

ГЕОЛОГИЯ
СЕВЕРНОГО
КАЗАХСТАНА

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
КАЗАХСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
СЕВКАЗГЕОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЯ
СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА
(СТРАТИГРАФИЯ)

Издательство „НАУКА“ Казахской ССР
АЛМА-АТА•1987

Геология Северного Казахстана: (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. — 224 с.

Монография представляет собой первую сводку по геологии важнейшего в металлогеническом отношении региона и базируется на большом фактическом материале.

Обобщены современные данные по стратиграфии докембрия и фанерозоя, геологии мезозой-кайнозойских кор выветривания. Принципиально важное значение имеют существенные уточнения стратиграфического положения, возраста и характера фациальных изменений ряда свит кембрия и ордовика, а также произведенное впервые сопоставление стратиграфических схем юры, мела, палеогена Северного Казахстана со смежными территориями.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля.

Библиогр. 141 назв. Ил. 22. Табл. 7.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Абдулин, М. А. Абдулкабирова (ответственный редактор), Л. В. Булыго,
Д. А. Венков, Б. А. Едигенов, В. Г. Ли (главный редактор), А. Н. Нурлыбаев

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Северный Казахстан располагается в северной части Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы, занимая территорию, равную почти 120 000 км². Он относится к одному из важных, насыщенных разнообразными полезными ископаемыми регионов Казахстана. Особенностью его является длительное развитие, обусловившее формирование здесь разновозрастных, разнообразных осадочных, магматических и металлогенических комплексов, возникших в геосинклинальных и орогенных условиях, а также в режиме тектономагматической активизации.

Разнообразие полезных ископаемых, а также своеобразие геологического строения привлекли внимание многочисленных исследователей к этому региону, поэтому изучение его, начатое в 30-х годах, продолжается и по сей день. Вначале проводились мелкомасштабные (десятиверстные) геологические съемки, затем геологические съемки различных масштабов. В связи с подготовкой к изданию геологических карт среднего масштаба систематические геолого-съёмочные работы были начаты в 50-х годах. К настоящему времени для всей территории региона имеются геологические карты среднего масштаба и для значительной площади — карты крупного масштаба.

В 60—70-х годах для решения основных геологических задач региона были привлечены геологи ГИН АН СССР, ИГН АН КазССР, ВСЕГЕИ, МГУ, МГРИ и др. В результате проведенных ими работ была уточнена стратиграфия, последовательность образования магматических и рудных формаций региона.

Северный Казахстан — сравнительно хорошо изученный регион. Однако, как показал анализ, отдельные его районы недостаточно исследованы. К таковым относится Кокчетавская глыба, где в последние годы открыты месторождения различных полезных ископаемых. Тем не менее эта глыба до сих пор недостаточно изучена и не получила соответствующей оценки. При исключительно благоприятных перспективах района на поиски полезных ископаемых специальных комплексных геолого-металлогенических исследований здесь практически не проводилось. Кроме того, многие существующие карты региона (геологические, геофизические, металлогенические и др.) несколько устарели и не могли служить основой для металлогенических построений. Учитывая это, Инсти-

тут геологических наук АН КазССР начиная с 1977 г. запланировал комплексные исследования по различным направлениям геологии и металлогении Северного Казахстана. Естественно, комплексные исследования такого огромного региона посильны только большому коллективу геологов. Поэтому работы осуществлялись совместно с геологами МГ СССР (ЦНИГРИ), МГ КазССР (КазИМС, ПГО Севказгеология) и других организаций.

Комплексные исследования проводились по следующим направлениям.

Геология региона. Одним из важнейших условий успешного проведения металлогенических построений является правильное понимание истории геологического развития региона. В этом плане первоочередной задачей являлся анализ геологического материала и на его основе редакция карт, а также разработка единой схемы стратиграфии. Несмотря на сравнительно хорошую изученность региона, все же многие вопросы геологии остаются далеко не разрешенными. Особенно много неясного в проблеме геологии докембрия.

Магматизм. На основе обобщения и анализа материала рассмотрены главнейшие особенности магматизма. Дана характеристика геологического строения, петрографических, минералогических и петрогеохимических особенностей магматических комплексов Северного Казахстана; показана эволюция магматизма различных структурно-формационных зон, проведено формационное расчленение магматических образований. Составлена карта магматических формаций, являющаяся основой для металлогенических схем.

Тектоника региона. Многократные проявления процессов активизации обусловили сложную тектонику региона. В последние 20 лет получены новые материалы о геологическом строении региона, значение которых для уточнения карт тектонического районирования очевидно. Обобщение этих материалов дало возможность составить новую схему тектонического районирования, которая явилась основой для создания прогнозно-металлогенической карты региона.

Геофизические исследования. В последние годы получено много материалов по геофизическим исследованиям региона, помогающих расшифровать основные элементы глубинного строения и особенности их проявления в геофизических полях, а также составить карты тектонического и металлогенического районирования Северного Казахстана. Анализ геофизических материалов подтвердил ранее установленное геологическими данными блоковое строение региона.

Геология рыхлого чехла и геоморфология. Для выявления истории развития региона в мезозое и кайнозое обобщены материалы с составлением схем стратиграфии, с выяснением условий осадконакопления, а также изучены морфология, генезис и возраст рельефа Северного Казахстана. Составлены мелкомасштабные карты неотектоники и геоморфологии региона.

Геологическая карта. В последние годы в Северном Казахстане проводились обширные исследования с составлением для отдельных рудных районов многочисленных разномасштабных геологических карт. Как известно, для успешного проведения металлогенических исследований необходима добротная геологическая основа, поэтому прежде всего были отредактированы геологические карты Северного Казахстана, ко-

торые и явились основой для схем тектонического и металлогенического районирования.

Полезные ископаемые. По этому разделу обобщены и проанализированы материалы по полезным ископаемым региона. Приведены новые классификации рудных формаций с описанием типовых, имеющих промышленное значение месторождений, и главные поисковые критерии на тот или иной тип оруденения.

Закономерности размещения полезных ископаемых. Освещены закономерности размещения и условия формирования многообразных типов полезных ископаемых; рассматривается роль процессов тектономагматической активизации в образовании оруденения; приводятся принципы прогнозирования различных металлов. На основе выявленных закономерностей размещения месторождений дана прогнозная оценка отдельных площадей и рудных узлов региона.

Для выполнения перечисленных исследований были определены коллективы-исполнители — ИГН АН КазССР, КазИМС, ПГО Севказгеология, Степгеология, ЦНИГРИ и Степногорская экспедиция. Общее научное руководство работами осуществляли академик АН КазССР А. А. Абдулин и профессор В. Г. Ли.

При выполнении работ у исполнителей возникали разногласия по некоторым вопросам геологии и металлогении. Редколлегия сочла возможным, учитывая дискуссионность большинства разногласий, не ограничивать авторов в интерпретации полученных ими данных, поэтому читатель может встретить иногда двоякое объяснение тех или иных вопросов геологии и металлогении. В работе с разной степенью детальности освещены те или иные геологические вопросы, что вызвано либо отсутствием достаточного количества материалов, либо тем, что специальных исследований авторы не проводили, а использовали выводы предыдущих исследований. При подготовке монографии отмечались трудности и редакционного характера, что обусловлено многочисленностью авторского коллектива.

Итак, в процессе исследований были получены новые данные, значительно уточняющие, иногда изменяющие прежние представления по различным вопросам геологии региона. Приведенный большой фактический материал явится основой для дальнейшего изучения геологии и металлогении Северного Казахстана.

При выполнении работ авторы монографии имели тесный контакт с геологами Кокчетавской, Степногорской и Северо-Казахстанской ГРЭ, ЦНИГРИ, КазИМСа, МГУ и многих других организаций.

Авторы монографии благодарят всех геологов, оказавших помощь при проведении исследований и обобщении материалов.

Предлагаемая книга посвящена описанию геологического строения (в основном стратиграфии) Северного Казахстана. Этот регион представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение, в строении которого участвуют докембрийский фундамент, нижнепалеозойские складчатые комплексы и наложенные на них структуры среднего — верхнего палеозоя и мезозоя. В этих разновозрастных сооружениях блоки докембрия развивались в течение всего палеозоя в условиях устойчивого поднятия. В каледонской складчатой системе (восточная часть региона) в раннем палеозое господствовал геосинклинальный режим с преобладанием процессов опускания.

Складчатые комплексы, слагающие крупные блоки, отличаются временем и продолжительностью формирования, типом и возрастом складчатости, составом осадочных и вулканогенных пород. Каждому блоку присущи также специфические особенности интрузивного магматизма и металлогении. Каждый комплекс возник в определенном режиме и соответствует структурному этажу.

В среднем и позднем палеозое ранее созданный структурный план складчатого фундамента был нарушен с образованием новых наложенных структур (своды, впадины, грабены и др.). В северной части Центрального Казахстана в это время образовался Северо-Казахстанский свод, представляющий собой сложный агломерат различных структур, в числе которых на севере и западе участвуют блоки докембрия, на востоке, юго-западе и юге — нижнепалеозойские складчатые зоны. Существующий структурный план сформировался на этапах тектономагматической активизации, приведших к становлению Северо-Казахстанского свода. Формирование свода сопровождалось внедрением крупных гранитоидных масс и образованием рудных месторождений, а также возникновением новых дугообразных структурно-формационных зон.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная книга посвящена особенностям стратиграфии региона и сопровождается новой геологической картой, наглядно отображающей этапы геологического развития территории.

В последнее время представления о стратиграфическом расчленении допалеозойских и палеозойских отложений претерпели значительные изменения, что обусловлено новыми данными. Тем не менее многие вопросы геологии региона остаются далеко не разрешенными. Особенно дискуссионен вопрос о возрасте наиболее древних пород зерендинской серии. Одни исследователи относят их к образованиям архея, другие — протерозоя, а третьи — даже к отложениям рифея. Много спорных вопросов об объеме отдельных серий и свит рифея, а также о нижней и верхней границе верхнего докембрия. На основе объективного анализа имеющихся материалов авторами этой книги дана характеристика метаморфических пород и составлена схема стратиграфии докембрия региона.

Результаты исследований, проведенных в последние годы, дают основание сделать вывод, что стратиграфия нижнего палеозоя сейчас базируется на достаточно прочных палеонтологических данных. Наиболее значительные достижения связаны с изучением вулканогенно-кремнистых (раннегеосинклинальных) серий, ранее считавшихся докембрийскими (рифейскими, вендскими) образованиями.

Многочисленные находки ископаемых органических остатков (радиолярии, конодонты, беззамковые брахиоподы) позволили достаточно надежно определить возраст кремнистых толщ (акдымской серии и ее аналогов). Важное значение имеют новые находки фауны кембрия и нижнего ордовика в Селетинском и Аксуйском районах как для установления возраста вулканогенных толщ, так и для более обоснованной корреляции с эталонными разрезами Бошекольского района. Описание отложений кембрия и ордовика приводится по структурно-формационным зонам с обстоятельной характеристикой состава, мощности и возраста пород. Кроме того, рассматриваются и нерешенные вопросы по стратиграфии нижнего палеозоя.

Впервые для юго-восточной части региона выделены и описаны отложения силура. В последние годы производственными организациями получен большой материал по отложениям девона. Анализ этого мате-

риала дал возможность откорректировать схему стратиграфии девона. Уточнена стратиграфия карбона и перми.

Много новых данных получено по стратиграфии триаса, юры и мела. Находки разнообразной органики позволили однозначно установить возраст многих подразделений мезозоя.

В последние годы достигнуты значительные успехи и в изучении стратиграфии кайнозоя. Так, например, среди четвертичных отложений выявлены фаунистически охарактеризованные горизонты и получены палинологические характеристики ряда генетически различных разрезов, допускающие обоснованное дробное их расчленение.

Проведенные исследования и обобщение материалов в значительной степени помогли откорректировать схемы стратиграфии докембрия и фанерозоя, что, в свою очередь, позволило составить новую геологическую карту Северного Казахстана и уточнить историю развития региона. Вместе с тем эти исследования дали возможность выявить и неразрешенные геологические вопросы, а также поставить новые задачи перед исследователями региона.

В данной книге характеристика стратиграфии приводится по крупным блокам — структурно-формационным зонам региона.

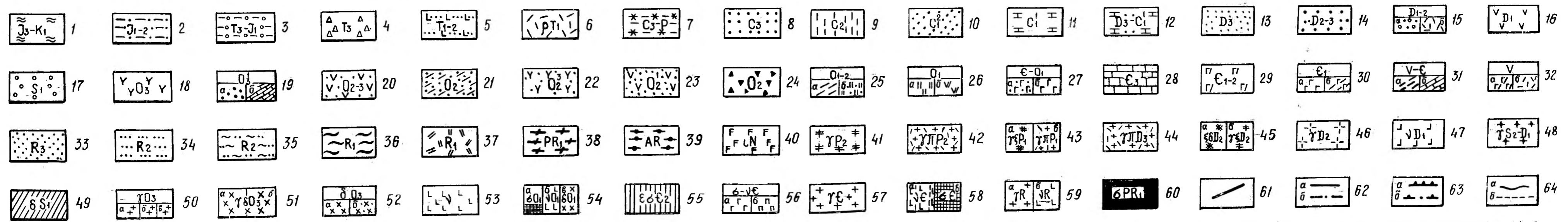
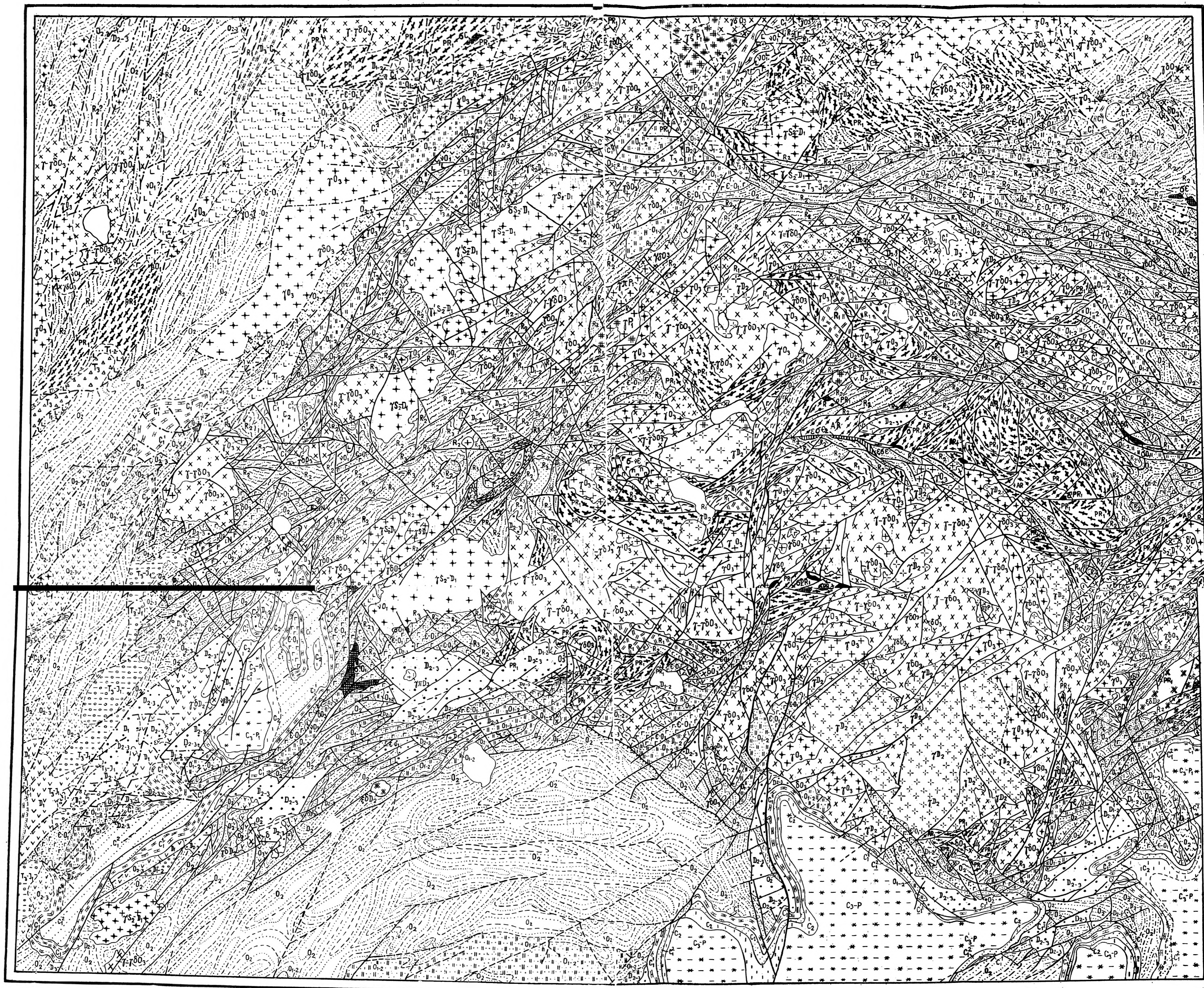
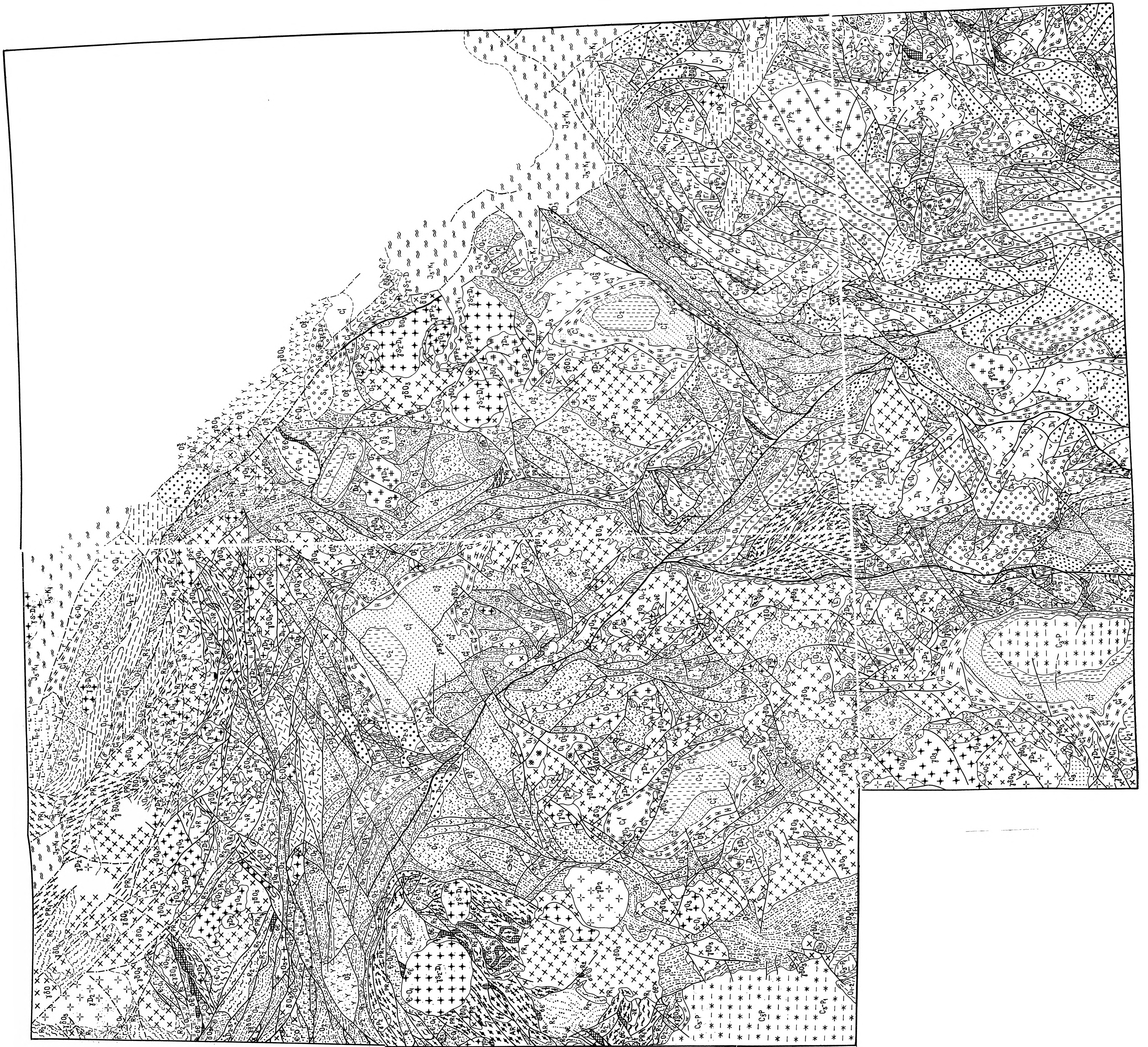


Рис. 1. Геологическая карта доверхнемеловых образований Северного Казахстана. Составили М. А. Абулкабиров, Л. В. Булыго, В. И. Старов, В. Е. Гончаренко, М. А. Казымов

1 — юрская система, верхний отдел — меловая система, нижний отдел (неком): пестро- и красноцветные глины, гравелиты, конгломераты; 2 — юрская система, нижний — средний отделы: конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли; 3 — триасовая система, верхний отдел — юрская система, нижний отдел: песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 4 — триасовая система: 4 — верхний отдел (карашайская свита): конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 — нижний — средний отделы (гуринская свита): конгломераты, песчаники, алевролиты, базальты; 6 — нижний пермская система (вадимирская, арчалинская, кабрктинская и кийминская свиты): красно- и сероцветные песчаники, алевролиты, известняки, прослон конгломератов и туффитов; 8 — 11 — каменноугольная система: 8 — верхний отдел: песчаники, конгломераты, аргиллиты, прослон углей; 12 — девонская система, верхний отдел — каменноугольная система, нижний отдел (гуринский ярус и низ визейского яруса): известняки, алевролиты, песчаники; 13 — 16 — девонская система: 13 — верхний отдел: конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники, известняки; 14 — средний — верхний отделы: красноцветные конгломераты и песчаники, алевролиты, прослон туфов, андезиты и базальты; 15 — нижний — средний отделы: конгломераты, песчаники (а), риолиты, риолито-дациты (б); 16 — нижний отдел (жаросерская свита и ее аналоги), базальты, андезиты, дациты, туфо-конгломераты; 17 — силурийская система: зелено- и пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, прослон туфов; 18 — 26 — ордовикская система: 18 — верхний отдел (каргалинская, белягашская свиты и их аналоги): туфо-конгломераты, туфы, андезиты, базальты и риолиты; 19 — верхний отдел, нижняя часть: конгломераты, песчаники, алевролиты, прослон известняков (а), известняки, алевролиты, песчаники (б); 20 — средний — верхний отделы: песчаники, конгломераты, базальты и андезит-базальты, туфы основного состава; 21 — средний отдел, калмакская и бестюбинская свиты, в Степнякском синклиории — лидевская (O₂) и степнякская (O₂) свиты: песчаники, алевролиты, аргиллиты, местами известняки, туффиты; 22 — средний отдел, верхний каралок (майлинская свита): туфо-конгломераты, базальты, андезиты, туфы; 23 — средний отдел, нижняя часть (сагская свита): базальты, андезит-базальты, песчаники, алевролиты; 24 — средне- и верхнеордовикские (O₂) олистостромы; 25 — нижний — средний отделы: песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы (а), кремнистые алевролиты, яшмы, туфы и туффиты (б); 26 — нижний отдел: яшмы, фтаниты, кремни, кварциты, прослон базальтов (а), трахиндезиты, трахиндезиты, тефронды, риолиты (б); 27 — кембрийская система — ордовикская система, нижний отдел: гравляковые песчаники, аргиллиты, туфы и туффиты (а), спилиты и диабазы (б); 28 — 30 — кембрийская система: 28 — верхний отдел: известняки, алевролиты, песчаники, прослон кремней; 29 — нижний — средний отделы (бошекульская свита и ее аналоги): базальты, дациты, риолиты, туфы основного и кислого состава, песчаники, гравелиты и конгломераты; 30 — нижний отдел: базальты (а), туфы и туффиты основного и кислого состава, аргиллиты, песчаники (б); 31 — венд-кембрийская система: углеродисто-кремнистые сланцы, прослон известняков и доломитов (а), известняки, доломиты (б); 32 — венд (никольско-бурлукская свита): базальты, туфы основного и среднего состава, кремнистые сланцы, конгломераты, туфопесчаники (а), дациты и риолиты (б); 33 — верхний рифей, андреевская свита — кварцитоидные песчаники; 34, 35 — средний рифей (илектинская свита): 34 — южечатская свита: кварциты, кварц-серпентитовые сланцы; 35 — шарьякская свита: бластоаммитовые углеродистые и гидрослюдисто-кварцевые сланцы, известняки и доломиты, прослон сидеритов и кварцито-песчаников; 36, 37 — нижний рифей (бороская свита): 36 — иманбулакская свита, даутская свита: эоидолит-актинолитовые сланцы, порфиритовые, прослон железистых кварцитов; 37 — кузнецкий мрамор; 38 — нижний протерозой, эрендинская и шингарская свиты: гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые и андалузит-гранат-биотитовые, мраморы и плагноклаз-диопсидовые породы, слюдяные сланцы, микрокварциты; 39 — архей, кумдыкская свита: слюдяные сланцы, слюдяно-кварцевые сланцы, кварц-серпентитовые сланцы, кварц-песчаники; 40 — неогеновые (большеземский, ставропольский, бошасорский) комплексы диабазов, долериты, пикриты; 41, 42 — позднепермский (орлиногорский и койтасский) комплексы: 41 — субэлювальные аляскисты, альбитовые и лейкократовые граниты (ау) лосевского и беркутинского комплексов; 42 — гранит-порфиры; 43 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 44 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 45 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 46 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 47 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 48 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 49 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 50 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 51 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 52 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 53 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 54 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 55 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 56 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 57 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 58 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 59 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 60 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 61 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 62 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 63 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры; 64 — раннепермские (шокаркайский, еленовский и вышеский) гранит-порфиры



ДОКЕМБРИЙ

Северный Казахстан представляет собой сложную сводово-глыбовую структуру, дугообразно огибающую Тенгизский блок с севера. Протяженность ее около 900 км, ширина 220—250 км. В строении этой структуры принимают участие разновозрастные сооружения, в том числе докембрийские блоки, являющиеся обломками рифейской платформы, которые в течение всего палеозоя развивались в условиях устойчивого воздымания. Докембрийские блоки располагаются на севере и западе региона, отложения палеозоя развиты на юге и востоке этой территории (рис. 1).

