления тектонической активности широко фиксируется как в восточных, так и в западных ее районах [90, 95, 156]. Наибольший интерес представляют материалы по Западной Европе, где рассматриваемая эпоха проявилась на севере (платформа с палеозойской складчатостью) и юге (Альпийский складчатый пояс). Остатки раннекайнозойской поверхности выравнивания широко развиты на территории Испании, Франции, Британии, Германии, Скандинавии. С размывом латеритных кор выветривания, бронировавших эту поверхность, по данным Д. Бардошши [8], связано образование многочисленных месторождений осадочных бокситов (см. рис. 44): Испании (палеоцен), Франции (сенон—даний), Румынии (сенон), Венгрии (сенон, палеоцен, нижний и средний эоцен), Югославии (сенон, палеоцен, средний эоцен), Болгарии (сеноман, нижний и средний эоцен), Албании (нижний и средний эоцен), Греции (средний эоцен).

Стабилизация тектонической деятельности в позднем мелу—среднем эоцене сказалась на характере осадконакопления в Средиземноморье [77]. Вдоль северного обрамления Африканской платформы и примыкающей к ней альпийской зоны складчатости в большинстве районов преобладали спокойные обстановки осадконакопления и формировались преимущественно хемогенно-биогенные (известковисто-мергелистые), местами терригенные (в основном глинистые) осадки мощностью до 600—1000 м. В конце эоцена здесь фиксируется этап активизации тектонических движений [77], что отразилось в появлении несогласия между осадочными комплексами и привело к увеличению роли терригенных компонентов в составе морских отложений, к регрессии моря и накоплению мощных грубообломочных толщ.

Рассматривая особенности бокситонакопления в Альпийской орогенной области Средиземноморья, Д. Бардошши [8] подчеркивает, что их массовое образование происходило в эпохи слабой тектонической активности, тяготело к их относительно стабильным участкам и сопровождалось накоплением в морях органогенно-хемогенных известковистых осадков.

Палеотектонические исследования М.Г. Леонова [120] свидетельствуют о затухании тектонических движений на рубеже мела и палеогена в пределах всего Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Из приведенной в его работе схемы распространения олистостромов (индикаторов активного тектонического режима) видно, что рубеж мела и палеогена резко выделяется здесь в мезозойско-кайнозойской геологической истории региона (рис. 47): на время от верхов позднего мела до среднего эоцена приходится их минимальное развитие. Причем в средне-верхнепалеоценовых и ниже-среднеэоценовых отложениях эти образования совсем не встречены, а в верхнемеловых—нижнепалеоценовых они отсутствуют в западных районах (от Пиренеев до Австрийских Альп) и появляются в центральных и восточных районах (Динариды, Карпаты, Турция, Иран, Оман, Гималаи).

В Альпийско-Гималайском складчатом поясе в рассматриваемую эпоху участки, где фиксировались ослабления тектонической деятельности (относительно стабильные зоны), сменялись зонами активных прогибаний. Примером последних служат Карпаты, где в маастрихте — среднем эоцене накапливались толщи терригенного флиша мощностью в несколько тысяч метров, которые местами замещались гравелит-конгломератами [42]. Мощные толщи терригенного или кар-

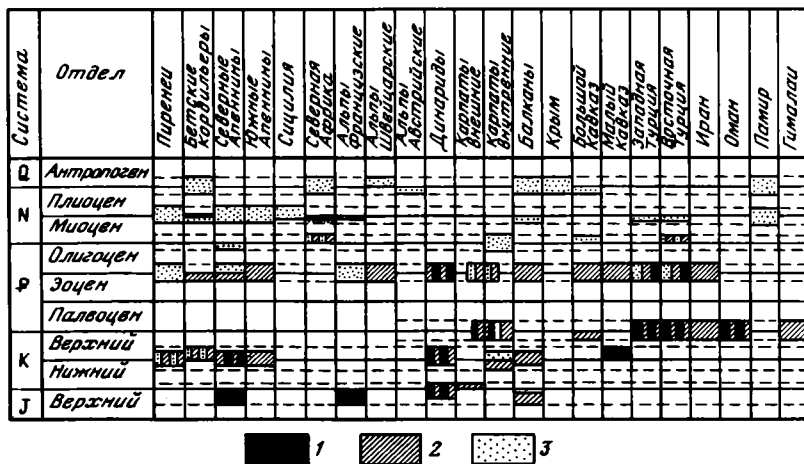


Рис. 47. Схема пространственно-временного размещения олистостромов в Альпийской складчатой области (по данным М.Г. Леонова [120, с. 97])

1—3 — олистостромы: 1 — офиолитовые и офиолито-класитовые, 2 — связанные с флишем, 3 — связанные с молассой

бонатного флиша формировались в это же время в ряде районов Альп, Аппенин, Пиренеев и др. [131].

На территории Европы (в отличие от Азии) характеризуемый этап затухания тектонических движений на рубеже мела и палеогена проявился не только в стабильных платформенных областях материков, но и на их активной окраине, в пределах многих районов Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Подобно Азиатскому матерiku, здесь устанавливается сокращение продолжительности этапа, который датируется в западных районах пояса верхами позднего мела — средним эоценом, а на его востоке — средним палеоценом — средним эоценом.

Таким образом, затухание тектонических движений и выравнивание рельефа в позднем мелу — раннем кайнозое проявлялись на огромных пространствах Земли и носили трансконтинентальный характер. Вопрос о длительности рассматриваемого этапа, точном времени его проявления в различных регионах и континентах Земли решался геологами с применением целого ряда методических приемов, и поэтому их мнения не всегда совпадают. Нередко из-за слабой насыщенности континентальных толщ палеонтологическими остатками эти датировки даются в широком диапазоне (например, мел-палеоген, поздний мел-палеоген, или ранний кайнозой, и т.п.). В тех же районах, где стратиграфия континентальных толщ хорошо разработана, разные авторы часто называют весьма близкие датировки. При этом положение во времени верхней возрастной границы характеризуемого этапа мало изменяется и обычно определяется концом эоцена или средним эоценом (Северо-Западная Азия, Северо-Восточная Азия, Монголия, Африка и др.).

Напротив, нижняя возрастная граница этапа испытывает заметное скольжение. В Альпийско-Гималайском складчатом поясе ее положение в пределах верхов позднего мела точно не определяется, но в большинстве случаев она датируется в Евразии не древнее маастрихта с возможным заходом в верхи кампана (районы Северо-Западной Азии, юга Сибирской платформы). В единичных случаях она опускается в Монголии [43] до сеномана. Однако не исключено, что в Монголии маастрихт-эоценовый этап затухания тектонических движений объединен с более древними подобными же этапами, которые фиксируются многими авторами в западных районах Азии, где они отделены друг от друга сравнительно кратко-

временными интервалами некоторого оживления тектонической деятельности. В итоговой схеме (см. рис. 46) показано пространственное и временное положение этапа затухания тектонических движений в различных структурных областях Евразии.

За пределами Евразии точное положение нижней возрастной границы описываемого события в пределах позднего мела обычно не фиксируется. Правда, для Африки [2] отмечается наступление тектонического покоя начиная с датского времени. В Австралии этап завершения образования древнего пенеплена ограничивается самым началом кайнозоя (месторождения латерит-бокситов Кимберли, Джоклиник и др. [157, с. 120]).

Для Северной Америки эта граница находится в самом конце позднего мела или в начале кайнозоя, что подтверждается накоплением осадочных бокситов начиная с палеоцена [8]. На Кубе эпоха мощного химического выветривания датируется маастрихтом и эоценом.

В целом для разных континентов представляется, что наиболее достоверным является маастрихт-среднеэоценовый возраст этапа снижения тектонической активности с возможным заходом в верхи кампана или скольжением нижней границы до второй половины палеоцена — начала эоцена и соответственно с сужением его временного интервала. По мнению Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина [121], скольжение датировок глобальных событий в разных регионах Земли в пределах определенного возрастного интервала — явление вполне естественное.

Хотя для большинства континентов полная характеристика изучаемого события, выявление точных площадей проявления — задача дальнейших исследований, уже сейчас, на начальных стадиях его познания, намечаются некоторые общие закономерности. Было установлено, что ослабление тектонической деятельности наиболее ярко наблюдается в стабильных участках континентов — на платформах с домезозойской складчатостью. Например, в Северо-Западной Азии оно фиксируется как в тектонически стабильных участках (плиты, щиты), так и в активизированных (эпиplatformенные орогены).

Достаточно четко событие фиксируется также и в некоторых тектонически активных областях (например, в ряде районов Альпийского складчатого пояса), где нередко можно видеть те же его индикаторы, что и в стабильных частях континента. В то же время в маастрихте—эоцене в пределах подвижных складчатых областей нередко сохранялись участки с активной тектонической деятельностью. Это, например, районы Тихоокеанского и ряд участков Альпийского складчатых поясов, где проявлялась ларамийская фаза тектогенеза.

К ВЫЯВЛЕНИЮ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО ЭТАПА ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА В МОРСКИХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Рассматривая маастрихт-среднеэоценовый этап тектонической стабилизации на различных континентах Земли, мы почти не касались обширных ее районов с морским и океаническим осадконакоплением (за исключением прилегающих к суше участков внутриконтинентальных морей). При последующих работах решению этих вопросов следует уделить специальное внимание. Однако уже сейчас имеются данные, свидетельствующие о возможности фиксации характеризуемого события в морских и океанических областях. Например, ранее отмечалось, что в маастрихт-среднеэоценовых морях, омывающих пенепленизированную сушу в Северо-Западной Азии и Африке, накапливались маломощные, преимущественно хемогенно-органогенные осадки (карбонатные, кремнистые) или тонкие существенно глинистые илы, иногда содержащие линзы зрелых кварцево-глауко-

нитовых песков. В этом отношении очень важны выводы геологов, непосредственно изучавших морские и океанические отложения.

А.П. Лисицын и др. [35] для позднемелового—палеоценового этапа океанического осадконакопления отмечают своеобразие состава осадков, различия в характере древних процессов седименто- и литогенеза по сравнению со средне-позднекайнозойским временем. В это время резко ослабевает океаническая терригенная седиментация и большое развитие получает биогенная (преимущественно карбонатная). Как подчеркивают авторы упомянутой работы, это настоящее "царство карбонатных отложений", причем карбонатные породы часто почти не содержат терригенной примеси (содержание CaCO_3 нередко составляет 98%). Для этого же времени характерными являются минимальные скорости осадконакопления и минимальные значения абсолютных масс накопившегося терригенного и карбонатного материала. Кроме того, на палеоцен приходится максимальное распространение перерывов осадконакоплений за всю историю развития океанов (около 80—90% кернов глубоководного бурения содержат следы перерывов осадконакопления в палеоцене).