Докембрийскими образованиями сложены Кокчетавский, Котыркольский, Октябрьский, Заградовский, Шатский, Мамайский и Ешкиольмесский блоки (рис. 2). Наиболее крупным (180×150 км) и сравнительно изученным является Кокчетавский блок, впервые описанный Е. Д. Шлыгиным под названием Кокчетавской глыбы. Отложения докембрия в этой глыбе по сравнению с другими районами хорошо обнажены и изучены, поэтому описание стратиграфии докембрия приводится на примере Кокчетавской глыбы.

Первые сведения о докембрийских образованиях Кокчетавского региона имеются в работе Г. Г. Анзиминова, выделившего здесь кварциты, кварц-серицитовые, слюдяные сланцы, амфиболиты и гнейсы. Идею о существовании допалеозойских образований в Северном Казахстане высказал также В. А. Обручев. В своем очерке «Геологический обзор золотоносных районов Сибири» он писал о наличии в Кокчетавском районе допалеозойских метаморфических толщ.

После Великой Октябрьской социалистической революции в связи с постановкой планомерного изучения геологии и полезных ископаемых Казахстана был проведен значительный объем работ. Так, И. С. Яговкин расчленил метаморфические образования Кокчетавского района на три толщи: гнейсовую, сланцевую и кварцитовую, обосновав их докембрийский возраст. С 1929 по 1935 г. в Кокчетавском районе проводилось составление десятиверстной геологической карты. В процессе этих работ метаморфические толщи региона Е. Д. Шлыгин подразделил на четыре группы, состоящие из (снизу вверх): а) биотитовых гнейсов (архей); б) гнейсов и слюдяных сланцев; в) слюдяных сланцев; г) кварц-хлори-

товых сланцев. Породы последних трех групп он считал возникшими в протерозое. В 1945 г., основываясь на материалах других исследователей региона, Е. Д. Шлыгин выделил следующие свиты в докембрии: а) гнейсовую (архей); б) порфиroidную; в) ефимовскую (серицит-хлорит-кварцевые сланцы); г) кокчетавскую. Свиты б, в, г им отнесены к образованиям протерозоя.

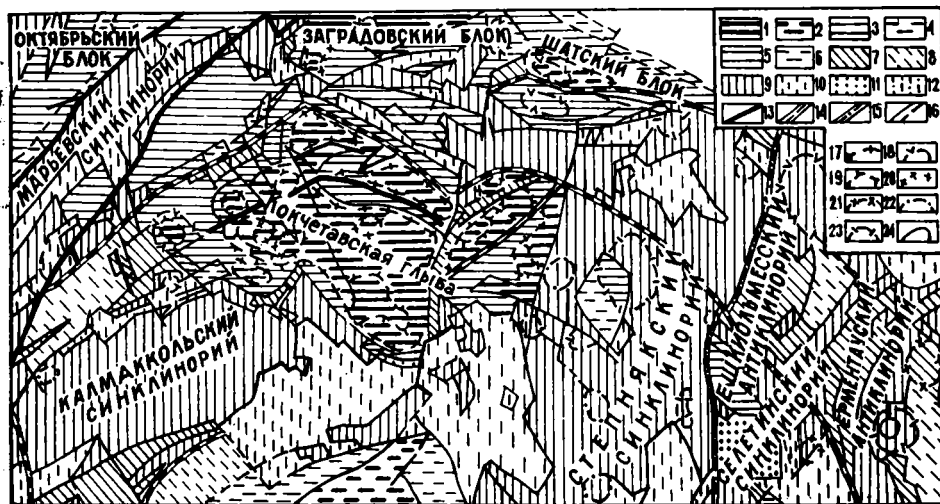


Рис. 2. Схема размещения складчатых комплексов и структур Северного Казахстана.

Допалеозойские складчатые комплексы: 1 — архей-протерозойский; 2 — протерозойский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими отложениями; 3 — нижнерифейский; 4 — нижнерифейский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями; 5 — среднерифейский; 6 — среднерифейский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими отложениями; нижнепалеозойские складчатые комплексы: 7 — кембрийский; 8 — кембрийский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями; 9 — ордовикский; 10 — ордовикский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими отложениями; 11 — силурийский; 12 — силурийский, перекрытый средне-верхнепалеозойскими отложениями; разломы, фиксируемые: 13 — в границе М; 14 — в базальтовом слое; 15 — в гранитном слое; 16 — прочие куполовидные и валлообразные структуры: 17 — докембрийские гнейсовые купола; 18 — нижнепалеозойские гранитондные купола; 19 — среднепалеозойские гранитные купола; 20 — верхнепалеозойские купола; 21 — мезозойские купольные структуры; 22 — палеозойские куполовидные поднятия; 23 — кольцевые структуры, фиксируемые размещением вулканоплутонических формаций; 24 — границы складчатых комплексов

В 1943—1949 гг. стратиграфия и петрология метаморфических образований Кокчетавского региона изучались М. А. Абдулкабировой [4], выделившей здесь (1943 г.) в докембрии пять свит: амфиболито-гнейсовую (архейскую), порфиroidную, порфиритоидную, кварцитовую (кокчетавскую) и граувакковую. Впервые для этого региона ею изучены вопросы петрологии докембрийских пород с установлением первичного субстрата метаморфических образований. Кроме того, выявлены и описаны эклогиты.

О принадлежности глубокопреобразованных гнейсовых толщ региона к архею имеются указания в работах Н. Г. Кассина. В результате региональных исследований (1931—1951 гг.) им была составлена схема

корреляции метаморфических толщ различных районов Казахстана. В частности, Н. Г. Кассин отмечал близость разрезов докембрия Кокчетавского и Улытауского блоков.

С 1949 по 1952 г. в Северном и Центральном Казахстане поисково-съемочные работы проводились сотрудниками МГРИ под руководством А. А. Богданова. Ими была предложена стратиграфическая схема, согласно которой докембрийские образования Кокчетавского района подразделялись на три свиты: РСтА (гнейсо-амфиболитовый комплекс, с силикатными мраморами в верхней части разреза), РСтВ (кварцевослюдяные сланцы и кварциты) и РСтС (порфириды, порфиритоиды, хлорит-актинолитовые и серицитовые сланцы).

Позднее И. Ф. Трусова [128] несколько изменила эту схему, выделив в Кокчетавском районе следующие свиты (снизу вверх): кумдыкульскую, енбекберлыкскую, кошкарбайскую, солдаткульскую и илектинскую. Приведенная И. Ф. Трусовой стратиграфическая последовательность близка к схеме стратиграфии Северного Казахстана, составленной Е. Д. Шлыгиным и М. А. Абдулкабировой. Следует отметить, что не все выделенные И. Ф. Трусовой свиты докембрия были подтверждены дальнейшими исследованиями. Так, например, О. М. Розеном [117] и другими исследователями доказано, что кварциты, развитые по р. Кошкарбайке, относятся к образованиям кокчетавской свиты рифея, а не слюдяно-кварцитовый (кошкарбайской) свите архея, согласно схеме И. Ф. Трусовой. Следовательно, самостоятельную кошкарбайскую кварцитовую свиту в средней части разреза архея выделять не следует. Нашими исследованиями установлено, что слюдяные кварциты появляются лишь в верхах зерендинской серии в даулетской свите. Отметим также, что выделенная И. Ф. Трусовой солдаткульская свита в полном объеме соответствует кууспекской свите, а илектинская толща является лишь частью кокчетавской серии рифея.

Геология восточной части Северного Казахстана в течение 1946—1965 гг. изучалась Р. А. Борукаевым, выделившим в докембрии пять свит: архейскую свиту кристаллических сланцев, амфиболитовую (нижнепротерозойскую), кварцитовую, известняково-эффузивную (ерементавскую) и туфоосадочную (телескольскую). Последние три свиты отнесены к образованиям верхнего протерозоя.

В 1958 и 1969 гг. на совещании по стратиграфии Казахстана была принята стратиграфическая схема докембрия региона, где самые древние образования (архейские) получили наименование зерендинской серии. Отложения протерозоя (рифея) были подразделены на две серии: серию нижнепротерозойскую (боровскую), состоящую из ефимовской, иманбурлукской и шарыкской свит, серию верхнепротерозойскую, в состав которой были включены кокчетавская, николюско-бурлукская, бра-толюбовская, шинсайская и карашатская свиты.

Эта схема последующими исследованиями в значительной степени была изменена.

В конце 50-годов в Северном Казахстане были начаты геологические съемки региона (И. А. Богоявленская, Л. В. Булыго, Е. А. Бабичев, В. Е. Гончаренко, О. М. Розен, А. А. Заячковский, Н. К. Двойченко, Н. А. Кулубеков, Ю. И. Марьенко, О. В. Минервин и др.). Одновременно с геологической съемкой велись тематические исследования по стратиграфии и петрологии докембрия региона (И. А. Ефимов, О. М. Розен,

Л. И. Филатова, В. Е. Гончаренко и др.). Результаты этих работ позволили О. М. Розену в объеме зерендинской серии выделить следующие свиты (снизу вверх): берлыкскую, жолдыбайскую, даулетскую и уялинскую. Предложенная им схема стратиграфии зерендинской серии послужила основой для дальнейших геолого-поисковых работ.

В 1964—1966 гг. Г. Л. Габба и В. Е. Гончаренко провели крупномасштабное геологическое картирование центральной части Кокчетавской глыбы. Они выявили, что различные кристаллические сланцы, выделенные О. М. Розеном в жолдыбайскую свиту, представляют собой продукты диафореза высокоглиноземистых гнейсов берлыкской свиты, на основании чего упомянутые образования были объединены в единую берлыкскую свиту.

В 1957—1971 гг. сотрудниками КазИМСа под руководством И. А. Ефимова проводилось специальное изучение высокобарических комплексов. Этими исследователями была разработана принципиально иная схема стратиграфии докембрия Кокчетавской глыбы. Согласно этой схеме выделены гнейсово-эклогитовая формация, сложенная нестратифицированными породами основания, и надэклогитовая серия, состоящая из стратифицированных метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород рифейской эвгеосинклинали. Надэклогитовая серия, в свою очередь, расчленена на две свиты (снизу вверх): брусиловскую (карбонатно-сланцевую) и баян-имантаускую (кварцито-гнейсово-магматическую). В составе боровской серии выделены только две свиты: кууспекская и кокчетавская. Рифейский возраст метаморфитов зерендинской серии (1000—1300 млн. лет) определяется данными, полученными рубидий-стронциевым, свинцово-изохронным и альфа-свинцовым методами изотопной радиогеохронологии.

Принципиально другую точку зрения в отношении возраста метаморфических комплексов Кокчетавской глыбы и их внутреннего строения высказывал О. М. Розен [119]. В частности, рифейские отложения региона подразделены им на три серии: а) нижнерифейская — ефимовская, состоящая из четырех свит (рузаевская — порфиритоидная, ашанинская — порфириодная, неженская — сланцевая и бакайская — карбонатная); к отложениям этой серии отнесены и породы даутской свиты, развитой на Шатском поднятии; б) верхнерифейская — боровская серия, подразделенная на три свиты: кууспекскую (порфириодную), шарыкскую (филлитовидные сланцы) и кокчетавскую (кварцитовую) свиты; в) терминальный рифей (никольско-бурлукская, включающая челкарскую, чалышскую свиты, а на востоке — шатскую и карашатскую толщи).

Нашими исследованиями (1948 г.) было установлено, что метаморфические породы в районе пос. Ефимовка и одноименного полиметаллического месторождения представлены терригенными образованиями (филлитовидными, углисто-глинистыми, кварц-серпичитовыми сланцами), аналогичными отложениям шарыкской свиты. В районе пос. Ефимовка вулканитов основного состава (порфиритоидов) нет. Рифейские порфиритоиды и зеленые сланцы впервые (1943 г.) были выявлены нами в районе рр. Чаглинка, Иманбурлук. Эти образования получили наименование иманбурлукской свиты, в связи с чем предлагается свиту, состоящую из порфиритоидов и зеленых сланцев раннего рифея, именовать иманбурлукской, а не ефимовской свитой.

В. Е. Гончаренко [51] рифейские отложения Кокчетавского района

подразделил на три серии: а) боровскую (нижнерифейскую), состоящую из ефимовской (сланцы, порфиритоиды), иманбурлукской (порфиритоиды) и кууспекской (порфириоиды) свит; б) илектинскую, включающую шарыкскую и кокчетавскую свиты; в) николюско-бурлукскую.

Как видно из приведенного обзора, 1950—1980 гг. характеризуются значительным увеличением объема геологических работ, проводившихся силами производственных и научно-исследовательских учреждений. Это, в свою очередь, обусловило создание многочисленных схем стратиграфии докембрия.

Несмотря на большое количество работ по стратиграфии региона, все же многие вопросы докембрия, такие, как объем отдельных подразделений (архея, протерозоя, рифея), стратиграфическое положение и взаимоотношения свит и серий, остаются не разрешенными. Это обстоятельство обусловлено не только сложностью геологического строения, но и разобщенностью выходов докембрийских пород (что затрудняет увязку свит между собой), а также редкостью находок органики, разночтением цифр радиологического возраста и т. д. Указанные трудности обусловили появление различных противоречивых схем докембрия Северного Казахстана. Приведенные схемы еще недостаточно обоснованы, поэтому ни одна из них пока не может быть принята за основу стратиграфической схемы Кокчетавского района.

Сопоставление метаморфитов зерендинской серии с породами других регионов, а также радиологические датировки (3,5—2,1 млрд. лет) дают возможность относить древнейшие отложения Кокчетавской глыбы к образованиям архея — нижнего протерозоя.

Положение границы нижнего протерозоя и рифея до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи [129, 132] по аналогии с Улытау и Центральным Казахстаном метаморфиты кууспекской и иманбурлукской свит считают дорифейскими. Другие [121], основываясь на результатах определения возраста по циркону (1,3—1,4 млрд. лет), считают возможным относить их к образованиям нижнего—среднего рифея. Третьи [23, 58] отложения кууспекской свиты считают образованиями верхнего рифея. Разночтения о времени формирования боровской серии, по нашему мнению, обусловлены прежде всего тем, что исследователи при обосновании возраста этих образований опирались преимущественно на цифры изотопной геохронологии. Известно, что цифры изотопной геохронологии в подобных полициклических областях отражают также время проявления наложенных метаморфических и тектонических процессов.

Анализ геологических материалов (резко несогласное залегание на зерендинской серии, приуроченность к рифтовым зонам, секущим дорифейский фундамент, зеленосланцевая фация метаморфизма и др.) явилась обоснованием для выделения нижнего рифея в объеме боровской серии, состоящей преимущественно из вулканитов (лав кислого состава порфириоидов в низах и порфиритоидов в верхах разреза).

Значительно больше смнений относительно вышележащего комплекса пород — среднерифейских отложений региона. Представление о составе, количестве свит, объеме и возрасте этих отложений в течение всей истории геологических исследований сильно менялось.

В 40-х годах Е. Д. Шлыгин и М. А. Абдулкабирова выделили верхнепротерозойскую свиту, состоящую из кварцитов и кварцевых сланцев.

Таблица 1. Схема расчленения докембрийских толщ Северного Казахстана

Стратиграфические подразделения		Серия	Схема расчленения докембрия, принятая авторами (венд и рифей по М. А. Абдулкабировой; архей и нижний протерозой по М. А. Касымову, Р. Р. Хайбуллину и Н. С. Ярославцевой)	Серия	Схема расчленения докембрия по В. Е. Гончаренко	
Палеозой	Кембрий	Никольско-бурлукская	Володарская свита; 1500 м	Никольско-бурлукская	Володарская свита	
	Венд (?)		Челкарская (шатская) свита; 1000—2500 м		Челкарская свита	
	Верхний рифей		Андреевская свита; 250—350 м; редко — 850 м		Кокчетавская свита (кварцитовая)	
	Верхний протерозой — рифей	Средний рифей	Илектинская	Кокчетавская свита; 1000 м Шарыкская (ефимовская на западе); 800—2500 м	Илектинская	Шарыкская свита (доломито-углеродисто-сланцевая)
		Нижний рифей	Боровская	Иманбурлукская (порфиритоидная, даутская — на северо-востоке, ошагандинская — на юго-востоке) свита; 1500—2500 м	Боровская	Кууспекская свита (порфириоидная)
Кууспекская (порфириоидная) свита; 1200 м				Иманбурлукская свита (порфиритоидная)		
Архей — нижний протерозой	Нижний протерозой	Зерединская	Даулетская свита; 600—800 м Берлыкская свита; 1000—1500 м	Енбек-берлыкская	Уялинская свита (кварцито-глиноземистая) Берлыкская свита (свита высокоглиноземистых сланцев)	
			Архей (?)		Кумдыкульская свита	Зерединская

В 1954—1958 гг. И. Ф. Трусова кварциты региона расчленила на три свиты: верхнеархейскую (серия РСтВ), илектинскую (нижнепротерозойскую) и андреевскую (рифейскую). В 60-х годах О. М. Розен все кварциты Кокчетавской глыбы отнес к одной свите верхнего рифея. На основании исследования литологии рифейских отложений Н. И. Гвоздик [47], В. Е. Гончаренко [51] и Л. И. Филова [132] кварциты андреевской и кокчетавской свит объединили в единую толщу.

В 1969 г. на Карагандинском совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя Казахстана кварцитовые толщи были объединены в единую кокчетавскую серию, лежащую на шарыкской сланцевой свите рифея. На совещании в г. Алма-Ате в 1971 г. сланцевая шарыкская свита была присоединена к кокчетавской серии.

А. Г. Шендеровой, М. Г. Харламовым и В. Д. Маловым (1976 г.) кварцитовая (кокчетавская) свита отнесена к верхнему протерозою, а сланцевая (шарыкская) — к венду.

Из приведенного материала видно, что стратиграфия докембрия Кокчетавской глыбы остается не разработанной. Весьма сложными до сих пор остаются вопросы о границе докембрия и палеозоя и возможности выделения среди докембрийских пород отложений венда. Тем не менее анализ новых материалов дал возможность разделить докембрийские образования региона на три крупные группы — дорифейскую (архей-протерозойскую), рифейскую и вендскую, резко отличающиеся друг от друга по особенностям структур и степени регионального метаморфизма. Для расчленения докембрийских пород использованы историко-геологический метод, а также условия формирования и последовательность накопления осадков. При расчленении докембрийских пород учитывались также данные радиологических и палеонтологических исследований.

Предлагаемая схема стратиграфии Северного Казахстана представляется как один из вариантов, который, несомненно, дальнейшими исследованиями будет уточняться (табл. 1).

АРХЕЙ — НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Древнейшие архейско-нижнепротерозойские метаморфические породы Кокчетавского массива наиболее широко развиты к югу от г. Кокчетавы. Здесь они обрамляют с востока и северо-востока Зерендинский гранитный плутон. К югу от оз. Караунгур и Кумдыколь эти образования в виде широкой полосы (15 км) прослеживаются к северо-востоку от пос. Лесной Хутор и далее окаймляют с севера Боровской гранитный массив. Сравнительно небольшие их выходы картируются в районах оз. Челкар, Имантау, Золотоношенского гранитного плутона.

Несмотря на длительную историю изучения интересующих нас толщ, до сих пор у исследователей нет единого мнения об их стратиграфическом строении. Попытки увязать различные схемы стратиграфического строения и воспроизвести единый сводный разрез древнейших комплексов, известных под названием «зерендинская серия», приводили к повторению их на различных стратиграфических уровнях.

Основными причинами неоднозначной трактовки стратиграфической последовательности метаморфитов, объединенных в зерендинскую серию, являются прежде всего отсутствие в них органических остатков, их сложные структурно-метаморфические взаимоотношения, обусловленные проявлением неоднократных процессов тектонической деформации и разнотипного метаморфизма. Очень плохая обнаженность пород зерендинской серии создает дополнительные затруднения при составлении ее сводного разреза.

Выявление стратиграфической последовательности пород полиметаморфических комплексов со сложными структурно-метаморфическими отношениями, каковыми являются образования зерендинской серии, требует применения комплексных методов исследования. Поэтому прежде всего были изучены относительные возрастные соотношения наложенных процессов складчато-разрывной деформации и метаморфизма, опре-

делена их роль в формировании метаморфических и метасоматических новообразований, обычно затушевывающих первоначальные соотношения стратифицированных толщ. В результате установлено, что в ряде случаев вторичные (диафторические) породы, развитые по разнообразному первично стратифицированному субстрату, были ранее ошибочно выделены в ранг свит (жолдыбайская свита и др.). Естественно, подобные образования исключены из разреза первично стратифицированных толщ. Произведенные петрохимический и формационный анализы пород зерендинской серии, сохранившихся от воздействия поздних процессов регрессивного метаморфизма, позволили установить первичный, гранулит-гнейсовый метаморфический субстрат кумдыкульской свиты, претерпевший полидиафторические преобразования.

Залегающие выше высокоглиноземистые гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы нами рассматриваются в ранге берлыкской и даулетской свит.

Кумдыкульская свита соответствует одноименной свите, выделенной И. Ф. Трусовой [128] в восточной части Кокчетавской глыбы (оз. Кумдыколь). Представлялось, что эта свита объединяет слюдяные сланцы и амфиболиты с отдельными линзами плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых пород, мраморов (силикатных в том числе). Последние, как отмечает И. Ф. Трусова, отчетливо обособляются в качестве горизонта, разграничивающего кумдыкульскую и енбекерлыкскую свиты.

Исследованиями, проведенными в последние годы, установлено, что породы кумдыкульской свиты характеризуются не первичными стратиграфическими соотношениями, а вторичными тектоническими и метаморфическими. Метаморфизм проявлялся неоднократно и сопровождался тектоническими деформациями. В кумдыкульской свите преобладают темно- и зеленовато-серые биотитовые, гиперстен-биотитовые, гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы и связанные с ними постепенными переходами фельдшпатизированные турмалинсодержащие биотитовые гнейсы. Реже распространены гранат-плагиоклазовые, гранат-пироксеновые, гиперстенные гнейсы, гиперстен-кордиеритовые, кордиерит-шпинель-кварцевые гранулиты, двупироксен-шпинелевые кристаллические сланцы.

С процессами ультраметаморфизма и гранитизации связано формирование мигматитов, чарнокитов, разнообразных высокоглиноземистых и слюдяных сланцев, которые ошибочно включались в состав стратифицированных толщ (жолдыбайская свита).

Ниже дается петрографическая характеристика пород кумдыкульской свиты.

Гранат-плагиоклазовые гнейсы изучены в районе оз. Кумдыколь (Западный), соп. Нурульгуль, Брусилевская и в других местах. Они представляют собой сложные полифациальные образования серого цвета, лейкократовые, мелкозернистые, часто гранитизированные и милонитизированные. Среди них отмечаются тонкополосчатые, массивные и сланцеватые разновидности. Минеральный состав гранат-плагиоклазовых гнейсов представлен главным образом плагиоклазом (андезин-лабрадором), гранатом, голубовато-белым пластинчатым кварцем. Аксессуары представлены ортитом, цирконом и апатитом. В гранитизированных разновидностях гнейсов плагиоклаз замещается микроклином. Наблюдаются мигматиты с характерной полосчатой и прожилково-пятнистой

структурой. Прожилковые и гнездовидные обособления розового и зеленоватого калиевого полевого шпата содержат обильные включения турмалина (призмы от микроскопических размеров до 5—7 см в длину). Гранат часто замещается кордиеритом и биотитом или темно-зеленой роговой обманкой. В качестве второстепенных присутствуют хлорит, серицит, биотитоподобный (неплеохроирующий) минерал и рудный. В зависимости от количественных соотношений граната, кордиерита, биотита и роговой обманки выделяются соответственно гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-биотитовые, биотитовые, роговообманковые гнейсы.

Биотитовые, гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы характеризуются темно- и зеленовато-серой, реже черной окраской с ярко выраженной мигматитовой полосчатостью и плейчатостью. Эти породы развиты к юго-западу от оз. Кумдыколь, юго-западнее г. Щучинска, в районе соп. Сулутобе, где они тесно ассоциируют с крупными массивами эклотитов и силикатных мраморов. К северу от оз. Кумдыколь (соп. Нурульгуль, Брусилловская, свх. «Карабулакский») обнажаются фельдшпатизированные разности, представленные буровато-розовыми, светло-серыми турмалиносодержащими биотитовыми гнейсами. Здесь эти породы микроклинизированы.

Главными породообразующими минералами гнейсов являются кварц (45—55%), биотит (15—25%), силлиманит (5—10%), кордиерит (0—10%), гранат (0—7%), пироксен (0—5%), плагиоклаз (5—15%). Аксессуары представлены цирконом, апатитом, рутилом, турмалином и рудными вкраплениями. В качестве регрессивных низкотемпературных минеральных компонентов зафиксированы мусковит, хлорит, тальк, серицит, лейкоксен. Структура пород лепидогранобластовая, участками порфиروبластовая. Порфиробласты гнейсов сложены агрегатами зерен силлиманита или граната, а в фельдшпатизированных разностях — микроклином.

Под микроскопом гнейсы обнаруживают неравномернозернистое строение с характерной для них микроплейчатой текстурой, выраженной S-образным расположением изгибающихся чешуек биотита. Примечательной особенностью гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов является наличие неравновесных коррозионных структур, свидетельствующих об их неоднократной перекристаллизации.

Кордиерит-шпинель-кварцевые гранулиты — это мелко- и среднезернистые темно-серые массивные, очень плотные породы с гранобластовой структурой. Они содержат гранат, кордиерит, шпинель, рудный минерал, кварц, циркон. Кордиерит образует псевдогексагональные сечения с обильными вростками бурых и коричневатобурых пластинок слюды. По периферии и центру зерен часто развивается силлиманит в виде тончайших игольчатых призм (фибролит), метельчатых и сноповидных кристаллов, при этом хорошо сохраняются реликты псевдогексагональных сечений кордиерита. Шпинель зеленого цвета наблюдается в сростках с рудными минералами. Циркон неравномерно распределен в основной массе пород и в виде мельчайших включений в кордиерите.

Гиперстен-кордиеритовые гранулиты темно-серого цвета отличаются неравномернозернистой (от мелко- до крупнозернистых разностей) гранобластовой структурой. Они состоят из гиперстена (2—15%), частично замещенного биотитом, измененного кордиерита (до 75%), квар-

ца (не более 2%), плагиоклаза и редких кристаллов граната, циркона, апатита, сфена, турмалина и рудного минерала.

Гиперстеновые гнейсы в различной степени замещаются биотит-силлиманитовыми гнейсами. От гиперстен-кордиеритовых гранулитов они отличаются появлением плагиоклаза (до 30%) и микроклина. Гиперстеновые гнейсы обладают неравномерной зернистой гранобластовой структурой и составом, близким к чарнокитам: кварц (до 15%), полевые шпаты (до 25—35%), кристаллы гиперстена, граната. В гнейсах обособляются локальные участки, в которых гиперстен образует симплектитовые сростания с кварцем и плагиоклазом и частично замещается бурой роговой обманкой или биотитом.

Чарнокиты, залегающие среди гранулитов кумдыкульской свиты в виде небольших тел, обнаружены при проведении буровых работ в районе соп. Нурульгуль, Брусиловская и др. Это серые, массивные породы с гранобластовой структурой. Минеральный состав их таков: пертитовый и антипертитовый полевой шпат (более 50%), гиперстен (5—20%), моноклинный пироксен (ед. зерна), темно-бурая роговая обманка, гранат, биотит, флогопит, кварц, апатит, рудный.

Двупироксен-шпинелевые кристаллические сланцы отмечаются только в районе соп. Нурульгуль. Они состоят из гранобластовых зерен моноклинного и ромбического пироксена (30—75%), шпинели (1—3%), граната (5%), амфибола, флогопита (10—25%, иногда до 40%), плагиоклаза (1—3%) и серицитизированного калиевого полевого шпата (1—2%). Ксеноморфные зерна кварца (до 1%) выполняют промежутки между зернами других минералов. Во всех разностях пород присутствуют шпинель, гранат, циркон, апатит. Соотношения пироксена, флогопита и полевошпатовой составляющей меняются.

Кальцифиры образуют прослои различной мощности среди описанных выше пород соп. Нурульгуль, Брусиловская и др. Это массивные образования с гранобластовой, гетерогранобластовой, порфиробластовой, венцовой и пойкилобластовой структурой голубовато-зеленого, фишашково-желтого, серовато-голубого цвета. Минеральный состав их следующий: ксеноморфные кристаллы кальцита (от 2—3 до 50%), идиоморфный пироксен моноклинный (до 50%), оливин, хондрит, флогопит, мусковит, антофиллит, серпентин, рудный. Вкрапленники, или порфиробласты (до 25%), представлены округлыми изометричными кристаллами граната, оливина, пироксенов (моноклинного и ромбического) и хондрита. Они всегда окружены каймой карбоната или серпентина. В породах присутствуют тальк, тремолит, брусит, минералы группы гумита и бора (тонкие иголки суанита и сайбелиита).

Пироксен-плагиоклазовые породы — плотные, массивные образования темно-, светло-зеленого, зеленовато- и светло-серого цвета с гранобластовой структурой. Минеральный состав их широко варьирует и представлен зеленым пироксеном (диопсидом), плагиоклазом (андезин-лабрадором, иногда битовнитом), гранатом пироп-альмандин-гроссулярового ряда, карбонатом, иногда калиевым полевым шпатом. В качестве аксессуаров в них присутствуют циркон, апатит, сфен. В зависимости от количественных соотношений минералов выделяются плагиоклаз-диопсидовая, плагиоклаз-диопсид-кварцевая, плагиоклаз-диопсид-карбонатная, кварц-диопсидовая и диопсидовая с гранатом и без граната

разновидности, среди которых иногда обособляются диопсид-плагиоклазовые гнейсы.

Берлыкская свита выделена О. М. Розеном [118] в районе пос. Енбек-Берлык. По его данным, эта свита представляет собой чередование слюдяных сланцев с эклогитами и амфиболитами. В подчиненном количестве отмечаются мраморы, плагиоклаз-диопсидовые, кордиерит-амфиболовые породы и пироксеновые гранулиты. В берлыкскую свиту О. М. Розен включил гнейсы и мигматиты, развитые в районе оз. Кумдыколь, Майколь, с. Брусиловка и Савинка, т. е. породы, которые нами рассматриваются в составе кумдыкульской свиты.

По представлению И. Ф. Трусовой [41], описываемый стратиграфический уровень сложен главным образом породами основного состава: эклогитами, амфиболитами, гранатовыми и пироксеновыми амфиболитами с прослоями слюдяных кристаллических сланцев. Эти образования, широко распространенные в районе ур. Жолдыбай, с. Енбек-Берлык и Кулет, ранее О. М. Розен выделял в самостоятельную жолдыбайскую свиту. В. Е. Гончаренко в 1975 г. во время геологической экскурсии, организованной в соответствии с планом редакционных работ по составлению геологической карты Кокчетавского массива среднего масштаба, показал, что гранат-дистен-мусковитовые сланцы жолдыбайской свиты образовались при диафторезе пород берлыкской свиты.

Структурно-петрологические исследования, выполненные М. А. Касымовым, Р. Р. Хайбуллиным, выявили, что крупно- и среднезернистые, часто очковые гранат-мусковитовые, гранат-дистен-мусковитовые, кварц-мусковитовые сланцы, распространенные в районе ур. Жолдыбай (жолдыбайская свита), соп. Сулутобе, оз. Кумдыколь, являются продуктами диафтореза как высокоглиноземистых гнейсов берлыкской свиты, так и пород эклогит-гипербазитовой ассоциации. Поэтому к берлыкской свите следует относить лишь средне- и тонкозернистые ритмически построенные гранат-силлиманит-мусковитовые, гранат-мусковитовые, гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, мелкозернистые мусковитовые, гранат-силлиманитовые кварциты с резко подчиненным значением очковых гнейсов, мраморов, силикатных мраморов. Кроме того, новые структурно-петрологические материалы свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые гнейсы, кристаллические сланцы, тонкозернистые кварциты, выделенные в районе пос. Уялы в одноименную свиту, являются частью берлыкской свиты (возможно, верхней).

Начать позже петрологические работы Н. С. Ярославцевой привели ее к представлениям О. М. Розена, утверждающим правомерность выделения в зерендинской серии самостоятельных стратиграфических подразделений в ранге берлыкской и уялинской свит, занимающих соответственно различные стратиграфические уровни. Однако такое утверждение О. М. Розена, как было показано В. Е. Гончаренко и М. А. Абдулкабировой во время проведения указанной выше геологической экскурсии, не подтверждается фактическим материалом.

Изучение текстурных и петрохимических особенностей высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов берлыкской свиты (в новой редакции понимания ее стратиграфического объема и строения) позволяет воссоздать их первично тонкослоистый кремнисто-глинистый субстрат, включающий линзы карбонатных пород.

В реставрированных кремнисто-глинистых осадках диагностируют-

ся прослой двух типов текстур, варьирующие в самых различных соотношениях. В силу плохой обнаженности и сохранности реликтовых текстур не удается установить количественные параметры первичной ритмичности. Первый тип текстур фиксируется в виде массивных однородных прослоев мощностью от 2 мм до 5—6 см зеленовато-розового, кремового цвета, сложенных тонкокристаллическими кварцитами, несомненно, представляющими собой продукты метаморфизма кремнистых осадков. Второй тип текстур пород берлыкской свиты выражен частым чередованием контрастно окрашенных лентовидных прослоев очень малой мощности (до 4 мм). Данные петрохимической реконструкции свидетельствуют об их первично глинистом составе. Текстурно-структурные и литологические особенности пород берлыкской свиты фиксируются в отдельных скиалятах, сохранившихся среди высокоглиноземистых высокоглиноземистых мусковитовых, гранат-мусковитовых, гранат-биотит-мусковитовых, гранат-силлиманит-мусковитовых гнейсов.

Наиболее полный разрез берлыкской свиты обнажается в районе пос. Первомайка. На этом участке кроме высокоглиноземистых гнейсов О. М. Розеном описаны конгломератовидные породы, отнесенные им к межформационным конгломератам. Изучение этих пород позволило установить их метасоматическую природу. Они образовались в кремнещелочную стадию наложенного метаморфизма, протекавшего в условиях интенсивных тектонических подвижек. Об этом свидетельствует их спорадическое распространение в поле развития высокоглиноземистых гнейсов берлыкской свиты и приуроченность к тектоническим зонам.

Как отмечалось, преобладающими образованиями берлыкской свиты являются различные высокоглиноземистые гнейсы, минеральные разновидности которых определяются исходным субстратом и последующими метаморфическими преобразованиями. Наиболее распространены мусковитовые, гранат-силлиманит-мусковитовые разновидности гнейсов светло-серого или зеленовато-серого цвета. Подчиненное значение имеют мелкозернистые дистен-гранат-мусковитовые гнейсы с кордиеритом. Текстура пород сланцеватая, участками гнейсовидная, с микроплойчатым строением. Структура лепидогранобластовая, порфиrolепидогранобластовая. Порфиробласты представлены крупными зёрнами граната либо агрегатами пластинок силлиманита. Все разновидности пород связаны постепенными переходами.

Породообразующими минералами являются силлиманит, гранат, биотит, кордиерит, кварц. Вторичные минеральные компоненты представлены мусковитом, серицитом, хлоритом и лейкоксеном. В группу аксессуаров входят турмалин, рутил, циркон, апатит, рудный, очень редко графит и ставролит.

Количественно-минеральный состав пород колеблется в следующих интервалах: силлиманит (20—45%), гранат (25—35%, до 40%), кварц (10—35%), кордиерит (0—5%), мусковит (10—25%), биотит (0—10%), графит (0—3%).

Высокоглиноземистые гнейсы чередуются с зеленовато-серыми, кремовыми микрокварцитами. В низах разреза берлыкской свиты (район пос. Енбек-Берлык, соп. Сулутобе) фиксируется тонкое переослаивание гранат-силлиманитовых гнейсов с дистен- и гранатсодержащими микрокварцитами (мощность прослоев 0,2—10 мм). В верхних частях разреза (к юго-западу от пос. Уялы) мусковитовые и гранат-мус-

ковитовые микрокварциты слагают более мощные пачки (до 10—15 м), обнажающиеся в ядрах синклиналильных структур.

Текстура пород массивная, структура равномернозернистая, гранобластовая. Кварц в гнейсах представлен мелкими (0,2—0,3 мм) зернами изометричной, очень редко пластинчатой формы. В межзерновых пространствах фиксируется слюдястый материал и силлиманит. В небольших количествах (2—5%) присутствуют соизмеримые с основной массой зерна граната.

Видимая мощность берлыкской свиты 1000—1500 м.

Даулетская свита впервые была выделена О. М. Розеном [118] в районе оз. Даулет, где наблюдается наиболее полный разрез. Разрозненные выходы даулетской свиты фиксируются в районе гор Баятор, пос. Чаглинка и оз. Майколь. Соотношения даулетской свиты с берлыкской — тектонические. Отсутствие в даулетской свите тел эклогитов и габбро-друзитов, которые широко развиты среди гнейсов берлыкской и кумдыкульской свит, позволяет предполагать более позднее формирование пород даулетской свиты, а также допускать существование перерыва между ними.

Даулетская свита сложена ритмично-слоистыми темно-коричневыми, темно-серыми биотитовыми, гранат-биотитовыми, андалузит-гранат-биотитовыми гнейсами. В виде линз и прослоев присутствуют мраморы и плагиоклаз-диопсидовые породы. Отличительная черта вещественного состава даулетской свиты — присутствие пирита и углеродистого вещества.

Биотитовые, гранат-биотитовые, андалузит-гранат-биотитовые гнейсы характеризуются мелко- и среднезернистым строением, сланцеватой, участками полосчатой текстурой. Структура гранолепидобластовая, порфиروгранолепидобластовая. Порфиробласты представлены гранатом. Пороодообразующими минералами являются гранат, биотит, кварц, андалузит, плагиоклаз и кальцит, из аксессуарных минералов присутствуют ставролит, рутил, циркон, турмалин, силлиманит, рудный.

Биотит (20—25%) окрашен в красновато-бурый цвет, ориентирован вдоль кристаллизационной сланцеватости и огибают порфиробласты граната. Андалузит (5—10%) наблюдается в виде порфиробластов (до 2 мм), включающих чешуйки биотита и зерна рудного минерала. Плагиоклаз (олигоклаз) в породах слагает изометричные ксеноморфные зерна с многочисленными включениями кварца. Силлиманит распространен в небольшом количестве (до 5%) в виде тончайших призм, местами пронизывающих чешуйки мусковита, графит — в форме чешуйчатых агрегатов, заполняющих межзерновое пространство.

Плагиоклаз-диопсидовые породы представляют собой светло- и голубовато-серые образования с массивной, часто полосчатой текстурой. Структура их гранобластовая, участками гранолепидобластовая.

Количественно-минеральный состав пород следующий: диопсид (40—65%) и плагиоклаз (андезин-лабрадор) (30—35%). В небольшом количестве присутствуют кальцит, сфен, гранат, роговая обманка, калиевый полевой шпат.

Плагиоклаз-диопсидовые породы в даулетской свите пространственно ассоциируют с белыми, светло-серыми мраморами. Эти породы характеризуются мелко- и среднезернистым строением. Текстура массивная, участками полосчатая. Основными минеральными компонента-

ми являются кальцит, доломит. В качестве примесей присутствуют форстерит, плагиоклаз, гранат, кварц, бледно-зеленая роговая обманка.

Уялинская свита впервые была выделена О. М. Розеном [118] в районе одноименного поселка. Относительно ее стратиграфического положения в разрезе зерендинской серии мнения у авторов данного раздела расходятся. М. А. Касымов, Р. Р. Хайбуллин, выявив полную тождественность петрографического, петрохимического составов и текстурных особенностей пород уялинской и берлыкской свит, а также единство тектонической деформации и метаморфизма, объединяют их в единую свиту, сохранив за ними название берлыкской и ее стратиграфическое положение между кумдыкульской и даулетской свитами.

В свете рассмотренных новых данных по стратиграфии верхней части зерендинской серии и, в частности, о стратиграфических границах так называемой «уялинской» свиты и ее типовом составе пород следует отметить, что ранее высказанное О. М. Розеном представление о принадлежности пород, обнажающихся по р. Горькой, в районе оз. Имантау, к обсуждаемой свите, видимо, является ошибочным. В настоящее время работами В. Е. Гончаренко, М. А. Абдулкабировой, М. А. Касимова, Р. Р. Хайбуллина и др. доказано, что породы, распространенные в указанном районе, слагают более высокий стратиграфический горизонт, относящийся к боровской серии нижнего протерозоя. Мнение о необходимости отнесения этих пород к уялинской свите зерендинской серии разделяет Н. С. Ярославцева.

Петрохимическая реставрация первичного состава и литологические особенности метаморфических пород уялинской и берлыкской свит свидетельствуют о формировании их субстрата в одинаковых физико-географических условиях осадкообразования.

Таким образом, приведенные данные достаточно аргументированно доказывают необходимость рассмотрения пород этих «свит» в объеме единой берлыкской свиты.

РИФЕЙ

Образования рифея по сравнению с метаморфитами дорифея (зерендинской серии) широко развиты. По степени метаморфизма и морфологии структур они резко отличаются от дорифейских пород. В них сравнительно хорошо фиксируется реликтовая структура первичных пород. Для рифейских пород характерен в основном метаморфизм фации зеленых сланцев, а в отложениях верхних горизонтов их устанавливаются лишь слабые изменения осадков. Рифейские отложения слагают грабенообразные структуры — авлакогены, прослеживающиеся цепочкой более 500 км, образующие дугообразные субширотные рифтовые зоны, секущие дорифейский фундамент, для которого характерны специфические структурные формы — гранито-гнейсовые и мигматитовые купола.

Рифейские образования представлены толщами различного состава и генезиса (терригенными, вулканогенными, реже хемогенными), что объясняется неодинаковыми условиями развития региона в это время.

По стратиграфическому положению, петрографическому составу и степени метаморфизма рифейские образования подразделяются на три группы пород: нижнерифейскую, среднерифейскую и верхнерифейскую.

Нижний рифей

Отложения нижнего рифея (боровской серии) залегают резко несогласно с крупным перерывом на породах архея — нижнего протерозоя. Они выполняют ряд узких (3—8 км) грабенов, расположенных цепочкой в сфере влияния дугообразных (ближиротных) глубинных разломов. Таких цепочек грабен (рифтовых зон) в Северном Казахстане можно выделить четыре: Акканбурлук-Кууспекская, Имантау-Пухальская, Володарско-Кокчетавская и Сергеевско-Шатская.

Отложения боровской серии по набору пород, степени метаморфизма, морфологии складок и структурному плану резко отличаются от пород зерендинской серии. В породах рифея довольно четко распознается первичный субстрат. Для них характерен метаморфизм зеленых сланцев, отвечающих клиноцистит-альбит-актинолит-хлоритовой зоне. По стратиграфическому положению и набору пород образования боровской серии подразделяются на две свиты: кууспекскую порфиroidную и иманбурлукскую порфиroidную.

Образования *кууспекской порфиroidной свиты* по сравнению с другими докембрийскими метаморфитами менее распространены. Они слагают узкие грабенообразные структуры (авлакогены), приуроченные к ближиротным глубинным зонам разломов. На севере одна из зон прослеживается от Сергеевского массива через Заградовское и Шатское поднятия до Естаулетской мульды на востоке; другая (Володарско-Кокчетавская) — от Воскресенского массива на западе (обнажаясь у р. Чаглинка, г. Галчева, через Ащиколь) до оз. Кызылсор на востоке; третья — от оз. Имантау (обрамляя с севера Зерендинский массив) до оз. Карангур; четвертая — от Золотоношенского массива (через оз. Кууспек) до с. Якшиянгизтау на востоке. Наиболее полные разрезы свиты имеются в районе оз. Кууспек, Имантау, на правобережьях рр. Чаглинка, Шат и пос. Симферопольского. Метаморфиты свиты в пределах грабен образуют ряд линейных складок, простирающихся вдоль разломов, ограничивающих депрессии. Морфология складок обычно сложная (особенно близ бортов грабен); нередко простые складки длиной 5—10 км с размахом крыльев 2—3 км и углами падения 50—85°.

Петрографический состав свиты сравнительно простой: порфиroidы, кварц-серицитовые сланцы, возникшие за счет наземных вулканитов — кислых лав и туфов, реже серицитовые кварциты и серицит-хлоритовые сланцы, образовавшиеся вследствие метаморфизма терригенных осадков.

Стратотипический разрез свиты обнажается в восточной части Кууспекских сопок. Здесь, по данным Г. Н. Гаврилова, В. В. Чаговца и др. (1982 г.), выделяются (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Серый тонкозернистый, иногда полосчатый порфиroid с порфиroidкластами кварца | 220 м. |
| 2. Тонкополосчатый светло-, иногда темно-серый порфиroid с порфиroidкластами кварца | 60 м. |
| Задерновано | 35 м. |
| 3. Грубоблитчатый серый кварцевый порфиroid | 70 м. |
| 4. Мелкозернистый, местами полосчатый серый кварцевый порфиroid | 50 м. |
| 5. Белый перекристаллизованный кварцевый порфир | 150 м. |
| 6. Сильно рассланцованный белый, местами полосчатый кварцевый порфиroid | 150 м. |
| 7. Дайка микрогранита | 60 м. |
| Задерновано | 250 м. |

8. Мелкокристаллический желтовато-серый полосчатый порфиرويد с редкими порфи- рокластами кварца	50 м.
Задержано	170 м.
9. Темно-серый биотит-плагноклаз-кварцевый сланец	10 м.
10. Дайка гранодиорита	10 м.

Далее к северу в разрезе участвуют породы сланцевой пачки:

1. Темно-серый, местами черный микрокристаллический биотит-кварцевый сланец	50 м.
2. Дайка светло-желтого гранит-порфира	20 м.
3. Темно-серый микрокристаллический биотит-кварцевый сланец	130 м.
4. Белый серицит-кварцевый сланец	100 м.
5. Черный тонкочешуйчатый слюдяно-кварцевый сланец	70 м.
6. Серый, местами темно-серый, полосчатый, иногда пятнистый кварцевый порфиرويد с редкими порфирокластами кварца	160 м.
7. Светло-серый (до белого) полосчатый тонкокристаллический порфиرويد с редкими порфирокластами кварца и полевого шпата	30 м.
8. Серый микрокристаллический двуслюдяно-кварцевый сланец	20 м.

В приведенном разрезе породы кууспекской свиты имеют близши-
ротное простираание с очень крутым (70—85°) падением на север.

Основываясь на анализе материалов, Г. Н. Гаврилов и др. в кууспекской свите выделяют три пачки пород. Нижняя пачка сложена микрокристаллическими сланцами с линзами мраморов; верхняя поло-
вина пачки состоит из полевошпатовых тонкозернистых сланцев. Сред-
няя пачка — порфиرويدная. Среди порфиroidов отмечаются тонкие про-
слои кварц-слюдяных сланцев и микрокварцитов. В верхней части этой
пачки широко развиты слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями порфи-
roidов и микрокварцитов. Верхняя пачка сложена полевошпатовыми
микрокристаллическими сланцами.

Порфиroidы представляют собой желтоватые, розовато-серые, ре-
же светло-серые массивные, иногда сланцеватые породы, состоящие из
кварца, калиевого полевого шпата, плагноклаза и слюды. Текстура их
сланцевая и параллельно-линейная, полосчатая, с резко выделяющимися
вкрапленниками полевого шпата и кварца, обычно ориентированными
согласно полосчатости породы. Для порфиroidов характерна blasto-
порфиroidовая, blastokластическая и реликтовая порфиroidовая структура.
Порфиroidобласты (1—40% от общего объема породы) представлены толь-
ко кварцем или кварцем и полевым шпатом (преимущественно калиевым
полевым шпатом). Порфиroidобласты раздроблены с образованием остро-
угольных обломков. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит,
циркон, титанит и турмалин. Полевой шпат (микроклин) образует ино-
гда сравнительно крупные (до 1,5—2 см) порфиroidокласты, имеющие
овальную, реже — неправильную форму. Микроклин — решетчатый, в нем
отмечаются тонкие пертиты распада и лентовидные пертиты замещения.
Плагноклаз-альбит обычно замещен серицитом, а биотит — мусковитом.
Порфиroidокласты кварца интенсивно гранулированы, обладают резко вы-
раженным мозаичным угасанием.

Основная масса порфиroidов состоит из чешуек серицита, слагаю-
щих тончайшие прослойки, переслаивающиеся кварц-полевошпатовыми
полосами, расположенными линейно, что иногда обуславливает сланце-
ватую текстуру породы. Структура основной массы порфиroidов лепидо-
гранобластовая, иногда микрогранобластовая. В некоторых частях
метаморфитов порфиroidовые выделения отсутствуют; в них в значитель-

ном количестве присутствуют слюды. Такие разности пород переходят в слюдяные сланцы, в которых содержание серицита (иногда и мусковита) достигает 30—40%.

Состав кварц-полевошпатовых сланцев: слюда (биотит, мусковит и серицит), кварц и полевой шпат. Зерна калиевого полевого шпата обычно угловатые. Иногда они имеют четко выраженную микроклиновую решетку и многочисленные микропертитовые вроски кислого плагиоклаза. Слюда представлена биотитом, реже — мусковитом и серицитом. В милонитизированных разностях сланцев (южнее оз. Кууспек) иногда отмечаются редкие зерна граната. В слюдяно-кварцевых сланцах присутствуют в равных количествах кварц и слюда (биотит, реже мусковит). Плагиоклаза в породе мало (3—5%), еще меньше калишпата (1—2%).