Выводы А.П. Лисицына и других тесно перекликаются с результатами исследований А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, А.Н. Балуховского [173]. По их данным, рубеж мела и палеогена отразился в резком сокращении скоростей денудации суши, общих объемов накопившихся отложений и скоростей осадконакопления на суше, в морях и океанах. При этом минимальное значение этих величин в течение всей мезозойско-кайнозойской истории приходится на палеоцен. Отмечается также широкое развитие карбонатных формаций и сокращение терригенных. Для объяснения данных особенностей осадкообразования позднемеловой—палеоценовой эпох А.П. Лисицын с соавторами приводит следующие причины: сокращение площади водосборов (материковой суши), обусловленное интенсивной трансгрессией моря (в позднем мелу около 55% современной суши было покрыто морем), более теплый климат, отсутствие оледенений, географические особенности положения древней суши (преимущественно в зонах с умеренным и аридным климатом и небольших частей — с экваториальным), блокировка океанов системой островных дуг морей.

Вместе с тем существовала, на наш взгляд, еще одна, не менее важная, а возможно, и определяющая причина — затухание активности тектонических движений, выравнивание и понижение огромных пространств суши в пределах всех континентов. Данная равнинная суша, мало приподнятая над уровнем моря и покрытая чехлом коры выветривания, способствовала поступлению в окружающие моря и океаны крайне малых масс вещества, причем в его составе резко возрастала роль продуктов химического разрушения горных пород и сокращалась роль продуктов физического выветривания. Это хорошо согласуется с сокращением в океанах площадей накопления терригенного материала и с осадждением преимущественно хомогенно-биогенных, существенно карбонатных, местами кремнистых илов. С подобных позиций легко объяснимы низкие общие скорости осадконакопления в океанических бассейнах, наличие многочисленных перерывов осадконакопления, дефицит терригенного материала в составе океанических карбонатов. Это же согласуется с выводами о закономерностях древнего осадконакопления в ряде районов Атлантического океана (П.П. Тимофеев и др. [164]). Верхнемеловые и палеогеновые отложения были охарактеризованы по скважинам в Западной и Северной Атлантике на различных структурах-поднятиях (366 — Сьерра-Леоне; 367, 368 — у о-вов Зеленого Мыса; 369 — на континентальном склоне Западной Сахары; 370 — в глубоководной впадине Марокко; 400—402 — в Бискайском заливе). Для кампан-среднеэоценового осадконакопления отмечается сокращение поступления терригенного материала в осадки для скв. 369, расположенной на континентальном склоне Северо-Западной Африки [164, с. 19]. Из разрезов, приведенных авторами, видно, что кампан-среднеэоценовые от-

ложения обычно отличаются от подстилающих (апт-сантонских) и перекрывающих (позднеэоцен-олигоценовых) пород более высоким содержанием органично-хемогенной составляющей (карбонатной, кремнистой) и сокращением терригенной (песчаной, алевроитовой, глинистой) в одних скважинах (366, 369, 370, 400, 402) либо более тонким ее составом — в других (скв. 368, 367). Лишь в скв. 401 отмеченные выше закономерности не наблюдаются — здесь карбонатно-кремнистые породы слагают весь ее разрез, от юры до плейстоцена включительно.

Своеобразие истории геологического развития северо-западной части Атлантического океана на рубеже мела и палеогена выразилось, по данным И.О. Мурдмаа и др. [34], в появлении здесь определенных осадочных формаций, прослеженных от Срединно-Атлантического хребта до континентальных окраин Северной Америки. Среди них наряду с карбонатной формацией древних континентальных окраин и Срединно-Атлантического хребта широко представлена пестроцветная глинистая формация (развитая в пределах древнего ложа океана и в восточной части континентальных окраин). Она наиболее типична для кампан-маастрихтских отложений, хотя нередко ее низы имеют и более древний возраст. В ряде регионов (равнина Сом, горы Новой Англии) она отмечается и в раннекайнозойских (палеоценовых) отложениях. В других регионах характеризующей территории на долю палеоцена и нижней половины эоцена приходятся перерывы осадконакопления либо фиксируется накопление карбонатных и кремнисто-карбонатных толщ.

Пестроцветная глинистая формация окрашена в красно-пестрые тона, имеет глинистый (монтмориллонитовый, нередко с примесью каолинита) состав, среди обломочных разностей пород часто появляются кварцевые алевролиты и пески (у континентального склона). Породы выделяются повышенным содержанием железа (обычно в пределах 5—7%, с преобладанием окисных форм), относительно высоким содержанием алюминия (выше 9%) и крайне малым содержанием органического вещества (0—0,1%). Авторы отмечают, что для образования этой формации необходимы крайне низкие скорости накопления осадков и биологическая продуктивность илов, наличие многочисленных перерывов осадконакопления и связанных с ними горизонтов подводного преобразования илов, способствующих появлению красного цвета пород и возникновению железистых, железисто-марганцевых корок. Обогащение илов каолинитом в пределах континентальной окраины и появление кварцевых песков связывается с широким развитием в прилегающей пенепленизированной суше каолинит-латеритных кор выветривания.

Следовательно, на рубеже мела и палеогена параллельно с широким накоплением на суше континентальных красноцветно-пестроцветных глинистых парагенезов пород (гумидных или аридных) в ряде участков океана также возникали красноцветно-пестроцветные формации. Континентальные и океанические пестроцветы роднят преимущественно тонкий глинистый состав пород, красные окраски, повышенные содержания окислов железа и низкие значения органического вещества, обогащение терригенной составляющей кварцем и каолинитом. Во время образования океанических и континентальных пестроцветов отмечаются крайне низкие скорости осадконакопления и многочисленные перерывы. Последние нередко фиксировались в континентальных толщах субэвральными горизонтами красно-пестроцветных ископаемых почв, а в океанических отложениях красноцветными горизонтами подводного преобразования осадков. В формировании минерального состава тех и других важную роль сыграла выровненная суша, с площадными корами выветривания, служившая поставщиком зрелого терригенного материала.

Но для возникновения подобных обстановок океанического осадконакопления, вероятно, необходимо допустить затухание тектонической активности и в самих океанических областях: выравнивание подводного денудационного рельефа,

сокращение объема эдафогенного материала, мобилизуемого в областях подводной денудации, и пр.

Приведенные примеры показывают, что уже в настоящее время вполне обоснованна постановка исследований в целях выявления индикаторов этапа стабилизации тектонических движений в морских или океанических областях Земли.

О РАНГЕ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО ЭТАПА ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Подводя итог характеристике маастрихт-среднеэоценового этапа, следует подчеркнуть отчетливую фиксацию в это время двух тектонических событий — затухание тектонических движений и проявление ларамийской фазы тектогенеза. Для ответа на вопрос о соотношении и ранговости этих событий постараемся приблизительно оценить масштабы проявления каждого из них в различных тектонических областях материков.

Ослабление тектонических движений на рубеже мела и палеогена, судя по литологическим индикаторам, затронуло большую часть континентальных блоков. Более ярко оно фиксируется в тектонически стабильных областях с домезозойской складчатостью. Но в той или иной мере это же событие нередко проявлялось и в тектонически активных областях (например, мезозонды восточных районов СССР, некоторые области Альпийско-Гималайского складчатого пояса).

Ларамийская фаза тектогенеза по сравнению с предыдущим событием затронула значительно меньше площади континентов. Она повсеместно тяготеет лишь к тектонически активным областям кайнозойской складчатости (и непосредственно прилегающим к ним участкам платформ) и особенно ярко проявилась в пределах Тихоокеанского складчатого пояса. Но и в этих тектонически активных областях это событие отразилось далеко не повсеместно или проявлялось в сильно ослабленном виде (например, в Альпийско-Гималайском складчатом поясе).

Оценивая два синхронных события, проявившиеся на континентах на рубеже мела и палеогена, можно видеть, что площади стабилизации тектонической деятельности не уступали районам с активным тектоническим режимом и, напротив, вероятно, значительно превосходили их. Возникает вопрос о возможности отнесения маастрихт-среднеэоценового этапа затухания тектонических движений к категории глобальных событий. Отмеченное выше для тех же отрезков времени наличие обширных областей с проявлением ларамийской фазы тектогенеза на первый взгляд служит препятствием на пути положительного его решения. Но в последние годы трактовка понятия глобального события претерпела изменения. Например, Ю.Г. Леонов и В.Е. Хаин [121, с. 13] предлагают: "...интереснее и перспективнее считать орогеническое событие (фазу, эпоху) глобальным не тогда, когда оно устанавливается по геологическим данным во всех без исключения частях земного шара (чего... скорее всего и не бывает), но тогда, когда совокупность его проявлений (большая площадь, размещение в разных удаленных друг от друга районах) может быть объяснена только как результат одновременного общего процесса, воздействующего на весь земной шар, хотя и не обязательно оставляющего повсюду ясные и тем более одинаковые следы". С позиций этих геологов, событие затухания тектонических движений на рубеже мела и палеогена, как нам представляется, вполне можно отнести к разряду глобальных.

Наиболее четко вывод о раннекайнозойском и более древних глобальных этапах затухания тектонических движений и выравнивания рельефа в истории Земли был сформулирован еще Л. Кингом [95]. В СССР представления о подобных эпохах, проявлявшихся глобально или во всяком случае затрагивавших большие участки суши, высказывали В.П. Казаринов [83, 85], В.П. Петров, [154], И.П. Герасимов [44], И.П. Герасимов и А.В. Сидоренко [156, с. 366—371] и др. Эти первые

представления, нередко еще слишком гипотетичные и идеализированные, были подвергнуты справедливой критике. В частности, выяснилось, что подобные события проявляются далеко не повсеместно, границы их нередко скользящие, характер проявления часто меняется в различных тектонических структурах и т.д. Кроме того, представления Л. Кинга, И.П. Герасимова и других о глобальности подобных событий для тех или иных эпох Земли основывались главным образом на геоморфологических методах исследований без должного привлечения данных по коррелятным осадкам. Поэтому достоверность датировок и сопоставления этих поверхностей выравнивания в разных частях Земли, как и сам факт наличия этапов глобального ослабления тектонической деятельности, оставалась спорной.