На востоке региона в верхней части разреза кууспекской свиты значительно развиты кварц-серицитовые сланцы и слюдяные кварциты. Кварциты состоят из кварца (95—99%), серицита, реже — мусковита и редких окатанных зерен циркона, турмалина. Для этих кварцитов характерно полосчатое, иногда массивное строение; отдельность их — грубоблоковая, цвет — светло-желтый и розовато-белый. Структура кварцитов гомеогранобластовая, бластосаммитовая. Текстура их массивная, сланцеватая. Нередко сланцеватые кварциты постепенно переходят в кварц-слюдяные сланцы, сложенные из тончайших переслаивающихся слюдистых и кварцевых прослойков. В кварцитах и кварц-слюдяных сланцах часто наблюдается реликтовая обломочная структура, указывающая, что рассматриваемые породы возникли за счет туфогенных песчаников и алевролитов с глинистым цементом. Общая мощность свиты составляет 1200 м.

Возраст пород кууспекской свиты определяется тем, что они непосредственно резко несогласно залегают на различных горизонтах рендзинской серии и содержат обломки гнейсов. Они перекрывают в районе рр. Шат, Чаглинка и оз. Имантау хлорит-актинолитовыми сланцами, порфиритоидами и амфиболитами иманбурлукской свиты. Имеющиеся радиохронологические данные позволяют отнести кууспекскую свиту к верхнему протерозою (нижнему рифею), т. е. к интервалу времени 1,6 млрд. лет. Учитывая геологическое положение свиты, другие имеющиеся цифры — 1,3 млрд. лет [119] и 1050 ± 50 млн. лет [130] — следует считать омоложенными.

Породы кууспекской свиты сформировались в условиях зеленосланцевой (кварц-альбит-мусковитовой, кварц-альбит-биотитовой субфации) фации метаморфизма. Однако на участках, где проявились интенсивные подвижки, а также на контактах с гранитоидами в породах свиты появляются минералы, характерные для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. На таких участках породы свиты катаклазированы, разгнейсованы и нередко милонитизированы.

Сопоставление результатов химических анализов дает основание считать, что породы кууспекской свиты по составу близки риолиту по Р. Дели. От риолитов они отличаются лишь несколько меньшим содержанием SiO_2 и Na_2O , большим значением FeO , MnO и K_2O . Все породы свиты по химическому составу близки между собой. Лишь порфиroidы отличаются от других пород свиты повышенным содержанием Fe_2O_3 , иногда TiO_2 и CaO . Кроме того, K_2O в них резко преобладает над Na_2O .

По химическому составу породы свиты аналогичны рифейским разнессованным гранитоидам региона.

Отложения *иманбурлукской свиты* более развиты, чем породы кууспекской. Они слагают сравнительно широкие (5—10 км) грабенообразные структуры, приуроченные к тем же дугообразным рифтовым зонам, в которых располагаются породы кууспекской свиты. Наиболее полные разрезы свиты зафиксированы по правобережьям рр. Иманбурлук, Ащиузен, Чаглинка, Шат, оз. Имантау, Кууспек, а также у г. Кокчетава и в Ешкиольмесском поднятии. На многих участках (оз. Кууспек, Имантау, рр. Ащиузен, Чаглинка, Шат и др.) породы свиты непосредственно (с небольшим угловым несогласием) налегают на порфириды кууспекской толщи.

Отложения свиты в западной части региона получили наименование *иманбурлукской*, в центральной части — *ефимовской* (что является недоразумением), на Шатском поднятии — *даутской*, а на Ешкиольмесском — *ошагандинской*.

Разрез *иманбурлукской свиты* по р. Ащиузен, начиная от пос. Новоефремовка до пос. Павловка, по данным В. Е. Гончаренко, имеет следующий вид:

1. Порфиритоиды	10 м.
Перерыв в обнажении	2000 м.
2. Хлорит-актинолитовые зеленые сланцы с инъекциями гранитов	70 м.
Перерыв в обнажении	170 м.
3. Амфиболовые сланцы с инъекциями гранодиоритов	160 м.
4. Кварциты	14 м.
5. Хлорит-актинолитовые сланцы	10 м.
6. Плагноклазовые амфиболиты	26 м.
7. Порфиритоиды	7,5 м.
8. Амфиболовые сланцы, инъекцированные гранитоидами	76 м.

Общая мощность свиты оценивается в 1500—2500 м.

Иманбурлукская свита сложена порфиритоидами, амфиболитами, хлорит-актинолитовыми, плагноклаз-актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. В основании разреза развиты амфиболиты, которые выше постепенно переходят в порфиритоиды.

Порфиритоиды — зеленовато-серые или темно-зеленые, со сланцеватой текстурой и с blastoporphiroвой структурой породы. Порфирокласты, представленные плагноклазом, роговой обманкой, биотитом, иногда моноклинным амфиболитизированным пироксеном, кварцем и микроклином, составляют 60—70% породы. Размеры порфирокластов 0,1—1—2 мм. Порфиновые выделения плагноклаза катаклазированы, замещены серицитом или агрегатами сосюрита, а иногда и эпидотом. Наиболее распространенным минералом в порфиритоидах является роговая обманка. Порфиновые выделения роговой обманки иногда окружены опацитовой каймой. Роговая обманка имеет идиоморфную форму; по ней развивается актинолит. Вкрапленники биотита часто замещаются хлоритом — пеннином. Порфирокласты кварца катаклазированы, иногда гранулированы и обладают резко выраженным мозаичным угасанием. Из аксессуарных минералов присутствуют титанит, рутил, циркон и апатит.

Основная масса порфиритоидов сложена зернистым агрегатом поле-

вого шпата (альбита), эпидота, кварца, хлорита и актинолита. Структура основной массы порфиритоидов гранобластовая, с реликтами первичных структур: микрофельзитовой, микропйкилитовой и реже гиалопилитовой.

Амфиболиты представляют собой мелко- или среднезернистые породы зеленого цвета, по внешнему виду похожие на диабазы, состоящие на 80% из крупных пластин роговой обманки и около 20% сосюритизированного плагиоклаза, распределенных в породе без определенной ориентировки. Породы массивного сложения, с очень редко проявленной слоистой текстурой.

Химический состав амфиболитов отчетливо указывает, что они возникли за счет магматических пород. По химическому составу амфиболиты сопоставляются с диабазовыми порфиритами.

Амфиболовые сланцы по внешнему виду близки к массивным амфиболитам. В отличие от последних они обладают иной структурой и иными соотношениями породообразующих минералов — роговой обманки и плагиоклаза. Плагиоклаз обычно представлен несдвойникованным альбитом, преобладающим над роговой обманкой. Отмечаются также незначительные скопления кальцита вместе с эпидотом и цоизитом. Для минералов характерно строго линейное расположение, обуславливающее сланцеватую текстуру породы.

Плагиоклаз-кварц-актинолитовые сланцы отличаются хорошо проявленной линейной ориентировкой составляющих минералов. Породы представляют собой тонкозернистую кварц-актинолитовую массу, в которой мелкие призматические кристаллы роговой обманки ориентированы в одном направлении. Структура фибробластовая.

На некоторых участках среди пород свиты отмечаются прослои тонкополосчатых эпидот-актинолитовых сланцев, состоящих из актинолита, эпидота, кварца и плагиоклаза. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, рутил, циркон и магнетит. Главными породообразующими минералами являются актинолит и эпидот, слагающие до 60—70% от общего объема породы. Структура породы лепидогранобластовая.

Серицит-хлоритовые сланцы редки. В состав их входят кварц, хлорит, серицит, альбит и цоизит. Из других минералов присутствуют турмалин и титанит. Структура пород лепидобластовая. Текстура тонкосланцеватая. Иногда отмечается реликтовая, тонкообломочная структура, указывающая на происхождение этих сланцев за счет туфогенных образований.

Вблизи контакта с гранитоидными массивами (Зерендинским, Имантауским, Алтыбайским, Елтайским, Бирлестыкским и др.) породы свиты интенсивно гранитизированы с образованием здесь амфиболовых гнейсов и мигматитов.

Породы иманбурлукской свиты характеризуются минеральными ассоциациями, которые отвечают клиноцоизит-альбит-актинолит-хлоритовой зоне (зеленые сланцы) и при более высокой температуре — альбит (олигоклаз)-роговообманково-хлоритовой зоне (амфиболиты низкой ступени), соответствующей низкой ступени метаморфизма основных пород.

Результаты геологических, петрологических и петрохимических исследований дают основание считать, что первичным субстратом для большинства метаморфитов свиты были вулканиты базальтоидного,

андезитового состава, реже — терригенные осадки (песчаники, глины и др.). Для наиболее основных представителей вулканитов характерны низкоглиноземистость ($Al_2O_3 < 16$ вес.%) и низкотитанистость ($TiO_2 = 1,5$ вес.%), а также незначительное преобладание K_2O над Na_2O .

Возраст иманбурлукской свиты определяется ее непосредственным налеганием на вулканиты кууспекской свиты с небольшим угловым несогласием (оз. Имантау, Кууспек, р. Шат и др.) и перекрытием ее отложениями шарыкской свиты. Калий-аргоновым методом по актинолитам Н. М. Морозовой был определен верхний возрастной предел свиты ($764-710 \pm 70$ млн. лет), характеризующий наиболее поздние стадии метаморфизма.

Таким образом, для боровской серии типично широкое развитие вулканогенных отложений. В низах разреза вулканиты представлены лавами и туфами кислого состава, проявленными в условиях общего поднятия региона, а в верхах — магматитами основного и среднего состава.

Нижняя граница рифея четко устанавливается по резкому структурному несогласию и рубежу интенсивной гранитизации, проявленной в породах зерендинской серии.

Средний рифей

Среди докембрийских пород наиболее широко распространены образования среднего рифея (илектинская серия), слагающие грабены (авлакогены). Эти депрессии, располагаясь цепочкой в сфере влияния близширотных (дугообразных) рифтовых зон, прослеживаются от р. Ишим на западе до Степнякского прогиба (около 300 км), иногда до Целиноградского разлома (около 550 км) на востоке. Ширина отдельных грабенов (авлакогенов) 3—30 км, длина 15—150 км. Среднерифейские авлакогены размещаются в тех же рифтовых зонах, что и нижнерифейские грабены, где иногда наблюдаются все свиты рифея. Самая северная зона прослеживается от Сергеевского массива, фрагментарно обнажаясь в Заградковом поднятии, далее слагая северный склон Шатского вала, на востоке обрывается Целиноградским разломом (см. рис. 2). Другая, окаймляя Боксинский, Муккурский, Ольгинский, Шоккаргайский, Антоновский и Донгулагашский массивы, далее через пос. Алексеевка, слагая южную половину Шатского поднятия, протягивается до Естаулетской мульды. Третья зона, обрамляя с севера Золотоношенский, Орловский, Антоновский, с юга — Жолдыбайский массивы, далее слагая Илектинские, Кокчетавские и Жамантузские горы, прослеживается до оз. Караунгур (на юго-востоке). Четвертая зона окаймляет с севера Зерендинский массив (от Каменного Брода до с. Пухальского). Пятая зона протягивается от Золотоношенского массива до оз. Якшиянгизтау (на востоке). Главнейшие площади развития этой серии находятся на западе и севере региона.

По петрографическому составу и степени метаморфизма отложения среднего рифея значительно отличаются от пород нижнего рифея. Метаморфиты илектинской серии представлены разнообразными сланцами и кварцитами, возникшими за счет терригенных осадков. Илектинская серия по стратиграфическому положению и набору пород подразделяется на шарыкскую (нижнюю) и кокчетавскую (верхнюю) свиты.

Отложения шарыкской свиты по сравнению с другими метаморфитами докембрия распространены на значительной площади. Они слагают сравнительно широкие (3—30 км) грабены (длиной 10—150 км), приуроченные к вышеперечисленным близширотным (дугообразным) рифтовым зонам, длина которых достигает 300—550 км (рис. 3).

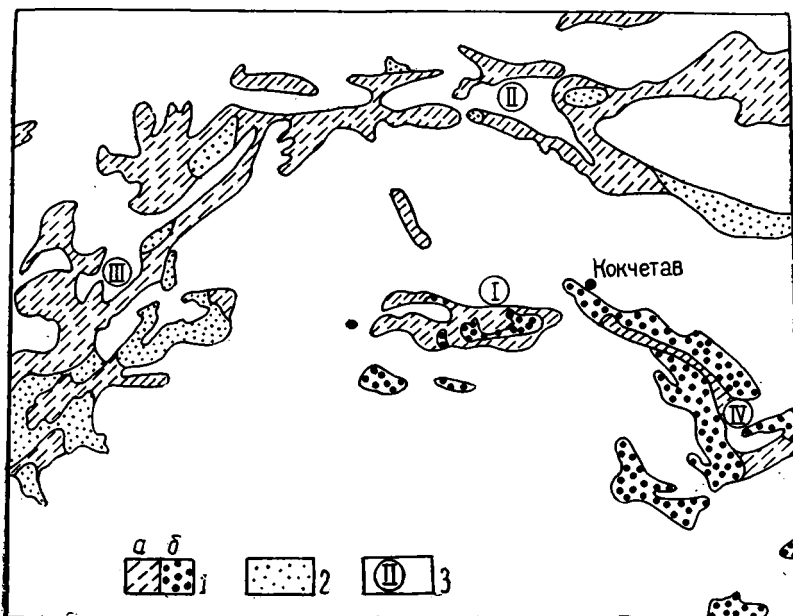


Рис. 3. Схема размещения пород илектинской серии и андреевской свиты.

1 — образования илектинской серии: шарыкская свита (а), кокчетавская свита (б);
2 — отложения андреевской свиты; 3 — главные структуры: I — Илектинская; II — Алексеевская; III — Володарская; IV — Жамантузская

Породы шарыкской свиты наиболее распространены в западной и северной частях региона. Сравнительно полные разрезы свиты обнажены по рр. Ишим, Шарык, Иманбурлук, Шат, Жанасу, в районах гор Илекты и Кокчетавские, а также вблизи пос. Алексеевка, Володарское, Гавриловка, Карабаур, Чистяковка, Котырколь и др. В районе пос. Ефимовка породы свиты, слагая обрывистые берега р. Ишим, прослеживаются узкой полосой (3 км) на расстоянии 15 км от аула Берлык до Рузавевского совхоза.

Породы свиты представлены серицит-хлоритовыми, гидрослюдисто-кварцевыми, гидрослюдисто-хлорит-кварцевыми филлитовидными и blastophasmitовыми углеродсодержащими сланцами, составляющими 60—70% объема свиты. Менее развиты доломиты, мраморизованные известняки, карбонатные сланцы с прослоями сидеритов и кварцитов.

Стратотипический разрез шарыкской свиты обнажается по р. Шарык по Гавриловскому саю (рис. 4). Здесь, по данным В. Е. Гончаренко, (сверху вниз) выделяются:

1. Ожелезненные сланцы, лимонитовые руды по сидеритам	19 м.
2. Черные филлитовидные сланцы	25 м.
3. Лимонитовые руды по сидеритам	1 м.
4. Серые филлитовидные сланцы	2 м.
5. Доломиты	0,5 м.
6. Серые филлитовидные сланцы	3 м.
7. Доломиты	1 м.
8. Серые карбонатные сланцы	10 м.
9. Черные филлитовидные сланцы	25 м.
10. Филлитовидные сланцы ожелезненные	0,5 м.
11. Серые филлитовидные сланцы	10 м.
12. Лимонитовые руды по сидеритам	0,5 м.
13. Серые филлитовидные сланцы	10 м.
14. Кварцито-песчаники светло-серые, белые	1,5 м.
15. Серые узловатые сланцы	30 м.
16. Лимонитовые руды по сидеритам	0,5 м.
17. Серые филлитовидные сланцы	60 м.
18. Светло-серые blastopсаммитовые сланцы	30 м.

Выше по разрезу с небольшим несогласием залегают кварцитовидные песчаники андреевской свиты, в базальном слое (мощностью 3 м) которой установлены гальки филлитов шарыкской свиты.

По р. Шарык гидрослюдистые и углистые сланцы на контакте с гранитоидами Золотоношенского массива изменились и превратились в пятнистые сланцы, содержащие порфиروبласты андалузита. Аналогичные изменения сланцев свиты отмечаются на контакте с гранитоидами Ольгинского массива по р. Иманбурлук. Более интенсивные изменения (контактовый и динамометаморфизм) претерпели породы свиты, обнажающиеся по р. Ишим. Здесь широко развиты филлитовидные, гидрослюдистые, серицит-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы в сфере влияния разломов, а также вблизи контакта с Боксинским гранитоидным массивом постепенно переходят в андалузит- и гранатсодержащие сланцы и в типичные роговики. Присутствие высокотемпературных минералов в этих сланцах явилось основанием для Е. Д. Шлыгина (1936 г.) выделить здесь ефимовскую свиту более древнюю, чем илектинская серия. Однако исследованиями, проведенными нами в 1948 г., а также В. Е. Гончаренко, А. И. Перельгиной, Д. Н. Архангельским и В. А. Сахаровым, доказано, что сланцы, прослеживающиеся от аула Берлык через пос. Ефимовка до Рузаевского совхоза являются аналогами пород шарыкской свиты. В отличие от последних они лишь местами претерпели более интенсивный контактовый и динамометаморфизм с образованием гранат-мусковитовых сланцев.

Анализ собранного материала дал возможность в пределах шарыкской свиты выделить три толщи: нижнюю — серицит-хлорит-кварцевых филлитовидных сланцев мощностью 500 м с маломощными прослоями углеродистых кварцитов; среднюю — blastopсаммитовых углеродистых сланцев мощностью 100 м с линзами доломитов, сидеритов и кремнистых известняков; верхнюю — тонкоплитчатых гидрослюдисто-кварцевых сланцев с прослоями белых кварцитов мощностью 200 м. Общая мощность свиты оценивается неоднозначно от 800 до 2500 м.

По данным В. А. Сахарова (1985 г.), шарыкская (ефимовская) свита, развитая в районе пос. Ефимовка, подразделяется на три толщи. Нижняя — гравелито-песчаниковая, состоящая из грубообломочных пород, имеет мощность около 1000 м. Выше по разрезу на нее несогласно налегает средняя тонкополосчатая сланцевая толща (хлоритовые, сери-

цит-хлоритовые и другие сланцы) мощностью около 500 м. Верхняя толща налегает на среднюю без видимого несогласия. Она сложена преимущественно углеродистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков, доломитов и сидеритов. Верхняя толща подразделяется на пять пачек. Первая (нижняя) пачка состоит из филлитовидных сланцев с прослоями карбонатных пород. У контакта с гранитоидами в этой пачке

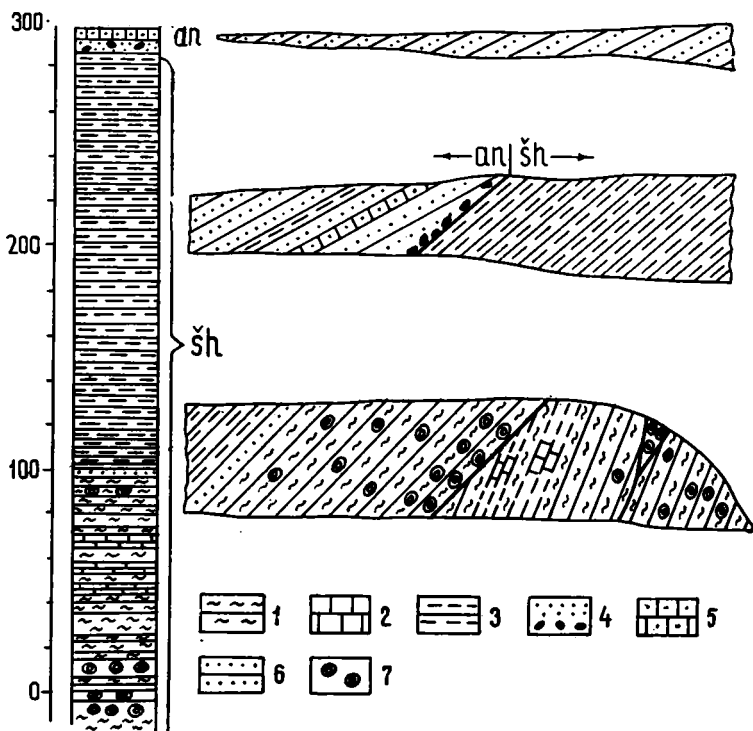


Рис. 4. Взаимоотношения шарыкской и андреевской свит.

Разрез в районе пос. Гавриловка: 1 — филлитовидные сланцы; 2 — доломиты; 3 — хлорит-серицитовые сланцы; 4 — базальные конгломераты; 5 — серые кварцитовидные песчаники; 6 — светлые кварцитовидные песчаники; 7 — желваки бурых железняков

появляются скарноиды, местами даже разgneйсованные породы. Мощность пачки около 50 м. Вторая пачка — кварцитовидных песчаников, содержит прослои углеродистых хлоритовых, серицит-хлоритовых сланцев; мощность ее 200 м. Третья пачка — углеродисто-хлоритовых сланцев с прослоями кварцитов и кварц-хлоритовых сланцев; мощность ее 200 м. Четвертая — тонкополосчатая сланцевая пачка состоит из переслаивающихся углеродистых сланцев и кварцитов. Мощность пачки около 600 м. В верхах разреза появляются (в пятой пачке) зеленовато-серые хлоритовые сланцы с линзами известняков и углеродисто-хлоритовых сланцев. Общая мощность свиты здесь около 2500 м. Породы верхней толщи аналогичны отложениям, слагающим район р. Шарык, т. е. где обнажаются лишь верхи шарыкской свиты. Наиболее полный разрез шарыкской сви-

ты находится в районе пос. Ефимовка. Поэтому стратотипическим разрезом шарыкской свиты следовало бы считать район пос. Ефимовка.

Породы свиты смяты в мелкие остроугольные складки (вплоть до плейчатости), амплитуда которых колеблется от 0,5 до 30—40 см.

Петрографический состав пород свиты по латерали обычно устойчив. Объем отдельных разновидностей пород, слагающих шарыкскую свиту, следующий (%): углеродистые филлитовидные сланцы (60—70), доломиты, мраморизованные известняки, карбонатные сланцы (30—35), сидериты (1,5), кварциты (3—5).

Филлитовидные сланцы — светло-серые и зеленовато-темно-серые с шелковистым блеском породы, для которых характерны плитчатая отдельность и плейчатое строение. Филлитовидные углеродисто-хлорит-гидрослюдистые сланцы состоят из кварца (30—40%), серицита (20—70%), хлорита (10—20%) и углеродистого вещества (5—15%). В небольших количествах присутствуют пирит, рутил, лимонит. В некоторых разностях пород встречается андалузит.

В сланцах мелкие (0,05—0,1 мм) зерна кварца сцементированы тончайшими чешуйками серицита (гидрослюды) и хлорита. До сих пор бесцветная слюда в шлифах диагностировалась как серицит. Рентгеноструктурными исследованиями, проведенными Г. Н. Гавриловым и др. (1982 г.), установлено, что бесцветная слюда из филлитовидных сланцев соответствует гидрослюдам. Однако в филлитовидных сланцах из контакта их с гранитоидными массивами бесцветная слюда представлена серицитом, иногда мусковитом. В филлитовидных сланцах гидрослюда обычно распределена равномерно, но нередко она в породе слагает тончайшие мономинеральные прослойки. Углистое вещество в породе распределено неравномерно. Обычно оно приурочено к слюдыстым прослойкам, в которых концентрируются также и тончайшие зерна пирита. Пирит является характерным минералом многих сланцев свиты. Его мельчайшие зерна обычно рассеяны по всей породе. В углистых сланцах иногда присутствуют порфиробласты андалузита или хиастолита. Структура породы лепидогранобластовая, редко — порфиробластовая и blastsаммитовая.

Количество углерода в углисто-глинистых сланцах колеблется от 0,5 до 2,4%. По данным люминесцентно-битуминологического анализа в проанализированных пробах устанавливается тип битума МБА (масляный битумоид) в количестве до 0,001% при хлороформной экстракции и 0,012% при спиртобензольной экстракции. Ни в одной пробе не установлены битумы типа ЛБА (легкие битумоиды), характерные только для углисто-глинистых пород ордовика.

Кремнистые и кварцево-гидрослюдистые углеродсодержащие сланцы состоят из кварца (30—70%) и серицита (5—50%), реже хлорита, углеродистого вещества (до 0,5%). Из аксессуарных минералов присутствуют лейкоксен и редко зерна турмалина.

Кварциты представлены кварцем (60—80%), серицитизированным плагиоклазом (20—30%) и слюдой. Обломки пород остроугольные и полукатаные. Размеры их 0,1—0,4 мм.

Карбонатные сланцы — светло-серые, желтовато-розовые со сланцевой текстурой породы. Они сложены кальцитом (75—80%), хлоритом (5—10%), тальком, реже гидрослюдами. Углеродистого вещества в породе содержится до 5%.

Мраморизованные известняки — темно-серые плотные породы, состоящие в основном из кальцита и редких зерен тремолита, пирита, кварца и углеродистого вещества. Структура карбонатных сланцев, известняков и доломитов гранобластовая. Доломиты, известняки и сидериты являются практически мономинеральными породами.

Углеродисто-глинистые сланцы содержат в повышенных количествах (%): K_2O — до 6,18, MgO — до 4,95 и SO_3 — до 7,91. Средние значения таких элементов, как барий, свинец, цинк, титан и медь, в сланцах шарыкской свиты выше, чем в породах вышележащей кокчетавской свиты. Повсеместно отмечается повышенное содержание свинца, цинка, меди, мышьяка. Так, в Илектинской структуре устанавливаются содержания (%): свинца — 0,01—0,03, цинка — 0,01—0,02, меди — 0,01—0,3, мышьяка — 0,05—0,3.

Анализ материала дает основание считать, что породам шарыкской свиты присуща полиметаллическая металлогеническая специализация.

Минеральные парагенезисы пород свиты указывают на незначительную степень метаморфизма, соответствующую наиболее низкотемпературной субфации зеленых сланцев (с регенерационными структурами пород). Отметим, что на отдельных участках вблизи контакта с гранитоидами отмечаются породы, возникшие в сравнительно высокотемпературной субфации зеленых сланцев. Низкая степень метаморфизма пород позволяет сравнительно легко определить исходный состав осадков. Так, филлитовидные и blastopсаммитовые сланцы возникли в результате метаморфизма глинистых осадков, кварциты и серицитовые кварциты — за счет песчаных отложений, а доломиты и известняки — за счет карбонатных осадков.

Первичным субстратом для пород свиты явились образования алевро-глинисто-сланцевой углеродистой породной ассоциации, где глинистый компонент устанавливается как гидрослюдистый. Глинистые породы выше по разрезу переходят в серицитовые кварциты.

Возраст свиты определяется тем, что она резко несогласно залегает на метаморфитах кууспекской свиты нижнего рифея. Такое налегание отмечается юго-восточнее г. Кокчетавы у горы Галчевой и в районе г. Илекты. В породах свиты обнаружены микрофитолиты [133]. Органические остатки принадлежат к группам *Osagia Twenck.*, *Vesicularites Reitl.*, *Volvatella* Nar. и характерны для среднего—верхнего рифея. Радиологическое датирование пород шарыкской свиты определяет ее возраст в 1400 млн. лет (выполнено свинцовым методом Э. Г. Ганеевым и Е. И. Зыковым по галенитовой руде из Ефимовского месторождения).

Таким образом, для шарыкской свиты характерны: 1) хемогенно-терригенный мелкообломочный тип осадков, отсутствие вулканогенных пород; 2) трехчленное строение свиты: нижняя часть — терригенные метапелитовые осадки, средняя — существенно карбонатные отложения, верхняя — терригенные метаалевритовые и метапсаммитовые породы; 3) широкое площадное распространение, регрессивный тип разреза (последовательная смена пелитовых осадков через карбонатные — к метапсаммитам в верхней части разреза); 4) полиметаллическая металлогеническая специализация свиты.

Перечисленные особенности указывают на то, что свита формировалась в относительно спокойном тектоническом режиме, в платформенных условиях.

Кокчетавская свита. В полях развития шарыкской свиты вершины сопок обычно сложены массивными кварцитами. Эти породы Е. Д. Шлыгиным были выделены в кокчетавскую свиту. По сравнению с образованиями шарыкской свиты кварциты занимают небольшие площади. Они, размещаясь в пределах тех же рифтовых зон, к которым приурочена шарыкская свита, слагают узкие (3—5 км) грабены длиной 20—30 км. Породы свиты значительно распространены в центральной части Кокчетавской глыбы; на западе и севере региона выходы их редки.

Для свиты характерна однородность состава. Она представлена преимущественно различными кварцитами (серицитовыми, графитистыми, хлорит-серицитовыми и др.), реже кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, содержащими прослойки окварцованных известняков. Наиболее полные разрезы свиты имеются в районе г. Кокчетав, пос. Павловка, Жамантуз и Илекты (рис. 5).

В Илектинских горах, в нижней пачке свиты среднезернистые кварциты переслаиваются с серицито-кварцевыми сланцами; мощность отдельных пластов обычно 10—20, реже 30 м. Общая мощность нижней пачки около 100 м. Средняя пачка сложена среднезернистыми слюдистыми кварцитами, содержащими прослойки циркон-рутилоносных кварцитов. Мощность прослоек рудоносных кварцитов небольшая (от первых до нескольких десятков сантиметров). Примерно в средней части этой пачки рудоносные кварциты сосредоточены в четырех слоях, мощность которых достигает 1—3 м. Общая мощность средней пачки около 200 м. Верхняя пачка сложена преимущественно крупнозернистыми белыми массивными и слюдистыми тонкоплитчатыми кварцитами, местами содержащими прослойки мелкогалечного конгломерата. В массивных белых кварцитах устанавливается blastsammitовая структура и слоистая текстура. В породах этой пачки содержание рутила и циркона очень незначительное. Мощность верхней пачки около 300 м. Общая мощность свиты в этом районе около 600 м.

Анализ материала из других участков региона дает основание в пределах кокчетавской свиты выделить три пачки: а) нижнюю — мелко- и среднезернистых кварцитов и кварц-серицитовых сланцев, содержащих маломощные (3 м) слои конгломератов; в низах пачки в базальном слое отмечаются гальки филлитовидных сланцев шарыкской свиты; б) среднюю — слюдистых кварцитов, содержащих прослойки, обогащенные рутилом и цирконом; в) верхнюю — белых массивных крупнозернистых, местами полосчатых кварцитов, содержащих прослойки слюдистых кварцитов. Общая мощность свиты не более 1000 м.

Кварциты — желтовато-белые, светло-серые, розовато-белые, плотные, массивные, нередко полосчатые, или сланцеватые, породы. Массивная структура характерна для мономинеральных кварцитов, а сланцеватая — для серицитовых разностей. Полосчатая текстура обусловлена чередованием прослоев, состоящих из белого кварца и серовато-желтого серицита. Ширина полос 1—5 мм. Полосчатым кварцитам свойственна плитчатая, массивным разностям — грубоблоковая отдельность.

Главными породообразующими минералами являются кварц, содержание которого в породе колеблется от 80 до 98%, и серицит — от 2 до 20%. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, турмалин и магнетит.

Кварциты по особенностям строения подразделяются на разновидно-

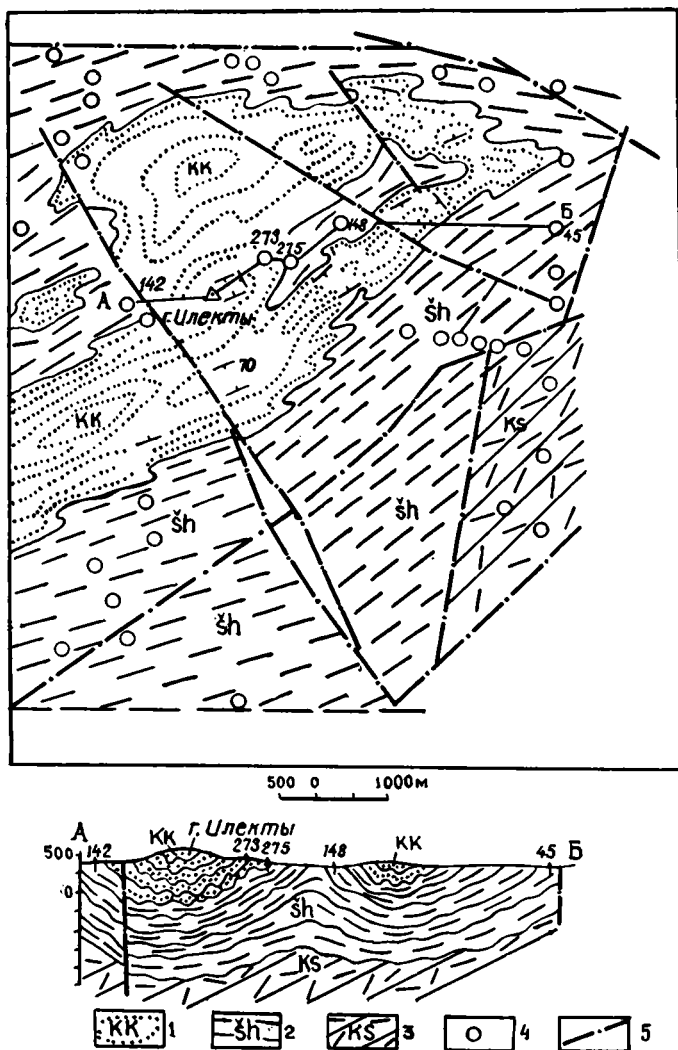


Рис. 5. Соотношения кокчетавской и шарыкской свит в Илектинской структуре.

1 — кварциты кокчетавской свиты; 2 — филлитовидные сланцы шарыкской свиты; 3 — порфириды кууспекской свиты; 4 — скважины; 5 — разрывные нарушения

сти с гомеогранобластовой и гетерогранобластовой структурами. В породах с гомеогранобластовой структурой зерна кварца имеют изометричную форму с ровными краями. Иногда отмечается первоначальный контур обломочного зерна. Размер зерен 0,3—0,5 мм. В разновидностях пород с гетерогранобластовой структурой кварц разнозернистый. Основная масса сложена мелкими (0,2—0,3 мм), удлиненными по сланцеватости зернами, среди которых отмечаются округлые сравнительно крупные (0,8—2,0 мм) кристаллы кварца. Край всех зерен зубчатые; кварц здесь

обладает мозаичным угасанием. Крупные зерна кварца нередко гранулированы.

В зависимости от содержания в породе серицита выделяются серицитовые кварциты. При увеличении содержания слюды кварцит переходит в серицит-кварцевый сланец.

Серицит представлен мелкими чешуйками, ориентированными обычно по сланцеватости. Акцессорные минералы присутствуют в виде мелких зерен, которые либо рассеяны по всей массе породы, либо расположены в виде тонких (1—2 мм) параллельных прослоев.

Данные химических анализов свидетельствуют о высокой роли кремнезема в кварцитах (86—97%). Глинозема в них содержится 0,43—5,5%, сумма окисного и закисного железа — 0,9—3,5%, сумма щелочей — 0,4—4,2%.

Выделяются также граувакковые разности кварцитов, в которых среди обломков преобладает кварц, но много (20—25%) и обломков полевых шпатов, слюд, слюдистых сланцев, кварцитов и других пород. Структуры пород регенерационные, blastовые.

Среди сланцев выделяются кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые разности. Преобладают в разрезе первые. Содержание серицита в сланцах колеблется от 10—15 до 30—40%. Серицит образует мелкие чешуйки размером до 0,3 мм, ориентированные по сланцеватости породы. Кварц, как правило, изометричный, размер зерен составляет доли миллиметра. Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона и рутила.

Спектральными анализами в кварцитах устанавливается повышенное содержание циркония по сравнению со средним содержанием его в породах шарыкской свиты. Другие элементы имеют низкое среднее содержание. Отличительной особенностью пород кокчетавской свиты является их титан-циркониевая металлогеническая специализация. Содержание титана достигает 0,5%, циркония — 0,04—0,2%. Такая специализация обусловлена концентрацией рутила, лейкоксена и циркона в средней части свиты.

Вещественный состав кокчетавской свиты показывает, что главными минеральными парагенезисами пород являются кварц-серицит, реже кварц-серицит-хлорит, которые соответствуют фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Исходными породами для кокчетавской свиты явились главным образом олигомиктовые кварцевые пески, реже глинистые осадки.

Стратиграфическое положение кокчетавской свиты определяется тем, что она непосредственно залегает на породах шарыкской свиты.

Взаимоотношения шарыкской и кокчетавской свит наблюдаются в районе горы Илекты, пос. Жамантуз, Алексеевка и др. Редко кварциты ложатся на более древние комплексы зерендинской серии (Сулутобе, Жельтау, Кумдыколь). Среднерифейский возраст кокчетавской свиты датируется по обломочным цирконам с помощью альфа-свинцового метода. Цифры 1,24—1,65 млрд. лет [61] определяют нижнюю возрастную границу свиты.

Приведенный материал по кокчетавской свите указывает, что для нее характерно следующее: а) терригенный тип осадков; олигомиктовый состав пород; размер зерен, не превышающий 3—4 мм; отсутствие грубообломочных осадков; б) изменение пород по латерали от мелко- и

среднезернистых кварцитов к средне- и крупнозернистым их разностям; в такой последовательности происходит изменение и по вертикали, т. е. отмечается регрессивный характер разреза; в) сравнительно широкое площадное развитие пород свиты и их цирконий-титановая металлогеническая специализация.

Вещественный состав свиты указывает на высокую степень зрелости осадков, что позволяет высказать предположение об образовании их при глубоком химическом выветривании в спокойной тектонической обстановке — в платформенных условиях развития региона.

Таким образом, породы илектинской серии состоят исключительно из хемогенно-терригенных образований. Для них характерны регрессивный тип разреза, широкое площадное развитие, устойчивый состав по латерали, малая мощность, а также отсутствие грубообломочных и вулканогенных осадков. Устанавливается закономерная смена карбонатно-терригенных углеродистых отложений кварцевыми песками (кварцитами). Аналогичный состав пород и такая же последовательность осадконакопления в среднем рифее свойственны древним платформам мира.

В начале среднерифейского периода в условиях мелководного моря отлагались глинистые, карбонатные, реже песчаные осадки. Наличие углеродистого вещества в черных сланцах говорит о значительном развитии органики в палеоводоемах, а присутствие в большом количестве сингенетичного пирита указывает на то, что осадки накапливались в условиях сероводородного заражения. Размеры обломочных частиц сланцев составляют 0,01—0,1 мм, песчаников — 0,1—1 мм.

Перечисленные признаки указывают на относительно спокойный тектонический режим и на выровненный, сглаженный рельеф. Водоемами были континентальные морские бассейны. Об этом можно судить не только по накоплению глинистых, карбонатных и песчаных осадков, но и по сингенетичному образованию сидеритов.

Во второй половине среднего рифея отлагались песчаные осадки, размеры зерен которых 0,1—2,5 мм. В верхних частях разреза появляются грубозернистые разности, где размер обломков достигает 4—6 мм.

Накопление большой мощности кварцевых песков обусловлено длительным периодом общего воздымания региона, развитием глубокого химического выветривания, при котором высвобождался кварц в результате разложения алюмосиликатных пород областей сноса.

Кварцевые пески (кварциты) накапливались в узких неглубоких водоемах, рельеф водосборных площадей был снивелирован. Низкий рельеф обуславливал ослабление механической денудации и усиление химического выветривания пород.

Наличие олигомиктовых пород большой мощности является важным признаком, говорящим о платформенных условиях их образования.

Анализ особенностей накопления осадков илектинской серии дает возможность сделать заключение о последовательной смене метапелитовых осадков нижней части разреза, через карбонатные к более грубым метаалевритам и метасаммитам верхней части разреза, т. е. устанавливается регрессивный характер осадконакопления.

Регрессивный характер осадков илектинской серии подтверждается сменой карбонатно-глинистых комплексов песчаными. Следовательно, регрессивный тип осадконакопления свойствен не только частным свитам, которые являются крупными макроритмами в истории развития ре-

гиона, но и более крупным мегаритмам, объединяющим эти отложения в единую серию.

Устойчивость фациального состава на больших площадях свидетельствует об общности рифейского ландшафта, прослеживающегося на огромных территориях. Так, например, формации кварцитов устанавливаются во многих докембрийских блоках, расположенных далеко от Кокчетавской глыбы — Ерментау (святогорская свита), Улытау (уштобинская свита), Южный Урал (зильмердакская свита) и др.

Верхний рифей

Изучение положения в пространстве образований верхнего рифея позволило, придерживаясь в целом решений совещания в г. Алма-Ате, (1971 г.), выделить самостоятельную, андреевскую свиту, которая резко несогласно залегает на интенсивно дислоцированных образованиях илектинской серии.

Андреевская свита, содержащая в основании разреза маломощный прослой базальных конгломератов с галькой углисто-глинистых сланцев, налегает на кокчетавскую свиту (г. Илекты, пос. Жамантуз и др.).

Андреевская свита развита в западной и северной частях региона. Отложения свиты, несмотря на их кварцитовый состав, все же слабо обнажены. В отличие от кокчетавских кварцитов, образующих сравнительно высокие горы, породы андреевской свиты формируют пологие, небольшие сопки, гребнеобразные вершины которых сложены кварцитовидными песчаниками верхнего рифея. Сравнительно хорошие разрезы свиты имеются на правом берегу рр. Шарык и Иманбурлук, в районе пос. Маданьят, Андреевка, Ускен, Обуховка, Володарское и Жамантуз. Отложения свиты слагают сравнительно небольшие (2—5×20 км) гребнеобразные структуры. Повсеместно устанавливается ее пологое (10—20°), местами горизонтальное залегание. Породы свиты слабо дислоцированы в пологие сундучные складки (Обуховка, Трофимовка и др.). На многих участках наблюдается налегание андреевской свиты через базальные конгломераты на дислоцированные образования илектинской серии.

Для андреевской свиты характерен однородный состав, представленный кварцитовидными песчаниками, реже конгломератами.

В основании свиты устанавливаются грубообломочные кварцитовые конгломераты (конгломерато-брекчии) и кварцито-гравелиты. Гальки в конгломератах обычно окатанные, но имеются участки, где они слабоокатанные, имеют удлиненную плоскую форму. Размеры галек от 0,5 мм до 10—15 см. Цемент представлен тончайшими зернами кварца, реже чешуйками серицита. Мощность конгломератов 1—2 м, реже 5 м.

Главными породами свиты являются кварцитовидные песчаники, для которых характерна резко выраженная бластопсаммитовая структура. Кварцитовидные песчаники — белые, светло-розовые, местами пятнистые, часто косослоистые, грубоплитчатые, иногда массивные породы, обладающие грубозернистым и грубослоистым строением. Кварцитовидные песчаники являются высокоминеральными породами, состоящими в основном из кварца, очень редко плагиоклаза, серицита (?) и акцессорных минералов.

Размеры зерен изменяются от 0,1 до 0,5 мм. Обломочные зерна хо-

рошо окатаны. Цементов мало. В цементе чешуйки гидрослюд обволакивают кварцевые обломки. Структура кварцитовидных песчаников бластоосаммитовая.

Акцессорные минералы (циркон, рутил, турмалин) в кварцитовидных песчаниках более однородны, лучше окатаны, чем в кварцитах кокчетавской свиты. Концентрация их в первых значительно меньше, чем во вторых. Содержание рутила в кварцитовидных песчаниках меньше, чем циркона. В целом породы андреевской свиты слабо рутил-цирконосны.

Минеральный состав, структурно-текстурные особенности (наличие реликтовых обломочных структур и др.) пород андреевской свиты указывают на то, что они возникли за счет кварцевых песков с очень малым содержанием цемента кремнистого и кремнисто-глинистого состава. Такое заключение подтверждается и данными химического анализа, которые доказывают, что породы андреевской свиты являются высокомономеральными кварцитами с очень малым содержанием цемента.

Породный парагенез свидетельствует о том, что андреевская свита почти не подвергалась региональному метаморфизму. Парагенезис минералов пород свиты отвечает гидрослюдистой субфации метаморфизма (зеленых сланцев). Общая мощность свиты оценивается неоднозначно от 200 до 850 м.

Отложения андреевской свиты, так же как и кокчетавские кварциты, изменяются по вертикали от мелко- и среднезернистых к крупнозернистым разностям пород, что указывает на регрессивный характер разреза. В отличие от кокчетавских кварцитов они фациально более устойчивые. Однако кварцито-песчаники восточных районов (горы Жамантуз, Кокчетавские и др.) более грубозернистые, чем породы западных участков региона.

Литологический состав пород свидетельствует о высокой степени зрелости осадков и формировании их в платформенных условиях развития региона.

Вопрос о возрасте андреевской свиты является дискуссионным. Многие исследователи региона [51, 132, 141] считают, что породы свиты формировались в позднем протерозое. М. Г. Харламов, Н. С. Зыкова и др. [133] кварцитовидные песчаники андреевской свиты сопоставляют с яшмоидами люботинской свиты, в которых присутствуют радиолярии, указывающие на раннепалеозойский возраст пород.

Однако геологические соотношения пород этих подразделений свидетельствуют о том, что кварцитовидные песчаники андреевской свиты являются более древними, чем образования люботинской свиты. Кроме того, в основании последней в базальных конгломератах имеются гальки кварцитовидных песчаников. Выше было отмечено, что в базальных конгломератах андреевской свиты присутствуют гальки пород илектинской серии. Следовательно, отложения андреевской свиты располагаются выше пород кокчетавской свиты и ниже образований люботинской свиты.

Нам представляется позднерифейский возраст андреевской свиты вполне вероятным. Он подтверждается сопоставлением соответствующих образований докембрия Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Урала.

Радиологические определения возраста андреевской свиты мало дополняют данные ее датировки.

Одним из наиболее спорных вопросов в стратиграфии рифея является правомерность выделения ефимовской свиты среднего рифея и андреевской свиты верхнего рифея.

Геологические, литологические, геохимические и минералогические исследования указанных стратиграфических подразделений позволили сделать вывод о том, что ефимовскую свиту в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения в нижней части илектинской серии выделять не следует. На всех исследованных участках и на стратотипическом разрезе часть иманбурлукской свиты нижнего рифея (порфиритоиды, сланцы по эффузивам основного состава и пр.) и шарыкской свиты среднего рифея (филлиты, хлоритовые сланцы, углисто-глинистые сланцы) ошибочно объединены в ефимовскую свиту. Этим и объясняется различие в степени метаморфизма нижней и верхней частей разреза «ефимовской» свиты, на что неоднократно указывали исследователи, занимающиеся изучением стратиграфии докембрия Кокчетавской глыбы.

Не менее противоречивы мнения различных исследователей о необходимости выделения самостоятельной андреевской свиты в верхнем рифее. Еще в 40-х годах Е. Д. Шлыгин в Кокчетавской глыбе установил одноименную кварцитовую свиту. Несколько позже И. Ф. Трусова выделила самостоятельную кварцитовую толщу в архейских кристаллических сланцах, а О. М. Розен в 60-х годах снова объединил их в единую кокчетавскую свиту. Ряд исследователей придерживается мнения о необходимости выделения самостоятельных кокчетавской и андреевской свит в рифее. К ним относятся и авторы данной работы. Исследования литологии и особенностей накопления кварцитовых свит верхнего рифея позволили Н. И. Гвоздик [47] и Л. И. Филатовой [132] снова объединить андреевскую и кокчетавскую свиты в единую свиту.

Для решения перечисленных спорных вопросов стратиграфии рифея Северного Казахстана отобран материал и изучены особенности акцессорных минералов из различных участков развития сланцев «ефимовской», шарыкской свит, а также кварцитов кокчетавской и андреевской толщ (Р. В. Путалова).

Для сопоставления свит было проведено изучение видового состава, количественного содержания акцессорных минералов, а также их кристалломорфологических особенностей (форма, размер зерен, характер их поверхности, степень окатанности, цвет и т. д.). Для метаморфитов Северного Казахстана это сделано впервые. Большое внимание уделялось циркону: он наиболее устойчив и сохраняется при разрушении, транспортировке, седиментации и процессах регионального метаморфизма.

При сравнении минерального состава пород «ефимовской» и шарыкской свит установлено, что в содержании главных акцессорных минералов (магнетита, циркона, апатита, рутила, турмалина) нет различий. Идентичность пород «ефимовской» и шарыкской свит заметна и при сравнении кристалломорфологии циркона. В породах обеих свит циркон представлен мелкими (до 0,05 мм), хорошо окатанными, округлыми, изометричными светло-розовыми, светло-сиреневыми зернами. Результаты морфологического анализа протолок из метаморфитов «ефимовской» и шарыкской свит дают основание относить их к единой свите.

Сравнение минерального состава кокчетавской и андреевской свит

указывает на то, что в породах первой толщи больше циркона и рутила. В породах второй толщи больше турмалина, а циркон в них более окатанный. Спецификой пород кокчетавской свиты являются весовые содержания в них рутила.

Таким образом, результаты минералогического анализа протолок из метаморфитов кокчетавской и андреевской свит подчеркивают их различие и подтверждают правильность существующего разделения.

* * *

В начале рифея (1,6—1,7 млрд. лет) проявились резкие колебательные движения, приведшие к дроблению архей-протерозойской платформы и образованию ряда блоков, ограниченных глубинными разломами. В сфере влияния глубинных разломов закладывались узкие прогибы (авлакогены), в которых в начале рифея накапливались продукты антидромного вулканизма (в низах разреза — кислого, в верхах — среднего и основного состава). В среднем и верхнем рифее в широких (до 30 км) авлакогенах отлагались в основном терригенные, реже — хемогенные осадки. Отложения среднего и верхнего рифея являются высоkozрелыми терригенными осадками.

Образования илектинской серии и андреевской свиты являются членами единого вертикального ряда формаций, представленных карбонатно-углеродисто-филлитовидными сланцами в низах разреза, олигомиктовыми кварцитами в средней части разреза и мономиктовыми кварцитовидными песчаниками в верхах рифея. Отложения илектинской серии формировались в мелководных бассейнах, а осадки андреевской свиты накапливались в условиях озерно-аллювиальной равнины. Средне- и верхнерифейские осадки формировались в платформенных условиях в сравнительно спокойной тектонической обстановке.