Проведенные нами целенаправленные исследования одного из подобных этапов пассивного тектонического режима (на рубеже мела и палеогена) в целом подтверждают его глобальный характер (в понимании глобальности по Ю.Г. Леонову и В.Е. Хаину [121]). События подобного рода, по мнению Л. Кинга [95], отражают общность подкоровых процессов на планете в целом.

Вероятно, заслуживают дальнейшего рассмотрения вопросы оценок масштабов проявлений и выяснения ранга более древних этапов ослабления тектонической активности, выравнивания рельефа и образования площадных кор выветривания. В их числе могут быть события региональные, межрегиональные вплоть до глобальных. Для выявления последних, например в мезозое, первоочередное внимание заслуживают ранне-среднетриасовый, средне-позднеюрский, альб-сеноманский, раннесеноманский и турон-коньякский этапы развития Земли.

СВЯЗЬ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ НА РУБЕЖЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА С ЭТАПОМ ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Среди большого числа общеизвестных факторов, благоприятствующих бокситообразованию и появлению крупных бокситорудных эпох, многие исследователи выделяют два основных — климатический и тектонический. Обычно наиболее важная роль отводится климату. Действительно, установлено, что в настоящее время и в прошлые геологические эпохи латеритообразование было приурочено к зонам гумидного жаркого климата (приэкваториального, тропического или субтропического). На наш взгляд, более обоснованна точка зрения на тяготение бокситонакопления в этих зонах к районам переменного-влажного климата (что подтверждается большинством геологов [8, 20, 179, 180]), а не постоянно влажного [2]. Обычно считается, что в ландшафтах тропических дождевых лесов с постоянно-влажным климатом латеритное выветривание сменяется на каолиновое или имеет локальное развитие, связанное, например, с выветриванием силикатно-известковистого субстрата, что приводит к подщелачиванию вод [20].

Подчеркивая главную роль климатического фактора в бокситообразовании, Д. Бардошши [8, стр. 376] отмечает: "Главные эпохи образования латеритных бокситов совпадали с максимумами получения Землей энергии извне", которые сопровождались большим потеплением палеоклиматов.

Рассмотрим главные причины всплески бокситообразования в характеризуемый нами маастрихт-эоценовый этап. Проявление крупной бокситорудной эпохи в конце мела—эоцене (особенно интенсивной в эоцене) на разных континентах Земли зафиксировано многими геологами. Это подтверждается и составленной картой (см. рис. 44), где с учетом имеющихся публикаций показаны маастрихт-эоценовые месторождения осадочных и латеритных бокситов, положение палеозон с жарким гумидным климатом и области кайнозойской складчатости.

Несомненно, что глобальное потепление климата на рубеже мела и палеогена (особенно сильное в эоцене) способствовало в это время усилению бокситообразования, которое из низких приэкваториальных широт распространилось

на средние, а иногда затрагивало и высокие широты. Это хорошо видно, например, в Азии (см. рис. 44), где месторождения сибирских бокситов достигают 59° с.ш., а их рудопроявления заходят за Полярный круг, к 70° с.ш. Такие огромные площади, благоприятствовавшие бокситообразованию на рубеже мела и палеогена, свидетельствуют о широком спектре палеоландшафтных и климатических зон, где оно могло проявляться. Учитывая данные палеоклиматических исследований современных и древних бокситов [8, 20, 160, 179, 180], можно полагать, что накопление глиноземистых руд осуществлялось в зонах гумидного экваториального, тропического и субтропического климатов (переменно-влажного, местами и постоянно влажного), преимущественно в ландшафтах влажных саванн и редколесий, местами дождевых лесов.

Маастрихт-эоценовая эпоха бокситообразования, по мнению большинства геологов, обычно заканчивается на разных континентах в конце эоцена. Далее, вплоть до настоящего времени, массивное накопление глиноземистых руд прекратилось либо продолжалось в ослабленном виде. Это обычно объясняется наступившим в начале олигоцена глобальным похолоданием климата, которое продолжалось вплоть до четвертичного периода [172, 180]. В то же время известно, что это похолодание коснулось главным образом лишь высоких и средних широт. В экваториальной и тропической зонах, по данным А.П. Лисицына и др. [35, с. 426], начиная с мезозоя, сохранился практически постоянный термический режим и температура океанических вод не испытывала существенных изменений.

А.Б. Ронов и А.Н. Балуховский [172] отмечают, что и после эоценового потепления в олигоцене, неогене и антропогене большие площади Африки, Азии, Австралии, Южной Америки занимали климатические зоны с жарким экваториальным тропическим либо тропическо-субтропическим климатом, принципиально благоприятствовавшим бокситообразованию, но оно здесь ослабевало либо нередко затухало совсем. При этом, например, на юге Европы (в Динаридах), где в течение всего палеогена господствовал субтропический режим, в палеоцене и эоцене сформировалось соответственно 66 и 78 млн т бокситов, а в олигоцене — всего 11 млн т [8]. Это затухание бокситообразования в жарких гумидных ландшафтах постэоценовой истории Земли связано, по нашему мнению, с тектоническим фактором. Необходимо отметить, что многие геологи отмечают важную роль тектонического фактора в процессах бокситообразования. При этом чаще всего основное внимание уделяется статическому аспекту проблемы — выявлению тектонических структур, благоприятствующих бокситообразованию в платформенных или геосинклинальных областях [142, 170, 176].

Ряд авторов рассматривают динамический аспект проблемы, в котором намечается ряд направлений. Некоторые из них связывают усиление или затухание процессов бокситообразования с позицией новой глобальной тектоники движения материковых плит. Д. Бардошши [8], С.Т. Акаемов и др. [2] отмечают в этой связи, что процессы бокситообразования на континентах усиливаются при прохождении материковых плит через благоприятные климатические зоны. Таким образом, тектонические движения влияют на бокситообразование посредством изменения климата.

В ряде публикаций рассматривается динамический аспект проблемы и связывается появление эпох бокситообразования со слабым или вялым тектоническим режимом в регионах [2, 180], а также указывается на медленный колебательный характер движений [183]. В.П. Казаринов [83, 85], наиболее полно исследовавший данный вопрос, считал, что возникновение формации коры выветривания (включающей латеритные и осадочные бокситы) проходит в два этапа. В подготовительный, при минимальной тектонической активности, процессы образования формации коры выветривания протекают, по его мнению, слабо. Наиболее же благоприятные предпосылки для ее образования создаются в последующий этап начала активизации тектонических движений. Подобный вывод

близок к мнению Ю.П. Селиверстова [179, с. 8], отмечающего приуроченность бокситообразования отчасти к заключительным фазам и эпохам тектонического покоя и выравнивания рельефа и в основном к начальным этапам активизации тектонических движений. В отличие от этого в настоящей работе, а также в более ранних совместных исследованиях автора с В.С. Ерофеевым [68, 69] показано, что массовое формирование кор выветривания (включая латеритные) и накопление осадочных бокситов в маастрихте—среднем эоцене на территории Северо-Западной Азии с этапом пассивного тектонического режима и с накоплением отложений пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации пород. В начальный же этап активизации тектонических движений (в конце среднего—верхнем эоцене) при сохранении благоприятного для латеритного выветривания жаркого гумидного климата накопление бокситоносных формаций прекращается (здесь формируется углистый парагенез пород).

Вывод о приуроченности массового бокситообразования к областям стабилизации тектонических движений позволяет объяснить и приуроченность рудных эпох к сравнительно узким временным интервалам истории Земли и установить причины их исчезновения в этапы активизации тектонических движений, когда в областях аккумуляции формируются угленосные формации. В данное время в условиях расчлененного рельефа даже в тех районах, где на водоразделах широко развиты латеритные покровы, при их перемыве не накапливаются осадочные бокситы (вследствие разубоживания латеритных обломков силикатными). Для четвертичного периода это отмечено в ряде публикаций [135, 179].

После маастрихт-эоценового этапа пассивного тектонического режима их активизация, связанная с пиренейской фазой тектогенеза, отчетливо проявилась на рубеже эоцена и олигоцена не только в областях кайнозойской складчатости, но и в платформенных районах ряда континентов [2, 43, 68 и др.]. Подобное событие отмечается и в геологической истории океанов. Здесь, по данным А.П. Лисицына и др. [35], начиная с эоцена, фиксируется принципиально новый этап геологической истории, отразившийся на особенностях осадконакопления в океанах. Это время величайших геологических катастроф и смены мезозойской системы расположения плит и условий палеосреды на кайнозойскую, близкую к современной. В указанное время имели место перестройка зон спрединга, изменение направления движения плит, происходит столкновение Индийской плиты с Евразией, Северной Австралии с островной дугой Новой Гвинеи, в ряде районов усиливается вулканизм и др.

Начиная с эоцена напряженность тектонических движений все более нарастает к антропогену, что отражается в проявлении в данном интервале времени большого числа тектонических фаз, в нарастании частоты их проявления и в сокращении интервалов времени, их разделяющих. Это вызывает увеличение средних скоростей осадконакопления мощностей осадков, возрастание роли терригенного материала, сокращение хемогенно-биогенного [35, 173] для постэоценовой геологической истории Земли. Постэоценовая активизация тектонических движений объясняет ослабление или затухание бокситообразования даже в тех районах Земли, где продолжал сохраняться жаркий гумидный климат.

Влияние тектонического режима на бокситообразование отчетливо проявляется не только при анализе строения вертикальных разрезов мезозоя и кайнозоя, но и при прослеживании маастрихт-среднеэоценовых отложений по латерали. В данное время бокситообразование на различных континентах (см. рис. 44) было приурочено к областям затухания тектонической активности (областям домезозойской складчатости). И напротив, руды обычно исчезают из отложений в тектонически активных районах (области кайнозойской складчатости и прилегающие к ним активизированные участки мезозойских или более древних платформ). Правда, массовое бокситообразование иногда имело место

и в областях кайнозойской складчатости (например, в Альпийском складчатом поясе). Но проявлялось оно здесь в этапы относительного затухания тектонической активности и приурочено к сравнительно стабильным участкам данных областей [8] с характером литогенетических процессов, близких к платформенным.