Итак, кварцитовидные песчаники андреевской свиты, характеризующиеся четко выраженным регрессивным типом разреза, завершают крупный рифейский цикл осадконакопления.

ВЕНД

По сравнению с рифейскими отложениями вендские породы (никольско-бурлукская серия) слабо развиты и недостаточно изучены. Породы никольско-бурлукской серии слагают разобщенные, сравнительно узкие (2—5 км) грабенообразные структуры, резко наложенные на древние складчатые комплексы Кокчетавской глыбы. Отложения венда по сравнению с породами рифея слабо дислоцированы. Породами этой серии выполнены Южно-Кокчетавский, Западно-Илектинский, Челкарский, Люботинский и Щедринско-Караунгурский грабены. Породы серии обнажаются по р. Чаглинка у г. Кокчетав, в районе оз. Челкар и Караунгур, по р. Иманбурлук, у пос. Люботино и западнее горы Илекты.

Никольско-бурлукская серия характеризуется очень пестрым составом. Она сложена слабо метаморфизованными диабазовыми, андезитобазальтовыми порфиритами, их туфами, спилитами, кремнистыми аргиллитами, песчаниками, конгломератами и очень редко липаритовыми порфиритами.

Отложения серии условно подразделяются на две свиты: челкарскую и володарскую.

Челкарская свита, состоящая преимущественно из вулканитов основного, реже среднего и кислого состава, ложится с резким несогласием (с базальными конгломератами в основании) на кварциты кокчетавской свиты. В верхах нижней свиты появляются яшмоиды и кремнистые алевролиты. Выше располагается володарская свита углеродистоглинистых сланцев с онколитовыми известняками и лититами. Микрофитолиты из известняков определяются как вендские [122].

В районе пос. Алексеевка и Бол. Изюм породы челкарской свиты (по Н. К. Двойченко и Н. К. Кулубекову, 1971 г.) несогласно залегают на кварцитовидных песчаниках андреевской свиты рифея. В низах нижней пачки развиты миндалекаменные базальтовые порфириты и их туфы, сменяющиеся выше кварцевыми песчаниками, содержащими прослой кремнистых сланцев. Мощность нижней пачки около 1300 м. Верхняя пачка состоит из липаритовых порфиров и кремнистых сланцев. Мощность этой пачки около 1200 м.

Близкие по составу породы обнажаются в районе соп. Аксуран и кордона Кинолап. Здесь [119] они залегают на метаморфитах зерендинской серии и имеют следующее строение (снизу вверх);

- | | |
|---|--------|
| 1. Туф базальтового порфирита, черный, мелкозернистый, литокристаллокластический | 50 м. |
| 2. Туфопесчаник зелено-серый, карбонатизированный. В обломках цветные минералы, плагиоклаз, кварцит и гранатовый гнейс | 14 м. |
| 3. Базальтовый черный порфирит с вкрапленниками эпидотизированного зонального плагиоклаза и моноклинового пироксена | 8 м. |
| 4. Липаритовый черный порфир с микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены альбит-олигоклазом и калиевым полевым шпатом | 340 м. |
| 5. Кремнистый темно-серый сланец | 58 м. |
| 6. Лаваагломерат базальтового порфирита | 69 м. |
| 7. Липаритовый порфир черный, плотный | 77 м. |

Общая мощность челкарской свиты около 2500 м.

На Шатском поднятии отложения николюско-бурлукской серии по набору пород и степени метаморфизма несколько отличаются от разновозрастных образований Кокчетавской глыбы. Здесь в основании разреза располагаются валунно-галечные тиллитоподобные конгломераты (с обломками кварцитов и других пород). Выше по разрезу залегают слегка метаморфизованные порфиры, еще выше — порфириты (местами порфиритоиды). Мощность нижней свиты (челкарской или шатской) около 1000 м.

Таким образом, в николюско-бурлукской серии преобладают вулканиты, которые вверх по разрезу сменяются сланцево-кремнистыми образованиями. Для этой серии характерна невыдержанность состава пород по латерали, что обусловлено накоплением осадков в отдельных изолированных грабенах.

Базальтовые порфириты — темно-зеленые, почти черные, со сланцеватой, реже массивной текстурой породы. Структура их порфирировая, иногда blastoporfirivaya с интерсертальной основной массой. Порфириты состоят из плагиоклаза (№ 50—70), роговой обманки, биотита, реже моноклинового пироксена и рудного минерала. Из вторичных минералов развиты хлорит, серицит и соссюрит. Порфириновые выделения преобладают над основной массой и представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и пироксеном. Размеры вкрапленников колеблются от

0,1—0,2 до 1—2,5 мм. Некоторые фенокристы (плагноклаза, роговой обманки и др.) катаклазированы и разбиты на отдельные обломки. Многие вкрапленники изменены, замещены вторичными минералами (плагноклаз — соссюритом и серицитом, роговая обманка — актинолитом, биотит — хлоритом). Основная масса сложена микролитами плагноклаза, листочками хлорита, иголочками актинолита и мелкими зернами кварца. Структура основной массы гранобластовая, местами пилотакситовая или спилитовая.

Спилиты — черные миндалекаменной текстуры породы. Структура их спилитовая. Криптокристаллический материал основной массы в различной степени замещен непрозрачным рудным веществом, карбонатом и хлоритом.

Липаритовые порфиры представляют собой розовато-серые породы с массивной текстурой, порфировой структурой и состоят из плагноклаза (альбит-олигоклаз), кварца и серицита. Плагноклаз образует порфировые выделения в породе, а также присутствует в мелкозернистой основной массе. Размер вкрапленников плагноклаза до 3 мм. Кварц присутствует в фенокристаллах и мелкозернистой основной массе породы. Серицит развивается по порфировым выделениям плагноклаза, а также принимает участие в строении мелкозернистой основной массы породы, зачастую ориентируясь в одном направлении, огибая крупные зерна плагноклаза и кварца.

Конгломерато-брекчии состоят из обломков порфиридов, эпидот-актинолитовых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Обломки имеют угловатую форму, размер их 1—5 см. Цемент пород глинистый.

В основных вулканитах кремнезема содержится в среднем 50%, сумма щелочей составляет около 4% при большом преобладании натрия над калием (калия менее 1%). В них отмечается повышенное содержание железа и магния. Коэффициент щелочности в среднем 33, а коэффициент железистости 61. В кислых разностях пород кремнезема до 74%, сумма щелочей 9—10%. Калий преобладает над натрием. Породы высокомагнезиально-железистые, иногда с высоким содержанием титана.

В основных вулканитах определено повышенное содержание хрома, никеля, титана, меди и кобальта. В целом для свиты характерна концентрация элементов сидерофильной группы.

Породы николевско-бурлукской серии формировались в условиях гидрослюдистой субфации метаморфизма. Однако вблизи контакта с гранитоидными массивами, а также на участках, испытавших подвижки, породы этой серии превратились в порфиритоиды, порфириоиды и различные сланцы (район оз. Караунгур и др.).

Вопрос о возрасте николевско-бурлукской серии является дискуссионным. Южнее г. Кокчетавы и севернее с. Щедринка установлено несогласие с базальными конгломератами в основании налегание отложений серии на кварциты кокчетавской свиты, в районе пос. Алексеевка — на породы андреевской свиты, а также перекрытие их ордовикскими породами. Следовательно, взаимоотношения этой серии с подстилающими и перекрывающими комплексами пород указывают на большой возрастной интервал ее формирования. О. М. Розен и др. [112] относят николевско-бурлукскую серию к венду. Некоторые исследователи считают возраст пород серии кембрийским. Вопрос о возрасте и об объеме николевско-бурлукской серии требует дополнительных исследований. Однако

присутствие тиллитоподобных конгломератов, характерных для отложений венда других районов Казахстана и Средней Азии, а также наличие онколитов дает основание некоторые толщи этой серии относить к образованиям венда. Поэтому границу между докембрием и палеозоем условно можно принять по основанию володарской свиты венд-кембрийского возраста.

Таким образом, между образованиями рифея и палеозоя сформировался специфический, очень неустойчивый по составу и мощности комплекс пород, по объему условно соответствующий венду. В этот период регион продолжал интенсивно воздыматься, и лишь в отдельных разоб- щенных узких межгорных грабенах накапливались осадки весьма пестрого состава.

ВЕНД — КЕМБРИЙ

Отложения карбонатно-терригенного состава, условно отнесенные к венду—кембрию, распространены на крайнем северо-западе региона, где они приурочены к северному крылу Марьевского синклинория. К этому же возрастному уровню относится существенно карбонатная толща Володарской грабен-синклинали, выделяемая некоторыми исследователями в свиту того же названия.

Редкие коренные выходы терригенной толщи в Марьевском синклинории известны по р. Ишим в районе с. Марьевка и Сергеевка; западнее и восточнее этого участка они прослежены только по скважинам. По редким выходам и скважинам можно судить, что в составе толщи преобладают метаморфизованные песчаники, алевролиты, прослои кварцитов, кварцевых песчаников, кварц-карбонат-тремолитовых сланцев, известняков. Мощность не более 500 м.

В Володарской грабен-синклинали в соответствии с общим ее северо-восточным простираем прослеживается толща известняков, углеродисто-кремнистых сланцев, серицит (?) -глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и гравелитов полимиктового состава. Последние содержат обломки кварцитов и микрокварцитов, кварца, кремнистых пород. Известняки пелитоморфные, с примесью углистого материала и кварца, составляют значительную (около 50%) по мощности часть разреза. Отмечаются в толще и водорослевые известняки. Эта толща, названная О. М. Розеном володарской свитой, не имеет пока достаточно ясной стратиграфической позиции. Судя по материалам геологических съемок, проведенных на этой крайне слабо обнаженной площади, володарская свита залегает в едином структурном плане с шарыкской и андреевской свитами. Перекрывается она вулканогенно-кремнистой толщей, выделенной в последние годы в люботинскую свиту.

Возраст володарской свиты установлен благодаря находкам в известняках микрофолитов юдомского комплекса: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites antis* Z. Zhur., *Vesicularites concretus* Z. Zhur. Кроме того, имеются указания на наличие в согласно залегающих выше кремнистых сланцах спикул губок *Protospongia*, *Chancelloria*. Этими данными определяется венд-кембрийский возраст володарской свиты [122].

По составу и геохимическим особенностям володарскую свиту можно сопоставить с шинсайской свитой Жаркаинагашского антиклинория,

возраст которой многими исследователями принимается кембрийским. Мощность свиты составляет около 700 м.

В последние годы в северной части Аксу-Ирадырской зоны Ешкиольмесского антиклинория Э. М. Спиридоновым установлены отложения, литологически близкие описанным выше и отнесенные им к баимбетской свите вендского возраста.

Детальное изучение разрезов баимбетской свиты в среднем течении р. Аксу позволило выявить следующую последовательность разреза (снизу вверх):

Нижняя подсвита — граувакковые и полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, пиритоносные глинисто-хлоритовые сланцы с прослоями известняков и доломитов, линзами аркозовых песчаников, сидерита, ангидрит-доломитовых пород, прослоев пудинговых конгломератов. Мощность 550 м. Средняя подсвита — глинистые кварц-граувакковые алевролиты и песчаники, глинистые пиритоносные сланцы с прослоями кварцевых песчаников. Мощность 600 м. Верхняя подсвита — глинистые плагиоаркозовые, граувакковые, аркозовые и кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами известняков, турмалинсодержащих кварцевых песчаников. Мощность 120 м.

Мощность баимбетской свиты 1270 м.

Близкие по составу отложения имеются в верховьях лога Тонгбай, а также в районе ур. Сазы, где они приурочены к узким тектоническим блокам (возможно, пластинам), которые прослеживаются в зоне сопряжения шингаревской серии нижнего протерозоя и акдымской серии. По данным Э. М. Спиридонова, здесь развита толща неметаморфизованных глинистых и углисто-глинистых сланцев с линзами сидеритов, известняков и доломитов. Отмечены также прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащих гальку кварца и метаморфических пород.

Углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы характеризуются повышенной глиноземистостью. Они обогащены бором, ванадием и другими элементами. По составу и геохимическим особенностям эта карбонатно-черносланцевая толща Э. М. Спиридоновым сопоставляется с володарской свитой Кокчетавской глыбы и отнесена к «аналогам вендского комплекса».

Фрагментарные выходы карбонатно-черносланцевой толщи известны в западной и южной частях Ерментауского антиклинория (верховья р. Ишим). Основываясь на структурных и стратиграфических взаимоотношениях этой толщи с акдымской серией, можно полагать, что последняя залегает выше. Однако остается неясным, соответствует ли карбонатно-черносланцевая толща венд-кембрийскому или более древнему уровню, так как в этих районах выделяется, в качестве аналога шарыкской свиты, ниязская свита рифейского возраста.

В восточной части гор Ерментау, а также в Бошекольском районе широко развиты вулканогенные толщи, нижняя часть которых нередко рассматривается в качестве офиолитовой ассоциации.

В стратиграфических схемах, составленных ранее, а также в ряде опубликованных работ для пород офиолитовой ассоциации принимался вендский и даже верхнерифейско-вендский возраст. Поскольку в последние годы наметилась тенденция к пересмотру возраста офиолитовой и близких к ней ассоциаций, более целесообразно рассмотреть строение ерментауской серии и ее аналогов в составе кембрийской системы.

ПАЛЕОЗОИ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения на территории Северного Казахстана и в северо-восточной части Центрального Казахстана распространены широко. Наиболее мощные и полные разрезы кембрия характеризуют эвгеосинклинальную зону (Божекольский и Селетинский районы), менее полные разрезы характерны для Ешкиольмесского антиклинория.

В западной части Северного Казахстана, где нижний палеозой по типу строения разрезов относится к миогеосинклинальной зоне, развиты маломощные кремнисто-карбонатно-терригенные или карбонатно-черносланцевые толщи типа шинсайской свиты. Возраст их палеонтологически не обоснован и выделение собственно кембрийских отложений производится весьма условно. Кембрий миогеосинклинального типа был охарактеризован в предыдущем разделе совместно с вендскими отложениями. Вероятно, к кембрию относится нижняя часть гаршинской серии, которой присущ терригенно-кремнисто-вулканогенный тип разреза. Корреляция местных подразделений кембрия приведена только для восточной части Северного Казахстана (табл. 2).

Нижний отдел

Селетинский район. Область распространения палеонтологически охарактеризованного нижнего кембрия на западе ограничивается Ешкиольмесским антиклинорием. Восточнее, в Ерментауском, Селетинском и Божекольском районах, к нижнему кембрию относятся разнообразные по составу вулканогенные и туфоосадочные толщи с незначительной ролью кремнистых и карбонатных пород.

Выходы нижнего кембрия в Ешкиольмесском антиклинории установлены в верховье р. Селеты, около пос. Софиевка, на правобережье р. Акжар, притока р. Селеты; предполагается их наличие и в более северной части антиклинория, судя по фрагментарным выходам по р. Тасмола.

К востоку и северо-востоку от с. Софиевка развита толща базальтов и крупнообломочных туфов и туфобрекчий того же состава, в ассоциации с мощными пачками массивных, реже слоистых известняков. Встречаются водорослевые известняки, в которых были найдены остат-

Т а б л и ц а 2. Стратиграфическая схема кембрия Северного Казахстана

Отдел	Надъярус, ярус	Горизонт	Район			
			Ешкильмесский	Селетинский	Ерментауский	Бошекольский
Верхний	Аксайский	Балашидертинский Лермонтовский Селетинский	?	Изв., песч., алевр., прослой кремней до 150 м	Куяндинская св. — изв., песч.	Куяндинская св. — изв., алевр., песч., прослой конгл.
	Сакский	Аксакуяндинский	Изв., известковистые алевр. и песч., прослой кремней	Изв., конгл.	?	около 100 м
	Аюсокканский	Акмолинский	Кремни, изв., туфы	Изв., конгл.	?	
Средний	Майский	Алкамергенский Бошесорский Чингизский	Урумбайская св. — кремни, яшмы, алевр., песч. 250—450 м	?	?	Кызылкаиндинская св. — изв., песч., алевр., туфы, базальты, андезиты
	Амгинский	Майданский	Кварцито- горская св. — алевр., песч., сланцы, ли- дидиты, туфы	Джангабульская св. — туфоконгл., туффиты, арг., песч., базальты, рио- литы	Мыншокурская св. — песч., алевр., арг., крем- ни, микрокварциты, изв., диабазы	Майдантасская св. — песч., алевр., прослой изв. и туфов 350 м
		Джангабульский	Акжарская св. — изв., ту- фы, базаль- ты, анд., да- циты	600 м	около 600 м	
Нижний	Ленский	Тойонский	500 м	Шийлийская св. — ба- зальты, туфы и туффиты 1100 м	Телескольская св. — туфы, туффиты, туфо- алевр., базальты, риоли- то-дациты, изв. 500 м	Джангабульская св. — песч., туфы, туффиты, ту- фоконгл., базальты 1250 м
		Ботомский	300 м	Керимбайская св. — ба- зальты, туфы основного и кислого сост., песч., алевр. 710 м	Ордабайская св. — спи- литы, диабазы, плагиоли- париты 650 м	Бескудукская св. — ту- фы основного состава 650 м
	Алданский	Атдабанский	Баканасский	Кникбайская св. — диабазы, спилиты, даци- ты, туфы до 2000 м.	Тиесская св. — базаль- ты, туфы основного со- става до 1200 м	Иткалганская св. — ба- зальты, туфы, туфопесч., арг., конгл. 1030 м
		Томмотский	Банмбетская св. — песч. алевр., угл.-глинист. слан- цы, изв., доломиты, сиде- риты 1270 м	Жельтауская св. — изв., арг., базальты, кремни 500 м	Кескенсорская св. — ба- зальты 500 м	Майсорская св. — туф- фиты, арг., алевр., риоли- то-дациты 780 м
						Борукаевская св. — ба- зальты, туфы и тефроид- ы основного состава 1700 м
						Темирастауский комп- лекс параллельных даек

Сокращения: конгл. — конгломераты, песч. — песчаники, алевр. — алевролиты, арг. — аргиллиты, изв. — известняки, анд. — андезиты.

ки водорослей *Aldanella glabra* (Krasn.), характерных для нижнего кембрия.

Совершенно аналогичные туфы и туфобрекчии обнажаются в обрыве р. Акжар, в приустьевой ее части. В кровле туфовой толщи появляются агломератовые туфы с карбонатным цементом и затем известняки белые, изредка розоватые. В 1975 г. из пачки известняков были собраны трилобиты *Parapoliella obrutchevi* (Lerm) ., *Kootenia solida* Ivsh. sp. nov., *Onchocephalina acuminata* Repina, *Onch. argutaformis* Ivsh., *Gaphuraspis gaphuri* Ivsh. и др., беззамковые брахиоподы *Dictyonina* sp., стенотекоиды, изученные С. П. Коневой. Трилобиты, по заключению Н. К. Ившина, определяют возраст вмещающих отложений как самые верхи нижнего кембрия [72].

Видимая мощность вулканогенной толщи в районе устья р. Акжар около 500 м, верхней карбонатной пачки не более 50 м.

Далее на юг, на правобережье р. Акжар, по данным геологических съемок, проведенных в последние годы (Я. Н. Свентозельский, В. И. Борисенко, Л. Л. Герман и др.), по отдельным фрагментарным разрезам и по кернам скважин установлены общая последовательность разреза вулканитов и их петрохимические особенности. По данным В. И. Борисенка и Л. Л. Германа, здесь в основании разреза преобладают дациты и андезиты-дациты. Средняя его часть сложена двупироксеновыми андезитами и клинопироксеновыми базальтами. Верхняя часть разреза представлена базальтами клинопироксеновыми и оливиновыми, андезито-базальтами и главным образом пирокластолитами андезито-базальтового и базальтового состава.

Стратиграфическое положение рассматриваемой толщи неясно вследствие отсутствия нижней ее границы; с зорьевской свитой нижнего — среднего ордовика контакты повсеместно тектонические. В коренных выходах вулканитов по р. Акжар наблюдается весьма интенсивная складчатость и обилие мелких разрывов, зон дробления и брекчирования. Эти особенности, а также широкое развитие в ордовикском разрезе олистолитов позволяют предполагать, что нижнекембрийский вулканогенный комплекс в этом районе находится в аллохтонном залегании.

Нижний кембрий Ерментауского антиклинория представлен вулканогенно-осадочным типом разреза и распространен практически повсеместно в пределах названной структуры, хотя степень достоверности его выделения не везде одинакова.

В среднем течении р. Селеты, на протяжении около 100 км (от пос. Тургай на юге до свх. «Изобильный» на севере), нижний кембрий прослеживается на широкой площади, ограниченной с запада Селетинским синклинорием, с востока — широкой полосой развития кремнистых образований акдымской серии. Наиболее хорошо изучен вулканогенный комплекс западной части Ерментауского антиклинория, где по материалам геологических съемок и многолетних стратиграфических исследований авторов намечается следующая схема расчленения нижнего кембрия (снизу вверх): 1) кикбайская свита, состоящая из вулканитов основного, реже дацитового состава; 2) керимбайская туфоосадочная свита, соответствующая по возрасту низам ленского надъяруса нижнего кембрия; 3) шийлийская эффузивно-туфовая свита, отвечающая, по-видимому, верхней части ленского надъяруса.

Выше залегает джангабульская свита низов среднего кембрия с фауной одноименного горизонта.

Киикбайская свита развита по р. Селеты и в верховье р. Шийли. Типовой разрез свиты, по материалам Н. М. Гридиной и И. П. Евдокимова, в низовье лога Киикбай таков (снизу вверх):

1. Базальты миндалекаменные	50 м.
2. Туфы дацитового состава брекчиево-гравийные	10 м.
3. Базальты миндалекаменные	20 м.
4. Туфы брекчиево-гравийных дацитов	12 м.
5. Базальты миндалекаменные, окварцованные	17 м.
6. Туфы-дацитов и дациты	7 м.
7. Туфогравелиты с обломками базальтов и в подчиненном количестве — дацитов и риолито-дацитов	27 м.
8. Туфогравелиты базальтового состава, прорванные дайкой дацитового состава	40 м.
9. Туфогравелиты дацитового состава	16 м.
10. Туфогравелиты, состоящие из обломков базальтов и дацитов	12 м.
11. Базальты миндалекаменные	30 м.
12. Туфопесчаники и туфогравелиты	38 м.
13. Базальты миндалекаменные	30 м.
14. Туфогравелиты и туфы базальтового состава	155 м.

Мощность свиты по разрезу 465 м.

Южнее, на левобережье р. Шийли, в разрезах преобладают миндалекаменные базальты, серо-зеленые, реже буроватые (рис. 6). Они обычно сильно карбонатизированы, часто обладают подушечной отдельностью. В ассоциации с базальтами постоянно наблюдаются дациты, нередко образующие серии дайкообразных тел, а местами — широкие поля лаво-пирокластических образований риолито-дацитового и дацитового состава. Наряду с зеленокаменными изменениями отмечаются интенсивно рассланцованные породы по базальтам и туфам, вплоть до порфири-тоидов. Основание свиты нигде не вскрыто и более древние толщи здесь неизвестны. Мощности свиты более 1000 м.

Керимбайская свита представлена преимущественно туфоосадочными породами, среди которых характерны туффиты кислого состава, граувакковые песчаники и ярко-зеленые и голубовато-серые (бирюзовые) аргиллиты. Наименование свиты предложено Н. М. Гридиной и Н. К. Ив-шиным.

Сводный разрез, установленный путем сопоставления ряда частных разрезов, изученных по р. Селеты к югу от пос. Бестобе, имеет такую последовательность напластования пород:

1. Пачка груборитмичного чередования туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов светло- и темно-серых до 400 м.
2. Базальты пироксен-плагноклазовые полифировые 150 м.
3. Агломератовые туфы и туфобрекчии с обломками пироксен-плагноклазовых полифиров; в верхней части этой пачки появляются прослои туфопесчаников и темно-зеленых алевролитов, голубовато-серых аргиллитов около 50 м.
4. Пачка туффитов и аргиллитов около 100 м.
5. Пачка ритмичного переслаивания туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов, массивных неслоистых аргиллитов зеленого, желтовато-зеленого и бирюзового оттенков 50 м.
6. Темно-серые и зелено-серые алевролиты с прослоями грубозернистых тефропесчаников. Последние состоят из обломков базальтов и кремнистых туффитов около 10 м.
7. Пачка зеленовато-серых туфопесчаников и туфоалевролитов, массивных, со слабо выраженной слоистостью. около 20 м.
8. Маркирующий пласт «бомбовых» туфов дацитового состава до 15 м.
9. Туфоалевролиты грубослоистые, голубовато-зеленые 5 м.