Таким образом, на примере маастрихт-среднеэоценового этапа видно, что для массового бокситообразования далеко не достаточно наличие лишь одного благоприятного климатического режима. Не менее важную роль здесь играл тектонический фактор. Лишь в случае взаимного сочетания обоих факторов (затухания тектонического режима и наличия жаркого гумидного климата) создавались предпосылки для появления крупных бокситорудных эпох.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЫЯВЛЕНИЯ ЭТАПОВ ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Результаты проведенных исследований, а также более ранние публикации [68, 69] свидетельствуют о важной роли тектонического режима в формировании гумидных красноцветов. Массовое возникновение последних в жарких ландшафтах суши связано с этапами крайней стабилизации тектонического режима. На примере изучения подобного маастрихт-среднеэоценового этапа в Казахстане и других районах видно, что в данное время в областях выровненных денудационных ландшафтов формировался мощный, нередко сплошной покров кор выветривания, а в областях аккумуляции накапливались коррелятные продукты их перемыва (зрелые по составу красноцветно-пестроцветные отложения). При этом создавались благоприятные обстановки для формирования элювиальных осадочных месторождений полезных ископаемых, связанных с корами выветривания (огнеупорных глин, бокситов, кварцевых песков, россыпей ильменита, циркона, золота и др.).

Важно подчеркнуть, что накопление зрелых по составу осадков обычно продолжалось и в начале этапов активизации тектонических движений (если они непосредственно сменяли этапы стабилизации тектонического режима). В один из них (в среднем—позднем эоцене) на севере Казахстана и в прилегающих районах Сибири продолжали размываться унаследованные с маастрихта — среднего эоцена коры выветривания, в областях аккумуляции накапливался зрелый по составу углисто-терригенный парагенез пород. Полезные ископаемые данного парагенеза (равнительно с предыдущим) испытывали некоторые изменения. Так, наряду с широким присутствием огнеупорных глин, кварцевых песков, россыпей тяжелых металлов исчезали бокситы и одновременно резко усиливалось угленакопление; создавались также более благоприятные условия для локализации осадочных железных руд.

Следовательно, зрелые по составу отложения, которые нередко объединяются в составе формации коры выветривания, могут включать разные ассоциации осадочных пород: гематит-каолиновые пестроцветы (гумидные красноцветы) и угленосные или углистые парагенезы. Последние накапливались в качественно иных обстановках и содержат особый набор полезных ископаемых.

Таким образом, полученные данные раскрывают важную роль тектонического режима в возникновении эпох мощного корообразования и распределении в разрезах продуктов перемыва кор выветривания, что позволяет выявить подобные эпохи и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

К вопросу выявления новых бокситоносных площадей. Ранее отмечалось, что к гумидным красноцветам Казахстана приурочены и многие месторождения бокситов. Хотя каолинит-бокситовые толщи слагают сравнительно небольшие объемы характеризуемого парагенеза, их изучение имеет важное теоретическое и практическое значение. Очень актуальны в настоящее время и вопросы, связанные с

прогнозом поисков новых бокситоносных площадей. Сейчас не вызывает сомнения сложный полигенный состав бокситовых руд. Их образование происходило как в корах выветривания, так и в осадках. Последние на месте отложения часто испытывали глубокие разнонаправленные вторичные преобразования. При этом в одних случаях улучшалось качество бокситовых осадков или появлялись новообразованные руды за счет десиликфикации алюмосиликатов, в других, напротив, ухудшалось качество бокситов, происходила ресилификация.

Решение вопросов прогнозирования поисков глиноземистых руд сильно осложняется необходимостью учета множества факторов, способствующих бокситообразованию и сохранности руд, спорности или неясности ряда основных генетических представлений. Поэтому выводы геологов по этим вопросам нередко расходятся. С позиций изложенных генетических представлений попытаемся раскрыть некоторые важнейшие, на наш взгляд, предпосылки, которые следует учитывать при поисках бокситов.

Было установлено, что лишь взаимное сочетание двух основных факторов — жаркого гумидного климата и пассивного тектонического режима способствовало созданию общих предпосылок бокситообразования: выравниванию маастрихт-среднеэоценовой Казахской суши, формированию здесь мощных покровов кор выветривания, включая латеритные, и накоплению в областях аккумуляции продуктов их перемыва (кварцево-каолиновых, местами бокситоносных). Последние обычно локализовались в областях древнего карстового или эрозионно-карстового рельефа, развитого на карбонатных или терригенно-карбонатных породах складчатого фундамента. За пределами данных областей на большинстве остальных площадей возвышенной денудационной равнины (исключая отмеченные ранее небольшие поля развития основных или ультраосновных пород) латеритное выветривание обычно сменялось на сиааллитное. Поэтому во встречающихся здесь иногда мелких впадинах в основном накапливались кремнисто-каолиновые отложения, лишенные бокситов. Подобные же толщи континентальных кремнисто-каолиновых пестроцветов (без бокситов) возникали и в крупных древних впадинах (прогибах) в ландшафтах низменных аккумулятивных равнин, где локализована основная по объему часть маастрихт-среднеэоценовых гумидных красноцветов.

В настоящее время трудно рассчитывать на значительные находки остаточных латеритных бокситов в пределах устойчиво поднятых тектонических структур (таких, как Казахский щит, Сибирская платформа и др.). Латеритное выветривание повсеместно прекратилось здесь в середине палеогена, и в последующие эпохи происходило лишь разрушение бокситов. Даже в тех районах, где активность неотектонических движений была невелика и сохранились остатки мел-палеогеновых поверхностей выравнивания, в большинстве случаев не создавались благоприятные условия для сохранения латеритных покровов и окружающих их осадочных шлейфов. Здесь в постбокситовые эпохи протекали гипергенные процессы, способствовавшие каолинизации глиноземистых руд. Обычно лишь в древних карстовых или эрозионно-карстовых впадинах, развитых на карбонатных породах фундамента, где мощности бокситов резко возрастали и они перекрывались глинистыми водопроницаемыми породами, создавались условия для консервации руд.

Факт приуроченности осадочных бокситов к областям развития закарстованных карбонатных пород фундамента подмечен геологами уже давно и с успехом использовался при прогнозировании глиноземистых руд [89, 142 и др.]. К настоящему времени на большей части подобных участков проведены оценочно-поисковые работы. В дальнейшем обнаружение бокситов этого типа возможно лишь под покровом осадочного чехла, где могли сохраниться не найденные пока поля закарстованных карбонатных пород фундамента. Поэтому остро стоит вопрос о выявлении иных площадей, перспективных на бокситообразование.

Можно предположить, что в благоприятные эпохи процессы латеритизации и бокситообразования протекали не только в пределах приподнятой материковой суши (преимущественно в местах развития терригенно-карбонатных пород фундамента), но и на терригенно-известковых осадках, в омывающих эту сушу морях (при их осушении и возникновении субаэрального режима) или на островах. Это имело место, например, в мел-палеогеновой истории Южной Европы и Средиземноморья, где осуществлялись в широких масштабах процессы латеритизации алюмосиликатного материала на карбонатном субстрате и формировались бокситы [8]. Какие же эпохи накопления морских терригенно-карбонатных или карбонатных формаций благоприятствовали широкому бокситообразованию? Их диапазон, по нашему мнению, достаточно узок и совпадает с этапами крайнего затухания активности их тектонических движений, выявленных на окружающей материковой суше. Здесь в это время были широко развиты денудационные пенеплены и накапливались гумидные красноцветы с бокситами [68, 69]. В сменяющие их эпохи активизации тектонических движений, когда в пределах суши формировались угленосные или углистые формации, бокситообразование обычно ослабевало или прекращалось.

Например, анализируя данные геологов о мезозойских этапах накопления бокситоносных формаций Северо-Западной Азии [24, 80, 85 и др.], а также результаты исследований гумидных красноцветов в юго-восточной части Туранской плиты В.С. Ерофеева (1981—1985 гг.) и некоторые собственные данные, можно предположить, что для поисков мезозойско-кайнозойских бокситов наиболее перспективными являются маастрихт-среднеэоценовые (с заходом в кампан), турон-коньякские, апт-альбские, позднелурские и ранне-среднетриасовые эпохи бокситообразования.

В целом можно отметить, что в областях развития древних мелководных морей процессам латеритного выветривания морских осадков при их осушении наиболее благоприятствовали жаркий гумидный климат, наличие терригенно-карбонатного субстрата и условия затухания тектонической активности, когда происходили плавные (сводовые) воздымания суши. Подобные условия могли возникать в береговых частях морей (при их временном отступлении), при проявлении крупных регрессий моря и осушении огромных пространств с морскими осадками или в пределах островной суши.

Конечно, для возникновения подобных осушающихся на длительное время участков суши наиболее благоприятными были области складчатости и сопряженные с ними платформенные районы, где нередко имели место разнонаправленные тектонические движения (плавные сводовые поднятия или опускания, не сопровождавшиеся орогенезом). Здесь и локализовано большинство древних бокситовых месторождений карбонатных формаций (например, в Альпийско-Гималайском складчатом поясе и его обрамлениях, в Уральской области складчатости и др.). Бокситообразование возможно также в карбонатных формациях внутриплатформенных морей, занимавших огромные площади на территории СССР. В этих областях наиболее перспективными, вероятно, окажутся активизированные участки платформ, где могли происходить локальное поднятие участков местности, образование островов, латеритизация алюмосиликатной составляющей морских илов.

Кроме того, для поисков бокситов на платформах благоприятно время проявления крупных и длительных регрессий моря, сопровождающихся осушением морских илов и разрастанием площадей как материковой, так и островной суши. По нашему мнению, следует уделить большее внимание поискам глиноземистых руд в карбонатных морских формациях, сформировавшихся в условиях жаркого климата и пассивного тектонического режима, и решению связанных с этим теоретических и практических задач. Так как в СССР карбонатные формации слагают весьма большие площади, территория поисков глиноземистых руд может быть значительно расширена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важной и актуальной задачей геологии является изучение геологических парагенезов пород, ранее широко формировавшихся в различные эпохи геологической истории, но практически не образующихся ныне. Это в полной мере относится к познанию генезиса различных типов красноцветных формаций, по поводу образования которых дискуссии продолжаются и сегодня, что отражено в настоящей работе.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. На примере детальных литолого-фациальных исследований маастрихт-среднеэоценовой континентальной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации Казахстана и его обрамлений автор стремился раскрыть главные особенности строения, состава и условий образования еще слабо изученной или генетически спорной гумидной красноцветной толщи, содержащей большой набор ценных полезных ископаемых (бокситы, россыпи касситерита, ильменита, огнеупорные глины, стекольные пески и др.). Реконструирована палеогеографическая обстановка для рубежа мела и палеогена большей части Азиатского материка, установлены участки локализации каолинит-бокситовых отложений среди кремнисто-каолиновых пород, места фациальных переходов гумидных каолиновых красноцветов в другие парагенезы пород в вертикальном и латеральном направлениях, детально рассмотрен характер преобразования осадков с участием древних гипергенных процессов.

2. Выявлена определяющая роль тектонического режима в образовании красноцветных отложений в гумидных ландшафтах, показано, что затухание тектонических движений, имевшее место на рубеже мела и палеогена, определило коренную перестройку всех звеньев цепи седименто- и литогенеза, что и привело к накоплению в областях седиментации гумидных красноцветов. Рассмотрена модель их образования.

3. Установлено, что накопление характеризуемых красноцветных осадков сопровождалось сложными процессами их гипергенной литификации, которые подменяли процессы диагенеза и во многом определяли конечный состав и облик отложений. Показано, что эти гипергенные процессы в областях аккумуляции осадков принципиально отличны от процессов в областях денудации, их предложено включить в состав субазрального диагенеза. На примере маастрихт-среднеэоценовых гумидных красноцветов разработана модель субазрального диагенеза.

4. Доказано, что, помимо Казахстана и прилегающих районов, затухание активности тектонических движений, выравнивание рельефа и накопление сходных по облику и составу зрелых красноцветных формаций широко проявились в Азии и на других континентах Земли и имеют глобальный характер. Ранговость этого события, вероятно, выше ларамийской фазы тектогенеза.

5. Появление на рубеже мела и палеогена в разрезах континентальных отложений многих районов Земли пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации отражает важный этап ее былого развития, характеризующийся затуханием активности тектонических движений, выравниванием денудационного рельефа,

формированием мощного чехла коры выветривания на огромных пространствах материковой суши. Это позволяет объяснить многие загадочные события, которые выявлены геологами на рубеже мела и палеогена: смену типов осадков на суше, в морях и океанах, широкое развитие красноцветных формаций (включая бокситы), крайне малые скорости осадконакопления, обилие перерывов, потепление климата, трансгрессию моря, смену палеонтологических остатков и др. Венчая крупные тектоно-седиментационные циклы, пестроцветные гематит-каолиновые ассоциации обычно завершают собой фазы тектогенеза, разграничивают их и отражают важные поворотные пункты в геологической истории развития регионов.

Следует отметить, что при изучении маастрихт-среднеэоценовых красноцветов автор столкнулся с необходимостью решения многих мало разработанных или дискуссионных вопросов и проблем. К их числу относятся: познание характера седименто- и литогенеза осадков в этапы затухания активности тектонических движений, раскрытие особенностей осадконакопления в субаэральной обстановке, решение вопросов генезиса красноцветных толщ (включая бокситоносные), выявление влияния климатического и тектонического факторов на литогенез и др. Конечно, полнота решения вопросов оказалась различной, ряд из них еще нуждается и в дальнейших разработках. В частности, необходимы дальнейшая детализация и уточнение модели субаэрального диагенеза, ее полное геохимическое обоснование с привлечением других типов осадочных формаций, более глубокая и всесторонняя характеристика этапа маастрихт-эоценового затухания тектонической активности в разных частях Земли, включая океанические районы, решение проблемы бокситообразования, поисков глиноземистых руд и др. Автор надеется, что проведенные исследования помогут решению этих проблем, имеющих важное теоретическое и практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агрофизическая характеристика почв предгорных и горных районов Юга СССР. М.: Колос, 1980. 200 с.
2. Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А. и др. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55—78.
3. Аристовская Т.В. Микробиология подзолистых почв. М.; Л.: Наука, 1961. 192 с.
4. Аскоченский Б.В., Семенов П.В., Селезнев В.Н. Коррозия кварца и другие гипергенные изменения в отложениях позднего мела Воронежской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 4. С. 107—116.
5. Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена—олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 11. С. 76—85.
6. Байбулатова Р.Б. Новые данные о возрасте флоры Тайжузгена // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. Вып. 2. С. 112—114.
7. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 287 с.
8. Бардошиш Д. Карстовые бокситы. М.: 1981. 454 с.
9. Бгатов В.И., Казаринов В.П., Шилкин А.Н. Поверхности выравнивания, связанные с ними коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые // Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970. Вып. 3. С. 3—9.
10. Бейтс Т.Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах // Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964. С. 146—164.
11. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов / Л.С. Жидкова, Г.С. Мишаков, Т.И. Неверова и др. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
12. Бляхова С.М., Кальменева А.Х., Пономаренко З.К. Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 93—107.
13. Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.
14. Богатырев В.А. Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Кавказа. М.: Наука, 1980. 199 с.
15. Бойцова Е.П. О комплексах спор и пыльцы из бокситорудных образований Амангельдинского района // Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. С. 203—206.
16. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 163 с.
17. Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 56 с.
18. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 283 с.
19. Булынникова А.А. Геологическое строение Чулымско-Енисейского района // Материалы по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 97—101.
20. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 415 с.
21. Бушинский Г.И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе // Литология и полез. ископаемые. 1977. N 6. С. 32—43.
22. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
23. Веклич М.Ф. Палеопедология — наука о древнем почвообразовании // Палеопедология. Киев: Наук. думка, 1974. С. 3—13.
24. Венков Д.А., Догополов В.Ф., Киселев Л.И. Бокситорудные формации // Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. С. 155—217.
25. Венус Б.Г., Верзиллин Н.П., Кянип-Ромашкина Н.П. и др. Палинология Зайсана. Л.: Наука, 1980. 183 с.
26. Волков А.Н. Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огнеупорных глин // Тр. Ин-та геол. наук. Алма-Ата, 1959. Вып. 2. С. 3—35.
27. Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 115 с.
28. Воронков М.Г. Кремний в живой природе. Новосибирск: Наука, 1984. 160 с.
29. Воронкович С.Д., Еедокимова Л.А., Огородникова Е.Н. Экспериментальные исследования формирования кремнистого цемента в песчаных отложениях // Генетические основы инженерно-геологического изучения горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 110—122.
30. Выветривание и литогенез / В.П. Казаринов, В.И. Бгатов, Т.И. Гурова и др. М.: Недра, 1969. 423 с.
31. Вялухин Г.И. Мезозойские бокситоносные фор-

- мации Южного Урала и Зауралья. Свердловск, 1982. 47 с.
32. *Габай Н.Л., Погодаева Т.В.* Пестроцветные отложения палеогена Джезказган-Сарысуйской депрессии Центрального Казахстана // Палинологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 35—44.
33. *Гвоздецкий Н.А.* Вопросы типологии и классификации карста СССР // Типы карста СССР. М.: Наука, 1965. С. 5—11.
34. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 205 с.
35. Геология океана: (Геологическая история океана). М.: Наука, 1980. 237 с.
36. Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 19. 731 с.
37. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. 517 с.
38. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32. 695 с.
39. Геология СССР. М.: Недра, 1976. Т. 33. 431 с.
40. Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 34. 531 с.
41. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 44. 545 с.
42. Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 48. 537 с.
43. Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. 255 с.
44. *Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. N 1. С. 19—27.
45. *Герасимов И.П.* Природа и сущность древних почв // Почвоведение. 1971. N 1. С. 5—12.
46. Гидрогеология СССР. Т. 16. Западно-Сибирская равнина. М.: Недра, 1970. 367 с.
47. Гидрогеология СССР. Т. 17. Мурманская область и Карельская АССР. М.: Недра, 1971. 295 с.
48. *Гинзбург И.И.* Типы кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 71—102.
49. *Гинзбург И.И., Рукавишников И.А.* Пеликаны и опалы Кос-Шоку: (Северный Казахстан и сравнение их с украинскими) // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 138—157.
50. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 205 с.
51. *Глазовская М.А.* О соотношении процессов выветривания и почвообразования // Докл. сов. почвоведов к VII Междунар. конгр. в США. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 318—324.
52. *Глазовская М.А.* Почвы мира: Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.
53. *Головин Е.А.* О двух группах экзогенных процессов в урановых месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1965. N 3. С. 95—103.
54. *Градов Б.П., Черняховский А.Г.* Плейстоцен-голоценовые коры выветривания лесных ландшафтов Центрального и Восточного Закавказья // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 97—121.
55. *Гудошников В.В., Наумов А.Д., Ваньшин Ю.В.* и др. Особенности мезозойского континентального литогенеза в Орском Урале и Зауралье // Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск: Наука, 1977. С. 65—70.
56. *Дворов В.И.* Энергетика прибрежного гипергенеза и диагенеза осадков / Литология и полез. ископаемые. 1981. N 4. С. 44—57.
57. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
58. *Демина В.Н.* Заключение к главе "Осадочные бокситовые месторождения" // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. С. 77—80.
59. *Добровольский В.В.* Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 235 с.
60. *Добровольский В.В.* Гипергенные образования Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 2. С. 5—56.
61. *Добровольский В.В.* География почв с основами почвоведения. М.: Просвещение, 1976. 288 с.
62. *Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970. 591 с.
63. *Елисеев В.И.* Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 230 с.
64. *Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 165 с.
65. *Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г.* Литолого-фациальный анализ неогеновых красных почв Калбы в связи с проблемой золотоносности // Геология российской юга Западной Сибири. М.: Наука, 1969. С. 142—148.
66. *Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н.* Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1969. N 5. С. 59—66.
67. *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. N 4. С. 42—43.
68. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений: Семейство гумидных парагенезов // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 363. С. 211.
69. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений: Семейство аридных парагенезов: Эволюционная периодичность // Там же. 1983. Вып. 373. С. 205.
70. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* О накоплении углистых ассоциаций в гумидных мел-палеогеновых ландшафтах Северо-Западной Азии // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 216—220.
71. *Жуков В.В.* Полигенное Аркалыкское месторождение бокситов акально-карстового типа // Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Недра, 1974. С. 190—209.
72. *Жуков В.В.* Оболение и каолинизация бокситов Аркалыкского месторождения // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 17—76.
73. *Жуков В.В.* Условия образования карстовых бокситов // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. С. 107—110.