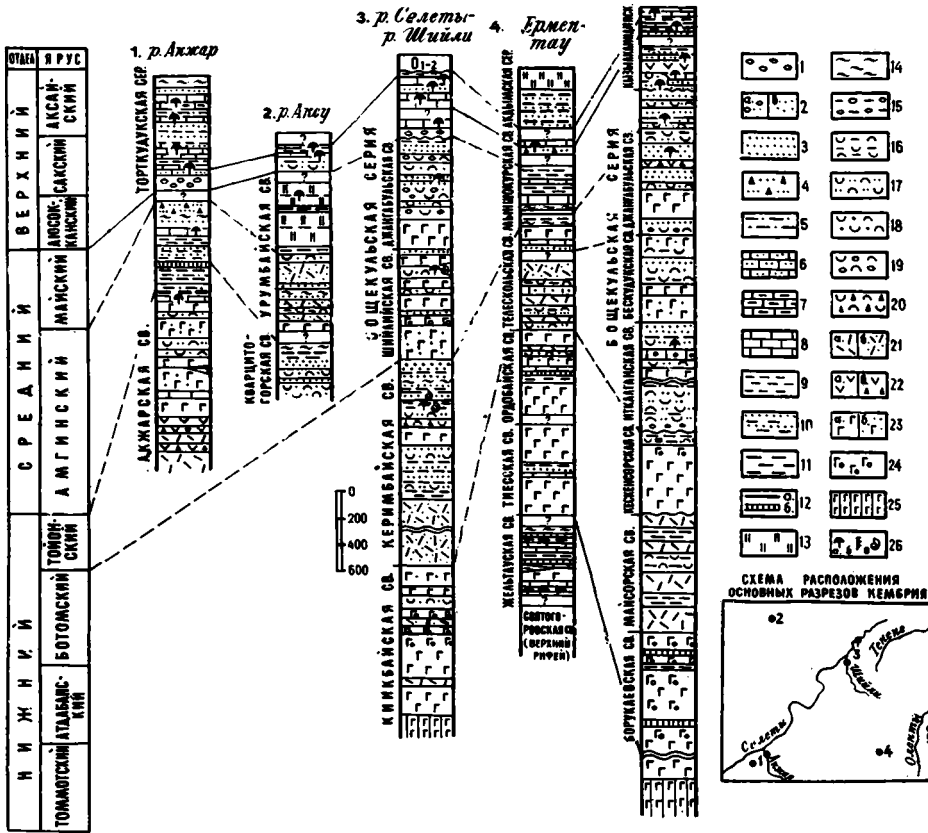


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов кембрийских отложений восточной части Северного Казахстана. Составил Л. В. Булыго.

1 — конгломераты; 2 — конгломерато-песчаники (а), гравелиты и грубозернистые песчаники (б); 3 — песчаники; 4 — песчаники с включениями глыб и галек; 5 — алевролиты; 6 — известковистые песчаники и гравелиты; 7 — глинистые известняки; 8 — известняки; 9 — аргиллиты; 10 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 11 — углеродисто-кремнистые сланцы и лидиты; 12 — фтаниты и углисто-глинистые сланцы (а), микрокварциты и яшмокварциты (б); 13 — яшмы и кремнистые алевролиты; 14 — красноцветные алевролиты и аргиллиты; 15 — алевролиты с включениями глыб (микститы); 16 — туфоалевролиты; 17 — туфопесчаники; 18 — туффиты и тефроиды; 19 — туфоконгломераты; 20 — туфобрекчии; 21 — риолиты и дациты: лавы (а), туфы (б); 22 — андезиты и трахиандезиты: лавы (а), туфы (б); 23 — базальты: лавы (а), туфы и гиалокластиты (б); 24 — спилиты; 25 — базальты и диабазы комплекса параллельных даек; 26 — ископаемые органические остатки: трилобиты (а), граптолиты (б), брахиоподы (в)

10. Пачка массивных граувакковых песчаников и гравелитов, зеленоцветных, плохо сортированных, с остроугольными обломками аргиллитов ярко-зеленого цвета 45 м.
11. Характерная ритмично-слоистая пачка туфов (тефроидов) и туффитов; ритмы мощностью до 0,3—0,4 м обычно начинаются слоистым псефито-псаммитовым туфом и заканчиваются красным или фиолетово-бурым туфоалевролитом. Элементы ритма с градационной слоистостью подчеркиваются резкой сменой окраски пород. Пачка сложно дислоцирована 12 м.
12. Полевошпатовые песчаники, гравелиты темно-серые и зеленовато-серые, с пластом

Далее к востоку, за разломом, следует пачка бирюзовых аргиллитов и их осадочных брекчий, затем мощный покров подушечных лав миндалекаменных базальтов, которые, возможно, принадлежат уже нижней части керимбайской свиты. Мощность свиты в этом разрезе 772 м.

В пачке 6 (рис. 7) в 1979 и 1980 гг. авторами, а затем сотрудниками ПГО Центрказгеология проводились сборы фауны*, изучением которой занимались С. П. Конева, Р. Г. Тенякова, Н. К. Ившин (трилобиты). В составе фауны определены мoberгеллиды: *Mobergella radiolata* Bengtson, M. cf. *holsti* (Möberg), M. sp. (определения С. П. Конева [34, 125]), трилобиты *Labradoria edrejensis* Ivsh., L. (*Labradorina*) sp., *Kootenina Fedjanina*, *Bajanaspis* sp. (определения Н. К. Ившина), хиолиты *Circotheca* sp., хиолительминты *Hyolithellus* sp. (определения О. М. Мамбетова).

В составе керимбайской свиты преобладают туффиты и тонкообломочные породы, массивные и ритмично-слоистые — продукты переотложения пирокластики основного и кислого состава в водной среде. Близкие по составу образования установлены в верховье р. Шийли, а также в районе оз. Ушсор и Сор (верховье р. Тенеке), где в основном развиты риолито-дациты, алевритовые туффиты, туфопесчаники, реже базальты. Породы этого участка ранее считались аналогом телескольской свиты [24]. Поскольку в настоящее время многими исследователями принадлежность телескольской свиты к нижнему кембрию поставлена под сомнение именно в типовой местности (район оз. Телесколь), авторы считают целесообразным выделение новой, керимбайской, свиты как в разрезах по р. Селеты, так и в верховье р. Тенеке.

В крайней южной части полосы развития нижнего кембрия, от оз. Широколь до пос. Тургай, по материалам В. И. Борисенка, Л. Л. Германа и наблюдениям авторов, четко устанавливается та же общая последовательность при существенном преобладании ассоциации пород, характерной для керимбайской свиты. Здесь в сводном разрезе выделяются:

1. Сплитовая толща — афировые базальты и их туфы, туфогравелиты и туфопесчаники, туффиты 1800 м.
2. Кератофировая толща — лавобрекчии и лавы риолитов, риолито-дацитов (кварцевых кератофиров) с прослоями туфов, кремнистых туффитов, кремнистых алевролитов, пиритоносных фтанитов около 1000—1400 м.

Среди базальтов отмечаются клинопироксеновые и оливиновые разновидности.

Шийлийская свита сложена туфами и туффитами, базальтами оливин-пироксен-плагиоклазовыми с прослоями граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Ввиду отсутствия непосредственных контактов с керимбайской свитой нижняя граница шийлийской свиты неясна; южнее пос. Бестобе на шийлийскую свиту налегают вулканомиктовые конгломераты, относящиеся уже к джангабульской свите низов среднего кембрия.

* Первые определения беззамковых брахиопод были сделаны Р. Г. Теняковой по ее же сборам 1963 г., однако точного заключения о возрасте вмещающих слоев в то время сделать не удалось.

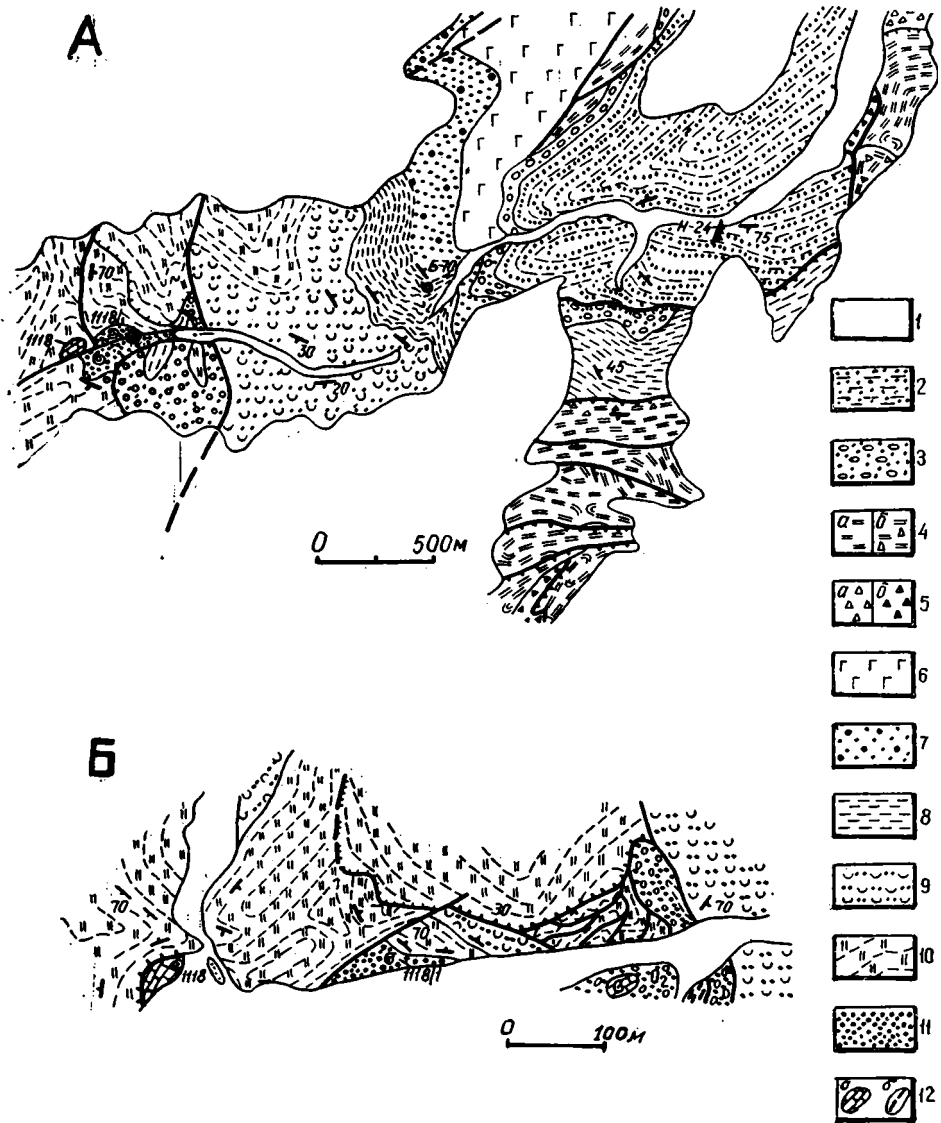


Рис. 7. Геологическая схема района большой излучины р. Селеты (А). Деталь строения участка обн. 1118—1118/1 (Б).

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — средний ордовик, изобильная свита: 2 — флиш, 3 — базальные конгломераты; 4 — нижний — средний ордовик: кремнистые алевролиты и яшмы (а), кремнистые брекчии (б); 5 — олистостром: полимиктового состава (а), с включениями основных пород (б); 6—11 — нижний кембрий: 6 — базальты и спилиты, 7 — граувакки, 8 — слоистая пачка туффов, 9 — туфоалевролиты и туфы, 10 — аргиллиты с прослоями кремней («бирюзовая» пачка), 11 — алевролиты и песчаники с *Mobergella*; 12 — крупные олистолиты: известняков (а), кремней и яшм (б)

Наиболее полный и детально изученный разрез шийлийской свиты находится в приустьевой части р. Шийли:

1. Туфы базальтового состава, массивные, темно-серые, преимущественно среднеобломочные	46 м.
2. Крупнообломочные туфы базальтов с прослоями псаммитовых и алевритовых туффи-тов	140 м.
3. Базальт оливин-пироксен-плагиоклазовый	8,5 м.
4. Туфы мелкообломочные с прослоями туффи-тов	73 м.
5. Пироксен-плагиоклазовый базальт	67 м.
6. Туфы крупнообломочные основного состава	10 м.
7. Андезито-базальт пироксен-плагиоклазовый	130 м.
8. Средне- и мелкообломочные туфы темно-серые	26 м.
9. Базальты оливин-пироксен-плагиоклазовые	70 м.
10. Пачка чередования туфов и зеленоцветных туффи-тов псаммитовых и алевритовых и голубовато-зеленых туфоалевролитов с мощным (до 40 м) горизонтом базальтов	80 м.
11. Базальты афировые и оливин-пироксен-плагиоклазовые с гломеропорфировой струк-турой	96 м.
12. Мелкообломочные (псаммитовые) туфы	4 м.
13. Пачка ритмичного чередования граувакковых песчаников, темно-серых алевролитов и аргиллитов (мощность слоев 0,3—0,4 м); алевролиты (в отдельных пластах) име-ют тонкую волнисто-горизонтальную слоистость	9 м.
14. Афировые диабазы, участками с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (возможно, силл)	около 130 м.
15. Туфы темно-серые средне- и крупнообломочные	6 м.
16. Базальты пироксен-плагиоклазовые, в верхней части с миндалекаменной текстурой	около 160 м.

Мощность шийлийской свиты 1100—1500 м.

К северо-востоку, в 5 км от устья р. Шийли, на правом берегу р. Селеты стратиграфически примерно на уровне верхней части разреза Н. М. Гридиной обнаружены колпачковые гастроподы (мобергеллиды). Здесь же Н. К. Ившиным в 1984 г. собраны и определены трилобиты и археоциаты шийлийского фаунистического горизонта: *Erbia* sp., *Kootenia kassini* Ivsh., *Edelsteinaspis* Lerm., *Retecyathus* sp. Возраст фауны ший-лийского горизонта (по Н. К. Ившину) — вторая половина ленского надъ-яруса.

Вулканогенная серия раннекембрийского возраста западной части Ерментауского антиклинория в целом может рассматриваться как спилито-кератофировая формация. Характерной особенностью кислых пород является недонасыщенность щелочами, типичная для натровых серий. Риолиты этой формации — буровато-красные, желтовато-серые поро-ды, обычно с комковатой и брекчиевидной текстурой. Вкрапленники в них представлены кислым плагиоклазом и кварцем. Основная масса их микролитовая, микрофельзитовая, кварц-полевошпатовая, с примесью хлорита и магнетита. Даци-ты зеленовато-серые. Основная масса их микрофельзитовая, микропойкилитовая, часто флюидальная; по ней раз-виты хлорит, пумпеллит, иногда цоизит. Базальты и спилиты по петро-химическим особенностям относятся к толентовым и щелочным оливино-вым базальтам. Наряду с афировыми широко развиты порфиновые раз-новидности базальтов: оливин-клинопироксеновые, плагиоклазовые. По-роды изменены в пренит-пумпеллитовой фации.

Центральная часть Ерментауского района характеризуется весьма сложным строением. Основными стратиграфическими подразделениями

здесь являются ерементауская и акдымская серии, выделенные Р. А. Борукаевым.

Если возраст акдымской серии, благодаря многочисленным находкам конодонтов, считается установленным достаточно надежно, то в отношении ерементауской серии существует много дискуссионных моментов. В настоящее время, учитывая возможные корреляции ее с разрезами Бошекольского и Сәлетинского районов, представляется наиболее вероятным кембрийский возраст ерементауской серии.

Вероятно, к низам ерементауской серии относится толща основных лав, получившая наименование «ордабайская свита» [9]. Эта толща Р. А. Борукаевым [24] относилась к ерементауской серии.

Около аула Ордабай (восточнее г. Ерментау) свита состоит из базальтовых афиритов, спилитов, диабазов, среди которых встречаются прослои кремнистых известняков, а также зеленые сланцы и порфиритоиды по основным эффузивам. Довольно широко развиты субвулканические дайкообразные тела катаклазированных плагнопорфиров. Мощность толщи около 650 м.

Выше с постепенным переходом залегает *телескольская свита*, характеризующаяся контрастным составом вулканитов и широким развитием туффитов. Состав эффузивных пород меняется от базальтов до риолито-дацитов и при отсутствии промежуточных по составу вулканических пород определяет контрастность всей ассоциации, которая оказывается близкой вулканогенному комплексу нижнего кембрия района р. Селеты.

Туффиты, туфопесчаники и кремнисто-хлоритовые туфоаргиллиты составляют около $\frac{1}{3}$ разреза свиты.

Мощность телескольской свиты составляет не менее 500 м.

На восточном крыле Ерментауского антиклинория в качестве типовых неоднократно описывались разрезы тиесской и желтауской свит. Совокупность этих свит и образует ерементаускую известняково-эффузивную серию.

На западном склоне гряды Койтас, по материалам Р. М. Антонюка, Н. К. Двойченко и др., разрез тиесской свиты наращивается с запада на восток и представлен метаморфизованными базальтами и туфами того же состава, часто известковистыми, туфопесчаниками с прослоями кремнистых туффитов и кремней. Мощность тиесской свиты от 400 до 1200 м.

В крайней северной части Ерментауского антиклинория (восточнее гранитного массива Большой Койтас) вулканиты тиесской свиты особенно широко распространены. Здесь им соответствует крупная положительная гравитационная аномалия. Состав пород, изученный в основном по кернам скважин (материалы И. Ф. Калинина и др., 1978 г.), довольно своеобразный: меланократовые базальты, пикрит-базальты и туфы того же состава. Широко здесь проявлены катаклаз, милонитизация и зеленокаменные изменения, вплоть до превращения основных лав в порфиритоиды.

За пределами региона, восточнее Ерментауских гор, в невыясненных соотношениях с тиесской свитой установлена толща кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев, измененных туфов, известняков и кремней. Известняки содержат остатки фауны, а также водоросли (*Renalcis*) и микрофитолиты, характерные, по заключению Б. Ш. Клигера, для нижнего кембрия. Углеродисто-кремнистые породы, так же как

и в других районах, характеризуются повышенным содержанием ванадия, фосфора, меди и других элементов.

Жельтауская свита распространена на восточном склоне гряды Койтас, в горах Жоантобе, Сериктас и Акшоқы. Состав ее пестрый. Для нее характерны карбонатные, кремнисто-карбонатные породы, кремнистые алевролиты, аргиллиты и базальты. Последние представлены толеитовыми и меланократовыми (до пикрит-базальтов) разновидностями, обычно альбитизированными с мелкоминдалекаменной текстурой. Структура основной массы гналопилитовая и пилотакситовая.

Туфы преимущественно мелкообломочные, основного состава, интенсивно карбонатизированные. Известняки образуют мощные (до 40 м) пласты, в которых отмечаются доломитизированные разновидности. Мощность свиты около 1200 м.

Взаимоотношения жельтауской свиты с ордабайской и телескольской свитами центральной части Ерментауского антиклинория не наблюдаются; положение жельтауской свиты в основании разреза Ерментауского района (см. рис. 6) условно.

Возраст жельтауской свиты, начиная с 60-х годов, определялся как рифейский или вендский на основании изучения онколитов и катаграфий, содержащихся в известняках. Рассматривая палеонтологическую характеристику жельтауской свиты, Б. Ш. Клингер указывает, что в большинстве пунктов микрофитоциты представлены либо новыми формами, либо только *Osagia tenuilamellata* Reitl., иногда катаграфиями, которые не могут однозначно датировать возраст. Наиболее представительными и определяющими, по мнению Б. Ш. Клингера, являются микрофитоциты *Vesicularites lobatus* Reitl. (юдомий и заведомый нижний кембрий) и водоросли *Amganella* sp., *Proaulopora* sp.

Исходя из приведенных данных Н. К. Двойченко и Б. Ш. Клингера ерментаускую серию относят к венду — кембрию.

Верхняя граница жельтауской свиты не установлена, выше по разрезу выделяется кремнисто-карбонатно-вулканогенная мыншокурская свита, датируемая средним—верхним кембрием [53].

Бошекольский район. В этом районе выделены многие стратиграфические подразделения нижнего палеозоя, широко использовавшиеся на протяжении десятков лет при геологической съемке и на смежных территориях Центрального Казахстана. Ряд существенных дополнений и уточнений в схему расчленения кембрия, в том числе нижнего, вносят материалы Б. Ф. Хромых, Л. С. Хромых [134].

Стратиграфическая колонка этого региона отличается большой мощностью и полнотой разреза. В основании выделяются темирастауский комплекс параллельных даек и ажейский ультрамафит-мафитовый комплекс, составляющие офиолитовую ассоциацию. Выше лежащие стратифицированные образования выделены в коксорскую и бошекульскую серии.

Темирастауский комплекс параллельных даек (венд? — низы нижнего кембрия) практически полностью представлен дайками метадиабазов и метагаббро-диабазов. Мощность отдельных даек 0,1—1,5 м, реже 3—5 м. Более поздние дайки пироксен-плаггиоклазовых метадиабазов, микродиоритов, плаггиогранитов и тоналит-порфиров прорывают уже низы коксорской серии. Базиты в тектонических зонах превратились в альбит-актинолитовые сланцы.

Диабазовые дайки установлены севернее пос. Торткудук. Они детально изучены по логу Темирастау, по которому этот комплекс и получил свое наименование. Комплекс параллельных даек прослеживается и к западу от р. Оленты, где он закартирован совместно с основными лавами коксорской серии, главным образом борукаевской свитой.

Б. Ф. Хромых считает, что дайки темирастауского комплекса являются комагматами вышележащих вулканитов и фиксируют крупную зону растяжения — Аже-Жангабульский палеорифт.

Коксорская серия

Породы коксорской серии первоначально рассматривались Р. А. Борукаевым в качестве бошекульской толщи; позднее они стали считаться аналогами еремантауской серии. Б. Ф. Хромых, выделивший коксорскую серию, полагает нецелесообразным вводить в стратиграфическую схему Бошекольского региона подразделения Еремантауского антиклинория*. Коксорская серия, по данным Б. Ф. Хромых, подразделяется на борукаевскую и майсорскую свиты.

Борукаевская свита имеет однородный состав: это — афировые базальты, миндалекаменные подушечные лавы, туфы и тефроида основного состава, редко встречаются прослой кремней и яшмокварцитов. Базальты обычно карбонатизированы, часто рассланцованы или катаклизированы. Мощность более 1700 м.

Майсорская свита распространена в единых структурах с подстилающей борукаевской свитой. На правобережье р. Оленты выше миндалекаменных базальтов залегают туфоосадочные образования: массивные туффиты, туфоалевролиты и туфоаргиллиты с характерной комковато-брекчиевидной отдельностью на коренных выходах. Цвет пород темно-серый, голубовато-серый, зелено-серый. Севернее пос. Торткудук в составе майсорской свиты кроме туфов и туфоаргиллитов развиты лавы и субвулканические тела риолито-дацитового состава. Петрохимически к ним близки малые интрузии бозшакольского комплекса — тоналиты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диориты. Мощность майсорской свиты 780 м.

Кескенсорская свита, залегающая выше коксорской серии, в том же пересечении на правобережье р. Оленты представлена зеленовато-серыми афиритами базальтового состава, диабазами с редкими мелкими миндалинами. Мощность свиты около 500 м.

Базальты по составу относятся к существенно меланократовым (до пикрит-базальтов) породам, с резко повышенной магнезиальностью. Петрохимически они близки некоторым разновидностям лав тиесской свиты.

Нижний — средний отделы

К верхам нижнего — низам среднего кембрия относится ряд свит как вулканогенного, так и кремнисто-терригенно-карбонатного состава.

Вулканогенные образования, выделяемые в бошекульскую серию, развиты в Селетинском (западная часть Еремантауского антиклинория)

* При этом учитывается, что возраст еремантауской серии остается предметом дискуссий.

и Бошекольском районах. В северной части Аксу-Ирадырской зоны (Ешкиольмесский антиклинорий) к этому же уровню отнесена условно кварцитогорская свита.

Бошекульская серия

Селетинский район. В среднем течении р. Селеты бошекульская серия представлена в неполном объеме. Южнее пос. Бестобе на шийлийской свите, возможно, с размывом залегает джангабульская свита. Шийлийская свита, принадлежащая низам бошекульской серии, описана выше. За основание свиты принята мощная (50—60 м) пачка крупногалечных вулканомиктовых конгломератов, обнажающаяся в обрывах р. Селеты. Выше следуют:

1. Агломератовые туфы и туфобрекчии с обломками базальтов, аргиллитов и песчаников до 100 м.
2. Буровато-зеленые и желтовато-бурые туфы и туфопесчаники с прослоями массивных аргиллитов (туфоаргиллитов) 40 м.
3. Пачка вулканомиктовых конгломератов и конгломерато-песчаников, гравелитов с прослоями серо-зеленых алевролитов и аргиллитов бутылочно-зеленого цвета до 150 м.
4. Туфогравелиты зеленовато-серые, лиловые и красновато-бурые с маломощными прослоями аргиллитов 10 м.
5. Известковистые туфы и туфопесчаники зелено-серые 10 м.
6. Миндалекаменные базальты буровато-серые 5 м.
7. Песчаники с прослоями и линзами гравелитов и осадочных брекчий, переходы между породами постепенные, угловатые обломки представлены плагиопорфиритами, туффитами и аргиллитами 4,5 м.
8. Зеленовато-серые песчаники с прослойками (0,05—0,1 м) известковистого песчаника с остатками трилобитов, беззамковых брахиопод и хиолительминтов 5 м.
9. Зеленые и темно-серые аргиллиты и алевролиты 30—40 м.

На противоположном склоне сая, примерно на этом же уровне, в пачке туфогравелитов также найдены остатки трилобитов. Выше залегает пачка вулканомиктовых конгломератов с прослоями песчаников и алевролитов мощностью около 50 м.

Неполная мощность джангабульской свиты 470 м.

Вдоль разлома, отделяющего джангабульскую свиту от верхнекембрийских известняков, наблюдаются фрагменты более высокой части разреза — буровато-красные песчаники, известковистые алевролиты и гравелиты. Последние встречены также в виде олистолита среди ордовикских осадочных брекчий.