74. *Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глессобразование. М.: Наука, 1974. 205 с.
75. *Заклинская Е.Д.* К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, N 2. С. 357—359.
76. *Заклинская Е.Д.* Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 257 с.
77. Земная кора и история развития Средиземноморья / Я.П. Маловицкий, Л.А. Есина, В.Н. Москоленко и др. М.: Наука, 1982. 207 с.
78. *Знаменский В.С., Самотоин Н.Д.* Взаимоотношения габбита с каолинитом и галлуазитом в осадочных бокситах Салаира и Казахстана // Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1977. С. 108—130.
79. *Зонн С.В.* Введение в изучение почв субтропиков и тропиков. // Тр. Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы. 1970. Ч. 2. С. 145—180.
80. *Иванов О.В., Бекжанов Г.Р., Пушко Е.П.* и др. Коры выветривания Казахстана и их рудоносность // Условия формирования кор выветривания и их минеральные месторождения. М.: Наука, 1983. С. 14—28.
81. *Ильинская И.А.* О сменах флор в Зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146, N 6. С. 1408—1411.
82. *Кабиев Ф.К., Мухамеджанов С.М., Осипенко В.А.* и др. Подземные воды Зайсанской впадины и перспективы их использования. Алма-Ата: Наука, 1973. 189 с.
83. *Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 148 с.
84. *Казаринов В.П.* О понятии "формация коры выветривания" // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 1. С. 117—120.
85. *Казаринов В.П.* Эпохи корообразования // Кору выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. С. 13—37.
86. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С.Ф. Павлов, С.А. Кашик, В.П. Ломоносова и др. Новосибирск: Наука, 1976. 154 с.
87. *Калюжная С.Н.* О формационной принадлежности бокситов // Прогнозирование месторождений бокситов. М.: Мингео СССР; ВИМС, 1983. С. 4—13.
88. *Каменский Г.Н., Толстихина М.М., Толстихин Н.И.* Гидрогеология СССР. Л.: Геогелтехиздат, 1959. 365 с.
89. Карта бокситоносности СССР масштаба 1:5000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
90. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1:2500000. М.: Недра, 1972.
91. *Касимов Н.С.* Палеогеохимия ландшафтов степей и пустынь: (На примере Казахстана): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1983. 55 с.
92. *Касимов Н.С., Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П.* и др. Миоценовые ископаемые почвы Казахстана // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 2. С. 3—19.
93. *Ким Ю.И.* Закономерности размещения и условия формирования бокситов Озерного месторождения на западе Тургайского прогиба // Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. С. 176—191.
94. *Ким Ю.И., Венков Д.А.* Сравнительный анализ условий образования карстовых бокситов Северного Казахстана // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата: Мингео КазССР, 1983. С. 74—83.
95. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1968. 686 с.
96. *Кирпаль Г.Р.* Месторождения бокситов Казахстана. М.: Недра, 1960. 205 с.
97. *Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В.* и др. Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата: КазВИМС, 1974. 101 с.
98. *Клинге Г.* Подзолообразование в тропиках // Почвоведение. 1971. N 5. С. 21—30.
99. *Ковда В.А.* Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1. 448 с.; Кн. 2. 468 с.
100. Кору выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 1. 219 с.
101. Кору выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 2. 248 с.
102. *Краускопф К.В.* Геохимия кремнезема в среде осадкообразования // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 210—333.
103. *Крятов Б.М., Прокофьев С.С., Макстенинко И.О.* и др. Этапы тектонического развития и металлогенические особенности запада Леоне-Либерийского щита // Геотектоника. 1985. N 6. С. 43—62.
104. *Кужельный Н.К., Кужельная З.В.* Витимско-Патомское нагорье // Кору выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 2. С. 224—237.
105. *Кулькова И.А., Лаухин С.А.* Флора континентального палеогена Енисейского края. М.: Наука, 1975. 85 с.
106. *Кунца Н.А.* Распространение и особенности ископаемых почв плейстоцена Подолья и Среднего Побужья // Палеопедология. Киев: Наук. думка, 1974. С. 71—82.
107. *Лавров В.В.* Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 117 с.
108. *Лавров В.В.* Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.; Л.: Наука, 1965. 132 с.
109. *Ланге О.К.* Основы гидрогеологии. М.: Изд-во МГУ, 1950. 229 с.
110. *Лаухин С.А., Кулькова И.А.* Палеогеография времени бокситонакопления на восточном склоне Енисейского края // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, N 4. С. 944—947.
111. *Левина А.П., Лейпциг А.В., Пономаренко З.К.* Континентальные бокситоносные и прибрежно-морские меловые отложения западного склона Тургайского прогиба // Прогнозирование месторождений бокситов. М.: ВИМС, 1980. С. 138—151.
112. *Левина А.П., Лейпциг А.В., Пономаренко З.К.* и др. Сопоставление морских и континентальных отложений мела и палеогена Амангель-

- динского бокситоносного района // Бокситы. М.: ВИМС, 1980. С. 125—146.
113. *Лейпциг А.В.* Литологические особенности осадочных обломочно-бобовых бокситов // Литология и полез. ископаемые. 1984. N 5. С. 83—93.
 114. *Лейпциг А.В., Вильшанский В.Н.* Эоценовые долины Амангельдинского района Северного Казахстана и их бокситоносность / Геоморфология. 1985. N 1. С. 37—45.
 115. *Лейпциг А.В., Вильшанский В.Н., Кустов Ю.Е.* Палеорельеф и особенности локализации палеогеновых бокситов Амангельдинского рудного района // Прогнозирование месторождений бокситов. М.: ВИМС, 1983. С. 116—127.
 116. *Лейпциг А.В., Вильшанский В.Н., Савельева З.И.* Типы и условия преобразования бокситов на контакте с углистыми породами // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 2. С. 68—81.
 117. *Лейпциг А.В., Вильшанский В.Н., Савельева З.И.* и др. Эпигенетическая гиббситизация бокситов в месторождениях Аркалыкского района // Там же. 1983. N 2. С. 19—34.
 118. *Лейпциг А.В., Левина А.П., Пономаренко З.К.* Новые данные о возрасте бокситоносных отложений Аркалыкского района // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1978. С. 80—92.
 119. *Лейпциг А.В., Савельева З.И.* Линейные зоны постдиagenетического преобразования бокситов в месторождениях, связанных с линейными долинами // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 2. С. 46—55.
 120. *Леонов М.Г.* Олисторомы и корреляция фаз активности (на примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 96—110.
 121. *Леонов Ю.Г., Хаин В.Е.* Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов // Там же. С. 6—22.
 122. *Лидер М.Р.* Седиментология. М.: Мир, 1986. 436 с.
 123. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.Л.* и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Геология океана: (Геологическая история океана). М.: Наука, 1980. С. 407—427.
 124. *Лисицын Н.А.* Об условиях залегания кайнозойских континентальных бокситов западной части Казахского нагорья // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 431—439.
 125. *Лисицын Н.А.* Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1960. 96 с.
 126. *Лисицын Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 223 с.
 127. *Лисицын Н.А., Пастухова М.В.* Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири М.: Наука, 1963. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 95).
 128. *Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 79—91.
 129. *Маббут Дж.А.* Поверхности выравнивания и коры выветривания Австралии // Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. С. 117—135.
 130. *Макулбеков Н.М.* Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 177 с.
 131. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. 452 с.
 132. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 231 с.
 133. *Милло Ж.* Геология глини. Л.: Недра, 1968. 356 с.
 134. *Михайлов Б.М.* К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита // Докл. АН СССР. 1964. Т. 157, N 4. С. 856—858.
 135. *Михайлов Б.М.* Замечания по поводу гипотезы генезиса бокситов Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1971. Т. 169. С. 191—197.
 136. *Михайлов Б.М.* Бокситоносные формации молодых платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 49 с.
 137. *Михайлов Б.М., Куликова Г.В.* Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 158 с.
 138. *Неуструев С.С.* Элементы географии почв. М.: Сельхозгиз, 1931. 186 с.
 139. *Никитина А.П.* Условия сохранности латеритных бокситов КМА и Украины // Условия и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. С. 148—154.
 140. *Никифорова К.В.* О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 317—320.
 141. *Никифорова К.В.* Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 255 с.
 142. Объяснительная записка и карта бокситоносности СССР масштаба 1:5000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 58 с.
 143. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах / А.В. Гольберт, К.Н. Григорьева, Л.Л. Ильенок и др. М.: Недра, 1977. 103 с.
 144. *Парфенова Е.И., Ярилова Е.А.* Минералогические исследования в почвоведении. М.: Наука, 1962. 102 с.
 145. *Парфенова Е.И., Ярилова Е.А.* Минералогические исследования в почвоведении. М.: Наука, 1977. 197 с.
 146. *Пасова Ф.Г.* Химико-минералогическая характеристика бокситов // Тр. Ин-та геол. наук. Алма-Ата, 1959. Вып. 2. С. 36—68.
 147. *Педро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 251 с.
 148. *Пельтек Е.И.* Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы: (Ангаро-Енисейская провинция) // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 221—262.
 149. *Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноце-

- рамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 211 с.
150. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. 2-е изд. М.: Недра, 1965. 271 с.
 151. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1966. 391 с.
 152. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
 153. *Переписка В.И. Вернадского с Б.Л. Личковым, 1940—1946.* М.: Наука, 1980. 222 с.
 154. *Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
 155. *Петров М.П.* Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 433 с.
 156. *Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР.* М.: Недра, 1974. 486 с.
 157. *Погодаева Т.В., Орлов И.В.* Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Центрального Казахстана // Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: Недра, 1968. С. 199—204.
 158. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи.* М.: Мир, 1980. Т. 1. 656 с.
 159. *Полинов Б.Б.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 748 с.
 160. *Пономаренко З.К.* Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана // Генезис бокситов. М.: Наука, 1966. С. 186—190.
 161. *Пономаренко З.К.* Маастрихтские флоры Казахстана и особенности их формирования // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 93—95.
 162. *Пономаренко З.К., Долгополов В.Ф., Егелентьев Н.С.* и др. Еще раз о возрасте бокситов Амангельдинской группы месторождений // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1975. Вып. 3. С. 81—90.
 163. *Попович Ю.П., Габитова Р.И.* Латеритные бокситы коры выветривания карбонатно-терригенных пород девона Амангельдинского бокситоносного района // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата: Мингео КазССР, 1983. С. 193—200.
 164. *Проблемы литологии Мирового океана / П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен и др.* М.: Наука, 1982. 189 с.
 165. *Прокофьев С.С.* Позднемезозойско-кайнозойское тектоническое развитие и бокситоносность западной части Фута-Мандингского свода (Гвинея): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: НИИзарубежгеология, 1986. 28 с.
 166. *Разумова В.Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 227 с.
 167. *Ржаницова Л.Н.* Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата: Наука, 1968. 223 с.
 168. *Роде А.А.* Почвенная влага. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 452 с.
 169. *Роде А.А., Смирнов В.Н.* Почвоведение. М.: Высш. шк., 1972. 480 с.
 170. *Родин Р.С.* Гипергенез и бокситообразование в мезозое и кайнозое Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1983. 32 с.
 171. *Романова Э.В.* Итоги изучения палеоценовой флоры г. Кини-Кериш // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 130—183.
 172. *Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материалов и общие тенденции изменения климатов в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 5. С. 112—136.
 173. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 млн лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 1. С. 3—11.
 174. *Сапожников Д.Г.* Формация бокситоносных образований // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 352—359.
 175. *Сапожников Д.Г.* О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 360—373.
 176. *Сапожников Д.Г.* О закономерностях размещения бокситовых месторождений на территории СССР // Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978. С. 205—245.
 177. *Сапожников Д.Г.* О стадиях процесса бокситообразования // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. С. 183—196.
 178. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 486 с.
 179. *Селиверстов Ю.П.* Ландшафты и бокситы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 257 с.
 180. *Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 196 с.
 181. *Слукин А.Д.* Латеритные бокситы Индии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. С. 27—32.
 182. *Слукин А.Д.* Бокситы Бразилии // Там же. С. 36—40.
 183. *Слукин А.Д.* Условия образования месторождений бокситов // Там же. С. 42—46.
 184. *Слукин А.Д., Домбровская Ж.В.* Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М.: М.: Наука, 1979. 117 с.
 185. *Соचाва А.В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
 186. *Соचाва А.В.* Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских терригенных карбонатных красноцветных формаций: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГИГ, 1982. 31 с.
 187. *Стратиграфия фанерозоя СССР.* Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 131 с.
 188. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 211 с.
 189. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. 574 с.
 190. *Сульман А.М.* Бокситы Аркалыкского месторождения. Свердловск, 1976. 163 с.
 191. *Тектоника Северной Евразии / А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер и др.* М.: Наука, 1980. 219 с.

192. Теняков В.А., Пастухова М.В. Происхождение пизолитовых и табулярных бокситов сверхгигантских месторождений типа Вейпы // Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976. С. 134—145.
193. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 459 с.
194. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с.
195. Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Феофилова А.П. Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1977. N 4. С. 18—38.
196. Тюрин Б.А. Месторождения гиббситовых бокситов Амангельдинского бокситорудного района в Центральном Казахстане // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 416—429.
197. Тюрин Б.А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского бокситорудного района и их генезис // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 154—166.
198. Тюрин Б.А. Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана: (Центрально-казахстанская и Тургайская провинции) // Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971. С. 152—192.
199. Феофилова А.П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 270).
200. Феофилова А.П., Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 1. С. 18—35.
201. Ферсман А.Е. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 3. 765 с.
202. Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 217 с.
203. Фридланд В.М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1964. 311 с.
204. Хардер Д.Г. Пример подзола тропических низменностей // Почвоведение. 1938. N 3. С. 332—338.
205. Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения // Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 7—43.
206. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. N 3. С. 3—23; N 5. С. 15—33.
207. Цеховский Ю.Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. 185 с.
208. Цеховский Ю.Г. О генетической классификации бокситоносных толщ Аркалыкского месторождения // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 210—224.
209. Цеховский Ю.Г. О заполнении бокситами карстовых депрессий на Аркалыкском месторождении в Казахстане // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 2. С. 64—75.
210. Цеховский Ю.Г. Типы диагенетических процессов в платформенных бокситах // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 219—224.
211. Цеховский Ю.Г. О субаэральном диагенезе осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. 132 с.
212. Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Дмитрик А.Л. и др. Горизонты почвообразования латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 4. С. 51—63.
213. Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Минералогический состав и структурные особенности глинистых минералов в погребенных почвах зимундской свиты Восточного Казахстана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, N 6. С. 1461—1464.
214. Цеховский Ю.Г., Ржаникова Л.Н., Казакевич И.В. Палеогеновые отложения Чингиза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. N 5. С. 102—106.
215. Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 105 с.
216. Черкасов Г.Н., Давыдов Ю.В., Шаламов И.В. и др. Восточная окраина Тунгусской синеклизы и Юго-Западное Прианбарье // Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 2. С. 197—223.
217. Черныховский А.Г. Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 28—60.
218. Черныховский А.Г. Современные коры выветривания: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 40 с.
219. Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии. Якутск: ЯФ АН СССР, 1975. С. 3—29.
220. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 273 с.
221. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
222. Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3—21.
223. Шварцев С.Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран: (На примере Гвинеи) // Геохимия. 1972. N 1. С. 19—20.
224. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Госгеолтехиздат, 1978. 286 с.
225. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
226. Шилин П.В., Романова Э.В. Сенонские флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 176 с.
227. Шумилова Е.В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
228. Щукина Е.Н. Древняя кора выветривания в

- Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 259—271.
229. Янишин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: МОИП. Отд. геол. 1953. Вып. 15(19). 735 с.
 230. Яхонтова Л.К., Нестерович Л.Г., Любарская Г.А. и др. Разрушение силикатов с помощью бактерий // Минерал. журн. 1983. Т. 5, N 2. С. 28—38.
 231. Bernoulli D., Wagner C.W. Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy) // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1971. N 2. S. 135—149.
 232. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils. N.Y. etc.: Wiley, 1964. 364 p.
 233. Curtis C.D. Differences between lateritic and podzolic weathering // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. Vol. 34, N 12. P. 1351—1353.
 234. Habib D. Sedimentology of palynomorphs and palynodebris in Cretaceous carbonaceous facies south of Vigo Seamount // Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 47, N 2. P. 451—468.
 235. Habib D. Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales // Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. L.: Acad. press, 1982. P. 113—127.
 236. Harrison R.S. Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West India // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1977. Vol. 25, N 1. P. 123—173.
 237. Kubiene W. Micropedology. Iowa: Ames, 1938. 225 p.
 238. Owen H.B. Bauxite in Australia // Commonwealth of Australia: Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Canberra, 1954. N 24.
 239. Stephens C.G. Laterite and silcrete in Australia // Geoderma. 1971. Vol. 5, N 1. P. 5—52.
 240. Walker T.R. Diagenetic origin of continental red beds Contris Permian. Cent., West. and South Europ. Proc. NATO Adv. Stud. Inst., Mainz, 1975. Dordrecht, 1976. P. 240—242.
 241. Walker T.R., Waugh B., Crone A.J. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, Southwestern United States and Northwestern Mexico // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89, N 1. P. 19—32.
 242. Williamson W.O. Silicified sedimentary rocks in Australia // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 1. P. 39—41.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Обнажения ископаемых почв северозайсанской свиты: *a* — пятнистая поверхность железисто-кремнисто-каолиновой кирасы у горы Чакельмес; *b* — корневидные каналы обеления в кирасе у сопки Пшук

Таблица II

Комковатые и трещиноватые макро- и микротекстуры ископаемых почв северозайсанской свиты (*a*—*z* — шлифовка образцов, нат. вел., *d*—*e* — шлифы, ув. 70, николь один): *a* — разрез Актобе; *b* — разрез Букомбай; *e* — скв. 307, глубина 175 м; *z* — скв. 27, глубина 225 м; *d* — разрез Пшук; *e* — скв. 27, глубина 240 м (трещинки, разъединяющие породы на комочки, заполнены: *a* — опалом, *b* — гетит-гематитом, *e* — колломорфным глинистым веществом, опализованным, *z* — каолинит-опал-гетит-гематитовым веществом, *d*, *e* — гетит-гематитом)

Таблица III

Формы выделения аутигенных минералов в шлифах пород из ископаемых почв северозайсанской свиты: *a* — ветвисто-точечные выделения гидроокислов железа, напоминающие колонии железо-бактерий, разрез Чакельмес (ув. 20, николь один); *b* — прожилки опала (серые) и гематита (черные) в песчанистой глине, скв. 27, глубина 258 м (ув. 70, николь один); *e* — заполненные колломорфной глиной пустоты в породе, скв. 180, глубина 236 м (ув. 70, николь скрещены); *z* — опализованные фитоциты и споры, скв. 307, глубина 153 м (ув. 200, николь один); *d* — опализованная древесина, разрез Кериш (ув. 9, николь один); *e* — трещинки и пустотки в породе (белые), частично заполненные гематитом (черным), скв. 27, глубина 256 м

Таблица IV

Обнажение, образцы и шлифы пород железисто-каолиновых ископаемых почв Зайсанской впадины: *a* — обнажение профиля 34 у сопки Кинн-Кериш с показом почвенных зон (I—III) и место отбора образцов; *b*, *e* — гетит-гематитовые стяжения из средней части элювиального профиля (*b* — в разрезе Кинн-Кериш, *e* — в разрезе Джуван-Кара), нат. вел.; *z* — алевритистая глина комковатая, со следами деятельности червей (из зоны III, профиль 34); *d* — каолинизированные пластинки мусковита, шлиф, разрез Кериш (ув. 70, николь один); *e* — заполнение гетит-гематитом трещинок в зернах полевого шпата и кварца, шлиф (разрез Кериш, николь один)

Таблица V

Характер изменения обломочных зерен в шлифах из железисто-кремнисто-каолиновой кирасы (николь один): *a*, *b* — растрескивание зерен (*a* — кварца, *b* — микроклина) и заполнения трещин гетит-гематитом с примесью опала, профиль Кериш (николь один, *a* — ув. 30, *b* — ув. 170); *e* — корродированные зерна кварца среди колломорфного глинистого вещества из скв. 17, глубина 27 м (ув. 170); *z* — корродированные зерна кварца среди опалового цемента, профиль Айна-Булак (ув. 170); *d*, *e* — замещение зерен (*d* — микроклина, *e* — мусковита) колломорфным глинистым веществом, профиль Кериш (ув. 70)

Таблица VI

Строение и состав кирас обломочной цементации в Призайсанье: *a*, *b* — уступы кирас, бронирующие рыхлые песчано-алевритовые аллювиальные отложения в разрезе у сопки Кериш (*a* — кремнистая кираса, светлая; *b* — железистая кираса, темная); *e*, *z* — шлифы кварцевых песчаников из кирас (николь один); *e* — с гетит-гематитовым цементом, ув. 10; *z* — с опаловым цементом, ув. 70)

Таблица VII

Выходы кремнисто-каолиновых пестроцветов во впадинах Казахского щита: *a*, *b* — толща пестроцветных глин со слившимися профилями железисто-кремнисто-каолиновых почв с каналами обеления и

ожелезнения в акжарской свите Аркалыкского месторождения, участок 1—2 (мощности обнажений: *a* — 12,0, *b* — 4,5 м); *в* — корневидные каналы обеления на поверхности пестроцветов акжарской свиты (Аркалыкское месторождение, участок 1—2); *г* — железисто-кремнистые бобовники, сцементированные железисто-кремнистым цементом в коскакольской свите, разрез Борлыкколь

Таблица VIII

Выходы аркалыкской свиты в стенках карьеров: *a* — делювиальные красноцветные глыбово-щебнистые бокситы, Аркалыкское месторождение; *б* — пролювиальные красноцветные галечно-гравийные (бобовые) и песчано-глинистые бокситы, Северное месторождение; *в* — слоистые обеленные глины и гравийно-бобовые бокситы, выполняющие древнюю речную долину в верхах разреза толщи бокситоносных делювиально-пролювиальных красноцветов, участок 7, Аркалыкское месторождение; *г* — обеленные озерно-болотные глины с линзами черных углистых в средней части, Аркалыкское месторождение

Таблица IX

Форма латеритных обломков и характер их распределения в делювиально-пролювиальных отложениях аркалыкской свиты (Амангельдинская группа месторождений) (*a*—*г* — нат. вел.): *a* — дресвяно-гравийные с глинистым цементом из делювиальных отложений, обломки — угловатые и округлые каолинит-гипсбит-гематитовые (темные) и каолинитовые (светлые); *б* — угловатая форма латеритных обломков каолинит-гематит-гипсбитового состава из рыхлых делювиальных бокситов; *в* — гравийник (бобовник) с осветленным гипсбит-каолинитовым цементом из бокситов пролювиального генезиса; *г* — преимущественно округлая форма латеритных обломков из пролювиальных гравийных (бобовых) бокситов; *д* — струйчатые формы распределения несортированного и неориентированного бокситового гравия (бобовин) среди глин в пролювиальных отложениях

Таблица X

Образцы пород аркалыкской свиты (Аркалыкское месторождение) (нат. вел.): *a* — пески красные, глинистые, с обломочными зёрнами каолинитовыми, каолинит-гипсбитовыми и гипсбит-гематитовыми (не боксит), пролювиальные; *б* — глины слоистые, красно-бурые, пролювиально-озерные; *в* — глины гипсбитовые, слоистые, буровато-желтые и белые, с минерализованным растительным детритом, подчеркивающим слоистость (не боксит), озерные отложения; *г* — конкреция гипсбита из озерно-болотных отложений; *д* — обломок древесины, замещенный гипсбитом, озерные отложения; *е* — гравелит (бобовник) белый, с гипсбит-каолинитовым цементом из отложений карстового аллювия

Таблица XI

Шлифы пород каолинит-бокситовых толщ Аркалыкского месторождения (ув. 10—30, николь один). Делювиально-пролювиальные отложения: *a*, *б* — микрообломки латеритных пород в красных песчано-бобовых глинах; *в* — красно-бурая глина; озерно-болотные отложения; *г* — гипсбитизированные глины с микроконкрециями гематит-гипсбитового состава; *д* — псевдоморфозы гидроокислов железа по растительному детриту, *е* — обеленные латеритные бобовины в боксите из руслового аллювия

Таблица XII

Общий вид ископаемой латеритной почвы и текстуры слагающих ее пород: *a* — почвенный профиль, развитый на красноцветных пролювиальных глинах, видны вертикальные корневидные каналы обеления (в низах профиля) и красные пятна гематита и гипсбита в кирасе (в верхах профиля); *б* — округлая форма корневидных пятен в плане у основания профиля (нат. вел.); *в* — червеобразные пятна обеления из верхов профиля (нат. вел.); *г* — комковатая текстура каменистого пелитоморфного боксита из кирасы, трещинки заполнены гематитом с гипсбитом; *д*, *е* — комковатые текстуры в шлифах сухаристого и каменистого пелитоморфного боксита из кирасы (ув. 30)

Таблица XIII

Электронно-микроскопические снимки и микродифракционные картины образцов пород (микрофото *a*, *в*, *г*) из латеритных почв профиля 40 (ув. 26000): *a* — обр. 40а — каолинит из материнских пород; *б* — обр. 40д — каолинит из зоны I; *в*, *г* — обр. 40и — аморфизированный каолинит, зона II; *д*, *е* — обр. 40к — гроздевидные выделения гипсбита и аморфизированный каолинит, зона III

Таблица XIV

Сухаристые и каменистые бокситы кирас аркалыкской свиты
Из кирас обломочной цементации: *a* — гравийный (бобовый) слабосухаристый красноцветный боксит (нат. вел.); *б* — гравийный (бобовый) каменистый красноцветный боксит с осветленным цементом (1/8 нат. вел.); *в* — гравийный (бобовый) каменистый красноцветный боксит, обломки сцементированы мел-

кокрystalлическим гиббситом (шлиф, ув. 30, николи сдвоены); z — гравийный (бобовый) каменный боксит с каолинит-гиббситовым цементом и гиббситовыми оторочками вокруг бобовин (шлиф, ув. 30, николь один). Из гидроморфно-элювиальных кирас: d — гравийный (бобовый) каменный пестроцветный боксит (нат. вел.); e — гравийный (бобовый) пестроцветный каменный боксит, вокруг обломков (бобовин) развита гиббситовая оторочка, цемент имеет комковато-сетчатую текстуру (шлиф, ув. 30, николь один)

Условные обозначения см. на рис. 27

Таблица XV

Характер преобразований пород в железисто-каолиновых или железисто-кремнисто-каолиновых почвах северозайсанской свиты ($a, б$ — пришлифовки пород, нат. вел.; $e-z$ — шлифы, ув. 30—170, николь один): $a-e$ — заполнение макро- и микротрещинок и пустот (Северное Призайсанье): a — аутигенным каолинитом и опалом (окремненный аргиллит, скв. 307, глубина 175 м), $б$ — опалом (окремненный аргиллит, разрез Актобе), e — гематитом (ожезненная глина, разрез Букомбай); z — опализация глины (серый участок на фото) и заполнение гематитом (черное) трещинок (окремненный и ожезненный аргиллит, разрез Керши в Северном Призайсанье); d — цементация опалом корродированных зерен кварца (песчаным с кремнистым цементом, разрез Аркалык в Причингизье); e — цементация гематитов сильно-трещиноватых зерен кварца и каолинизированных зерен полевых шпатов (песчаник с железистым цементом, разрез Кызыл-Как в Северном Призайсанье); $ж$ — заполнение пустот в породе колломорфной глиной (песчанистая ожезненная глина, разрез Уш-Кара в Северном Призайсанье); $з$ — частичное заполнение пустот от корней гидроокислами железа (ожезненная глина, разрез Букомбай в Северном Призайсанье)

Таблица XVI

Обнажения углисто-сидерит-колчеданной ассоциации среднего—позднего эоцена в северной части Казахстана: a — развалы кварцевых галечников (фашия конуса выноса горной реки) на выровненных вершинах гор Азу-Тау в Южном Алтае (турангинская свита); $б$ — обнажения кварцевых песков и алевроитов (озерные фашии) в разрезе Киин-Кериш Зайсанской впадины (турангинская свита); e — выходы эоценовых кремнистых сливных песчанников (фашия подводной дельты) севернее г. Экибастуз, у канала Иртыш-Караганда в Павлодарском Прииртышье

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Краткая геологическая характеристика района исследований	5
Общие сведения	5
Стратиграфия и особенности строения маастрихт-среднеэоценовых отложений северной части Казахстана	8
Глава вторая	
Региональная характеристика пестроцветной гематит-каолиновой парагенетической ассоциации ..	24
Кремнисто-каолиновые пестроцветы	25
Каолинит-бокситовые пестроцветы	61
Общие черты строения и состава гумидных красноцветов	94
Глава третья	
Палеогеография и процессы седименто- и литогенеза	95
Климат	95
Тектонический режим	96
Мобилизация вещества в областях денудации	97
Перенос и осаждение вещества	99
Постседиментационные преобразования осадков	102
Особенности осадочного процесса в маастрихт-среднеэоценовых ландшафтах	113
Полезные ископаемые	114
Глава четвертая	
Место гипергенной литификации осадков в осадочном процессе	115
Классификация маастрихт-среднеэоценовых гипергенных процессов	115
Место гипергенной литификации осадков в общей цепи процессов литогенеза	129
К разработке модели субэвразального диагенеза	133
Субэвразальный и субаквальный типы диагенеза	144
Глава пятая	
Роль тектонического режима в формировании пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации ...	145
Этапы осадкообразования для жаркой гумидной суши Казахстана в маастрихте—эоцене	145
Проявление маастрихт-эоценового этапа пассивного тектонического режима в Азии и на других континентах	153
Связь бокситообразования на рубеже мела и палеогена с этапом пассивного тектонического режима	171
Практическое значение выявления этапов пассивного тектонического режима	174
Заключение	177
Литература	179
Объяснения к таблицам	186

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Brief geologic characteristics of the study area	5
General information	5
Stratigraphy and structural peculiarities of Maestrichtian-Middle Eocene deposits of Northern Kazakhstan	8
Chapter two	
Regional characteristics of a variegated hematite-kaoline paragenetic assamblage	24
Chert-kaoline variegated rocks	25
Kaolinite-bauxite variegated rocks	61
General features of structure and composition of humid red rocks	94
Chapter three	
Paleogeography and processes of sedimento- and lithogenesis	95
Climate	95
Tectonic regime	96
Mobilization of matter in denudation areas	97
Transfer and deposition of matter	99
Postdepositional transformation of sediments	102
Peculiarities of sedimentation in Maestrichtian-Middle Eocene landscapes	113
Mineral deposits	114
Chapter four	
The place of hypergene lithification of sediments in sedimentary process	115
Classification of Maestrichrian-Middle Eocene hypergene processes	115
Hypergene lithification of sediments in a general chain of lithogenetic processes	129
To the development of model of subaerial diagenesis	133
Subaerial and subaqueous types of diagenesis	144
Chapter five	
The role of tectonic regime in the formation of a vareigated hematite-kaoline assemblage	145
Sedimentation stages in hot humid land areas of Kazakhstan during the Maestrichtian-Eocene	145
Maestrichtian-Eocene stage of passive tectonic regime in Asia and other continents	153
Relation of the bauxite formation at the boundary of Cretaceous-Paleogene to the stage of passive tectonic regime	171
Practical significance of identification of passive tectonic regime stages	174
Conclusions	177
References	179
Explanation of plates	186

Юрий Григорьевич Цеховский
СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ
ГУМИДНЫХ КРАСНОЦВЕТОВ
НА РУБЕЖЕ МЕЛА
И ПАЛЕОГЕНА В КАЗАХСТАНЕ

Труды, вып. 423

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.А. Ахметьев
Редактор издательства М.А. Яценко
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор Н.Н. Власик
Технический редактор И.И. Джюева
Корректор О.А. Разуменко

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 36418

Подписано к печати 28.09.87. Т – 05941
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,6 + 2,2 вкл.
Усл.кр.-отт. 18,1. Уч.-изд.л. 20,3
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1923
Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.