В пачке 8 (рис. 8, обн. Б-69) собраны трилобиты *Erbia sibirica* Schmidt, *Kootenia*, *Olenoides*, которые, по заключению Н. К. Ившина, являются характерными формами джангабульского горизонта.

В целом по характерной ассоциации пород и фауне верхи данного разреза литологически сопоставляются с джангабульской свитой Бошекольского региона.

В центральной части Ешкиольмесского антиклинория отложения нижнего — среднего кембрия выделены на небольшой площади. По стратиграфическому положению к этому уровню относится кварцитогорская свита. Разрезы этой свиты детально изучены Э. М. Спиридоновым и могут быть подразделены на две подсвиты (снизу вверх).

Нижняя подсвита — тонко переслаивающиеся фтаниты и лидиты, туфы меланократовых базальтов, углисто-кремнистые и углисто-глини-

стые сланцы, обычно пиритоносные, диамиктиты, спонголиты и реже туфы дацитового состава. В спонголитах встречаются спикулы губок *Triaxonida* и радиолярии. Мощность 150 м. Верхняя подсвета — полимиктовые алевролиты и песчаники, углисто-глинистые сланцы, прослой известняков, известковистых песчаников, туффитов базальтового состава; в верхней части четко обособляется пачка пестроцветных алевролитов, алевропесчаников, аргиллитов с тонкими прослоями туффитов.

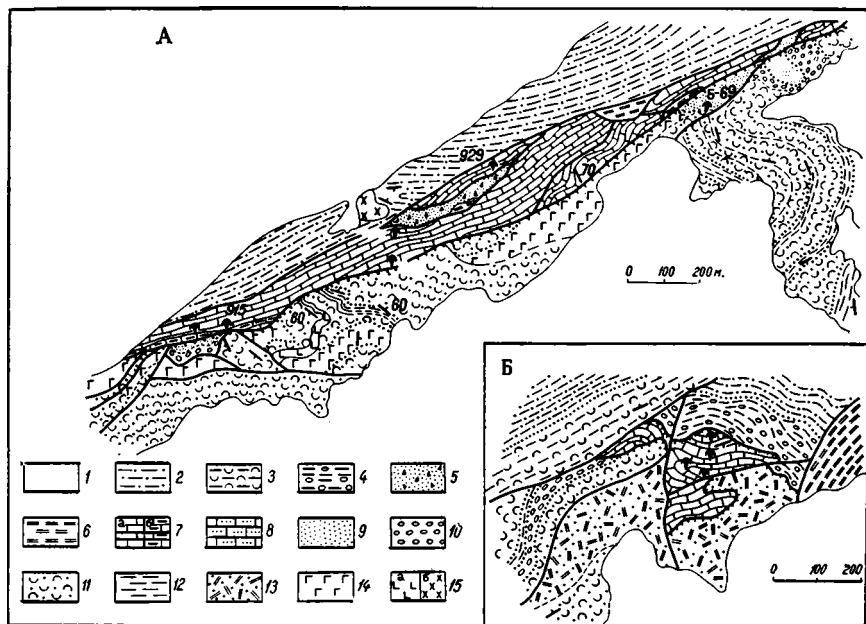


Рис. 8. Геологическая карта района пос. Известнякового (правобережье р. Селеты) (А) и схема выходов известняков верхнего кембрия около 2-го отд. свх. «Изобильный» (Б).

1 — четвертичные отложения; 2 — средний ордовик, еркебидайская свита: песчаники, алевролиты и конгломераты; 3—5 — изобильная свита: 3 — туфогенный флиш (ленточно-слоистая пачка), 4 — конгломераты и алевролиты с включениями глыб, 5 — олистостром; 6 — нижний — средний ордовик, ержанская свита: кремни, яшмы и кремнистые алевролиты; 7, 8 — верхний кембрий: 7 — известняки (а), известковистые алевролиты и кварцевые песчаники (б), 8 — известковистые гравелиты и песчаники; 9—14 — нижний — средний кембрий, бошекульская серия: 9 — гравелиты и разнозернистые песчаники, 10 — конгломераты, 11 — туффиты, 12 — аргиллиты и туфоалевролиты, 13 — дацитовые туфы, 14 — базальты; 15 — среднекембрийские силлы диабазов и габбро (а), позднеордовикские диориты (б)

Общая мощность кварцитогорской свиты несколько более 300 м.

Парагенезы горных пород, особенности их литологии и геохимии (обогаченность кремнисто-углеродисто-глинистых пород ванадием и молибденом) — показатели сходства с толщами кембрия Каратау и Байконурского синклинория. Наличие туфов и туффитов пикрит-базальтового и дацитового состава, по мнению Э. М. Спиридонова, позволяет коррелировать кварцитогорскую свиту с урумбайской свитой, основные площади распространения которой находятся к востоку от Аксу-Ирадырской зоны.

Фрагментарные выходы близких по составу образований имеются в приустьевой части р. Тасмола, а также восточнее пос. Софиевка (верховье р. Селеты), в небольшом тектоническом блоке, где они представлены микрокварцитами, кремнистыми сланцами и алевролитами. Возможно, этому же уровню соответствуют блоки или крупные олистолиты черных кремней (лидитов) в ассоциации с известняками, наблюдающиеся на правобережье р. Акжар.

Бошекульский район. В междуречье Оленты — Шидерты нижнему — среднему кембрию соответствует бошекульская серия. Первоначально эта серия была подразделена Р. А. Борукаевым [24] на две формации — спилитовую (джангабульская свита) и кератофировую (ащикольская свита). Последующие исследования стратиграфии и геологического строения этого района внесли значительные коррективы в первоначальную схему. Важное значение имели находки фауны, изучение которой показало, что в составе бошекульской серии имеются три или четыре возрастных уровня, отвечающих соответственно баянаульскому (низы ленского надъяруса), верхам ленского надъяруса, джангабульскому (низы амгинского яруса) и майданскому (верхняя часть амгинского яруса) горизонтам.

По данным Б. Ф. Хромых, бошекульская серия подразделяется на четыре свиты: иткалганскую, бескудукскую, джангабульскую и майдантасскую. Ащикольская свита из состава бошекульской серии исключена, поскольку именно в стратотипическом разрезе этой свиты была найдена фауна (конодонты, брахиоподы и др.) более молодого, скорее всего, ранне-среднеордовикского возраста.

Иткалганская свита * распространена в междуречье Оленты — Шидерты, где имеется небольшой тектонический блок, в котором представлен довольно характерный, но далеко не полный ее разрез, описанный в монографии Н. К. Ившина [72]. Геологическое изучение позволило детализировать строение фаунистически охарактеризованной части этого важного разреза. В рассматриваемом блоке вскрыты: нижняя, туфо-алевролитовая, пачка; средняя пачка, состоящая из базальтов, их туфов с прослоем темно-серых туфопесчаников с *Labradoria (Labradorina) edrejensis* Ivsh., *Kootenia repinae* Ivsh. sp. nov.; верхняя пачка, представленная базальтами и туфами основного состава.

Восточнее, в районе урочища Жангабул, а также к северо-востоку от пос. Торткудук, иткалганская свита занимает более значительную площадь. Здесь установлено, что в основании свиты имеется пачка конгломератов, содержащих обломки (крупная галька, реже валуны) эффузивных и субвулканических пород кислого состава, характерных для подстилающей майсорской свиты нижнего кембрия.

Выше залегают зеленоцветные туфоалевролиты, туфопесчаники и туфы основного состава, базальты и трахибазальты. Для вулканитов характерны эпидотизация и хлоритизация, в связи с чем породы имеют фисташково-зеленую и голубовато-зеленую окраску. С вышележащей, бескудукской свитой иткалганская свита, видимо, связана постепенным переходом. Показывавшееся здесь ранее резкое несогласие реально не наблюдается и кажется искусственным.

* Туфоосадочная толща этого участка раньше считалась аналогом телескольской свиты и в качестве таковой описывалась в ряде работ, в том числе и опубликованных.

Бескудукская свита представлена в основном туфами и тефроидами базальтового состава (пироксен-плагноклазовых порфиритов), песчаниками и алевролитами существенно грауваккового состава, отмечаются прослой базальтов. Мощность 650 м.

Джангабульская свита распространена в районе оз. Карасор и Бошеколь (Бозшаколь) и ур. Жангабул. К северо-западу от последнего, около кол. Жаркудук, выше туфов бескудукской свиты залегает толща вулканомиктовых конгломератов и песчаников с прослоями туфов и туффитов, выше следуют мощные покровы базальтов (афировых) и пироксен-плагноклазовых порфиритов. Весьма характерны для верхней части разреза пачки известковистых туфогравелитов и вулканомиктовых конгломератов, а также красновато-бурых грубозернистых (до гравелитов) вулканомиктовых песчаников, известковистых тефроидов, местами с линзами известняков.

Джангабульская свита во многих местах (кол. Жаркудук, севернее оз. Бозшасор, район оз. Сасыксор) содержит остатки трилобитов (виды родов *Erbia*, *Chondragraulos*, *Olenoides*, *Kootenia*), присущие одноименному фаунистическому горизонту. Возможно, нижняя часть свиты, содержащая трилобиты родов *Bonnia*, *Granularia* и др., относится к самым верхам ленского надъяруса. Южнее оз. Сасыксор эта свита залегает, по-видимому, с несогласием на контрастной по составу вулканитов майсорской свите.

Часто на джангабульской свите с несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия, только в одном месте, около пос. Торткудук, наблюдается переход к карбонатно-терригенной толще с фауной майданского горизонта. Мощность джангабульской свиты до 1250 м.

Майдантасская свита, слагающая небольшой тектонический блок, около пос. Торткудук состоит в основном из разномызернистых песчаников олигомиктового (кварц-полевошпатового) состава, светло-серых и зеленовато-серых известковистых гравелитов, известняков, кремнистых алевролитов. В нижней части свиты отмечаются вулканомиктовые плохо сортированные конгломераты с обломками базальтов. Мощность свиты около 300—350 м.

Взаимоотношения пород свиты с более молодыми отложениями кембрия нигде не наблюдаются. Возраст этих отложений установлен по наличию остатков трилобитов, свойственных верхней части амгинского яруса (майданского фаунистического горизонта): *Pseudoanomocare*, *Ps. aojiformis* N. Tschern. и брахиопод *Nisusia*.

На примере разрезов кембрия Бошекольского региона видно, что в начале амгинского века среднего кембрия интенсивность вулканизма значительно снижается. Во второй половине амгинского века явно преобладает карбонатно-терригенное осадконакопление, по-видимому, характеризующее мелководную обстановку.

В более западных районах отложения, соответствующие майданскому горизонту, известны лишь в двух пунктах, расположенных восточнее г. Целинограда, в приустевой части р. Акжар (Майдан), в южной части Ешкиольмесского антиклинория.

На правом берегу р. Майдан в 1932 г. Г. И. Водорезовым были найдены среднекембрийские трилобиты. Позднее Р. А. Борукаевым и др. здесь были выявлены два тектонических блока, сложенных майданской свитой. Комплекс трилобитов, изученный Н. К. Ившиным, явился

основой для выделения майданского фаунистического горизонта * по месту первого его нахождения (рис. 9, обн. 2226).

В монографии Р. А. Борукаева [24] майданская свита описывалась как существенно яшмовая, хотя в блоке с «майданской» фауной развиты преимущественно обломочные породы. Обследование рассматриваемого участка авторами в 1975 г. и более детальное в 1979 г. показало, что «линзы» известняков с трилобитами майданского горизонта *Dinesus kirgizensis* Lerm., *Olenoides majdanensis* Ivsh. sp. nov. и др. являются крупными глыбами (олистолитами), заключенными в песчанико-алевролитовый матрикс; кроме глыб известняков часто встречаются серые кремнистые туффиты, иногда — граниты, лидиты и другие породы. Длина глыб достигает 20 м и более.

Таким образом, явно переотложенный характер залегания известняков при отсутствии фауны в самих вмещающих обломочных породах не дает определенных указаний на возраст майданской свиты, по строению являющейся олистостромом.

Выше этой олистостромовой толщи залегают конгломераты, в которых найдены валуны известняков с брахиоподами среднеордовикского возраста. В связи с этим В. И. Борисенок и др. рассматриваемую толщу отнесли к низам таукенской свиты верхнего ордовика.

Средний отдел

Урумбайская свита. Основные площади распространения ее находятся в центральной части Ешкиольмесского антиклинория между пос. Аксу и Богембай. В. И. Борисенок и О. В. Минервин, выделившие эту свиту в 1979 г., придерживаются расчленения ее на две существенно отличающиеся по составу подсвиты: нижнеурумбайскую и верхнеурумбайскую.

Нижнеурумбайская подсвита состоит из миндалекаменных базальтов, спилитов, туфов базальтов и пикритовых базальтов, трахидацитов, риолито-дацитов, туфов, туфопесчаников, туффитов, кремнистых алевролитов. В районе ур. Жагонар (Урумбайская антиклиналь), по данным Э. М. Спиридонова и др., разрез нижней подсвиты представлен в такой последовательности:

1. Щелочные базальты миндалекаменные с тонкими прослойками туфов щелочных оливиновых базальтов 20—30 м.
2. Туфы лилово-красно-серые кристаллолитокластические трахидацитового состава 50—70 м.
3. Кремнистые туффиты, зеленовато- и голубовато-серые пепловые туфы и кремнистые алевролиты 25—40 м.
4. Литокластические дацитовые и андезито-дацитовые туфы с прослойками туфопесчаников 45—60 м.
5. Песчаники лилово- и зеленовато-серые граувакковые с прослойками красно-лилово-серых туфоалевролитов и кремнистых туффитов 30—40 м.
6. Кремнистые темно-красные тонкослоистые алевролиты и аргиллиты яшмовидные с тонкими прослойками алевролитов 20 м.
7. Граувакковые (существенно полевошпатовые) зеленовато- и лиловато-серые песчаники с прослойками зеленых кремнистых алевролитов 20—30 м.

* Позднее в горах Агырек Н. К. Ившиным была собрана богатая коллекция трилобитов амгинского яруса, послужившая основным материалом для палеонтологической характеристики майданского горизонта.

Далее предполагается наращивание этого разреза пачкой туфов дацитового состава с прослойками пепловых туфов и туффитов. Мощность нижней подсвиты оценивается в 300—400 м.

Верхнеурумбайская подсвита связана с нижней постепенным переходом, представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, вверху — пачкой кремнистых алевролитов, фтанитов и тонкослоистых яшмовидных аргиллитов и туффитов. В этой пачке, в кремнистых алевролитах, найдены остатки беззамковых брахиопод и единственный отпечаток трилобита, определенный Г. Х. Ергалиевым как *Cyclolorencella*. На основании заключения о возрасте фауны урумбайская свита в целом отнесена к верхней части среднего кембрия. Мощность верхней подсвиты 400 м.

Выходы урумбайской свиты от р. Аксу прослеживаются в южном направлении до лога Шолаккарасу, где отмечается несколько иной состав. В разрезе преобладают эффузивы и туфы трахидацитового, трахириолито-дацитового состава, а также субвулканические дайки того же состава. В районе гряды Ешкиольмес (пос. Бегим) развиты щелочные базальты, пикритовые базальты с послойными дайками пикритов и диабазов*.

Верхний отдел

Селетинский район. Верхнекембрийские отложения известны в двух местах: восточнее пос. Аксу и в низовье р. Акжар. Изученные по фрагментарным выходам разрезы верхнего кембрия отождествлялись с торткудукской серией. Описания разрезов приведены в «Геологии СССР» [33] по материалам Л. В. Булыго и Н. К. Ившина.

Восточнее пос. Аксу на левом берегу одноименной речки в разрозненных выходах известняков М. В. Мазуркевич и Л. В. Булыго были найдены остатки трилобитов акмолинского и селетинского горизонтов.

По мнению Р. А. Копяткевича, изучавшего позднее этот участок, известняки с верхнекембрийской фауной являются экзотическими глыбами в толще песчаников, алевролитов и конгломератов среднеордовикского возраста. Подобная же трактовка выдвинута в последнее время В. И. Борисенком для разреза верхнего кембрия из района р. Акжар, который ранее считался наиболее полным, так как в нем устанавливалась последовательная смена выходов известняков с фауной всех известных горизонтов: акмолинского, селетинского, лермонтовского и балашидертинского (возможно, низов тремадока). Разрез верхнего кембрия из района р. Акжар в связи с высказанными сомнениями, естественно, требует ревизии, однако наши повторные наблюдения не позволяют пока отказываться от первоначальной его трактовки. Здесь слои с фауной акмолинского горизонта (*Damesella*, *Modocia*, *Glyptagnostus* Örik и др.) начинаются с пачки вулканомиктовых конгломератов, следующих выше акжарских слоев с фауной самых верхов нижнего кембрия. Известняки, видимо, связаны с конгломератами постепенным переходом. Установлено падение пород в разрезе на юг, в соответствии с общей последовательностью фаунистических слоев, представленных как известняками, так и конгломератами, красноцветными песчаниками, известковистыми алевролитами и аргиллитами. Верхнекембрийские конгломера-

* Пикриты впервые были установлены Н. Я. Яценко.

ты отличаются от ордовикских составом обломков. Последние содержат значительно более разнообразную гальку и валуны, в том числе и яшмовиды. Они залегают очень полого на разных толщах кембрия, вплоть до нижнего (рис. 9). Мощность верхнего кембрия не менее 700 м.

Структурная позиция верхнекембрийского разреза неясна. Не исключено, что блок верхнего кембрия надвинут на олистостромовую

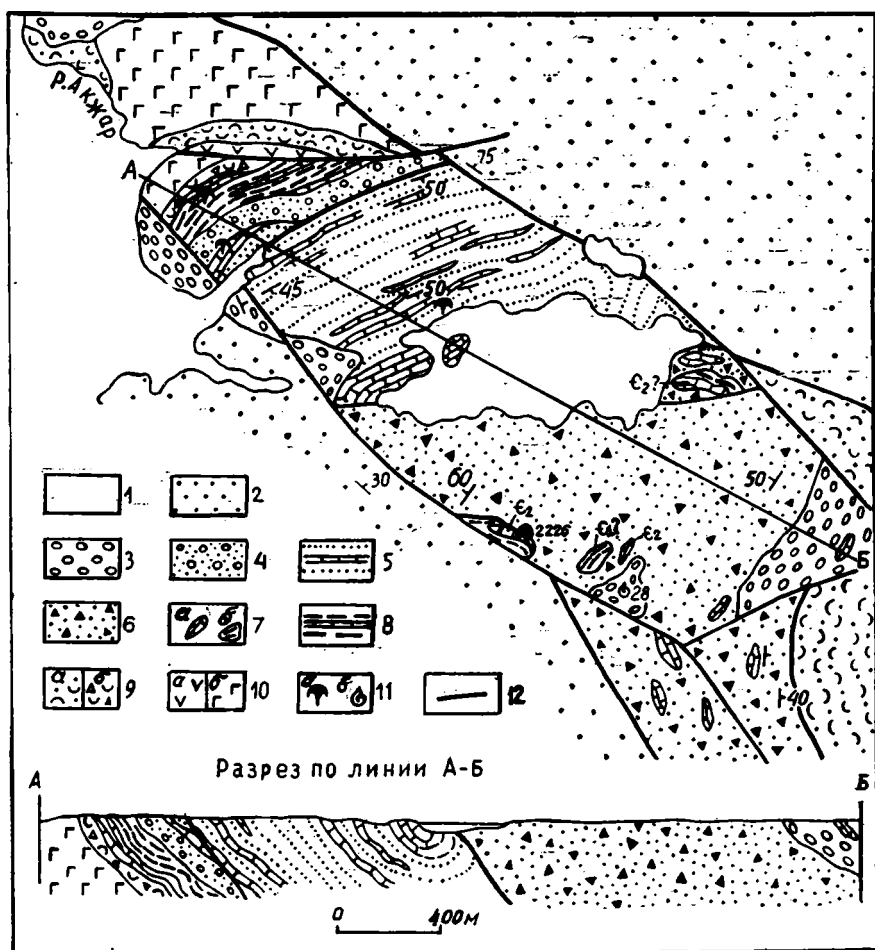


Рис. 9. Геологическая схема низовья р. Акхар.

1 — четвертичные отложения; 2 — силур: песчаники и алевролиты; 3 — средний — верхний ордовик: конгломераты; 4, 5 — верхний кембрий — нижний ордовик (торкундукская серия): 4 — базальная пачка вулканомиктовых конгломератов, 5 — песчаники, алевролиты, известняки (акмолинский, аксакуяндинский, селетинский, лермонтовский и балашидуртинский горизонты); 6 — «майданская» свита: микститы, зелено- и красноватые алевролиты, песчаники, гравелиты; 7 — глыбы (олистоциты): известняков (а), аргиллитов и кремнистых пород (б); 8—10 — нижний кембрий (акхарская свита): 8 — алевролиты, известняки, кремнистые породы, 9 — туфы и туффиты мелкообломочные (а), агломеративные туфы (б), 10 — андезиты (а), базальты (б); 11 — фауна: трилобиты (а), брахиоподы и др. (б); 12 — разрывные нарушения

толщу с глыбами среднекембрийских известняков. Не установлены здесь и взаимоотношения с пестроцветной толщей нижнего ордовика.

В среднем течении р. Селеты на джангабульской свите или на более древних отложениях кембрия с размывом залегает верхний кембрий. Отложения верхней части амгинского и майского ярусов здесь не установлены.

В низовье р. Тенеке Т. А. Далабаевым на составленной им геологической карте показана среднекембрийская толща туфов кислого состава с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, редко известняков. Для обоснования возраста толщи приведен небольшой список трилобитов, характерных для верхов майского яруса, и беззамковых брахиопод. Фауна собрана Т. А. Далабаевым из глыб известняка, содержащихся в конгломератах и наблюдающихся в русле р. Тенеке в изолированном выходе. Нами в 1982 г. там же найдены трилобиты, но уже верхнего кембрия, по заключению Н. К. Ившина. Наиболее вероятно, что конгломераты принадлежат основанию бестюбинской серии среднего ордовика.

В районе оз. Ширюколь аналогом урумбайской свиты является сравнительно маломощная (около 300 м) толща тонкослоистых туфопесчаников и туфогравелитов, туффитов с прослойками «пеплистых» яшм. В верху толщи залегает пачка кварцевых песчаников, туфопесчаников с прослоями желтовато-розовых кремней.

Торткудукская серия

Нижняя часть серии, соответствующая верхнему кембрию, установлена на многих участках и представлена известняками с прослоями известковистых алевролитов, песчаников, иногда — светло-голубовато-серых кремней.

Терригенно-карбонатный разрез акмолинского горизонта низов верхнего кембрия крайне незначительной мощности известен только в верховье р. Шийли, к западу от пос. Шийлийский. Разобщенные выходы известняков имеют незначительные размеры, тем не менее изучение их строения и положения в общей структуре представляет большой интерес.

В юго-восточной части региона (рис. 10, врезка В, обн. 921) в 1960 г. Р. А. Борукаев и др. установили налегание известняков на граниты, прорывающие бошекульскую свиту*. В 1981 г. здесь пройдена канава, в которой установлено пологое налегание органогенных известняков на катаклазированные граниты. Мощность известняков около 3 м. Крайний восточный выход интересен тем, что здесь хорошо видно налегание розоватых известняков с обильными остатками трилобитов акмолинского горизонта на эффузивы (базальты и дациты) нижнего кембрия. В основании разреза известняки переходят в дресвяно-галечную, сцементированную карбонатным материалом породу.

Во всех изученных породах содержится один и тот же (по родовому составу) комплекс трилобитов: *Modocia*, *Blountia*, *Tricrepicephalus*, *Cedaria*, *Kormagnostus*, характерный для акмолинского горизонта нижней части верхнего кембрия. Мощность горизонта, вероятно, не превышает первые метры.

* Этот факт явился в то время веским основанием для ограничения верхней возрастной границы бошекульской серии, еще не получившей фаунистической характеристики.



Рис. 10. Геологическая схема южной части Ушанкольской зоны (А).

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — средний — верхний девон: конгломераты и красноцветные песчаники; 3, 4 — средний ордовик, бестюбинская серия: 3 — алевролиты, песчаники и конгломераты, 4 — брекчии и микститы; 5 — нижний — средний ордовик: кремнистые алевролиты, яшмы, микрокварциты; 6 — кембрий: дациты и риолиты (кератофиры); 7 — андезито-базальты; 8 — базальты и трахизабальты; врезки Б и В: 9 — известняки акмолинского горизонта; 10 — тектонический глыбовый агломерат; 11 — аргиллиты (а), песчаники и алевролиты среднего ордовика (б); 12 — ниже-среднекембрийские граниты

Отложения, отвечающие по возрасту средней и верхней частям верхнего кембрия, прослеживаются в виде узкой и прерывистой тектонической пластины, приуроченной к Сулькольскому надвигу. Южнее, около оз. Ушсор, имеется ряд узких тектонических блоков верхнего кембрия, разрезы которых изучены хуже из-за плохой обнаженности участка. Кроме того, значительное количество верхнекембрийских известняков находится в виде валунов, глыб, пластовых отторженцев в пачках олистостромового строения среднего ордовика. Наиболее протяженная и мощная пластина верхнекембрийских известняков находится к югу от пос. Бестобе.

Сводный разрез верхнего кембрия представлен в такой последовательности (данные М. К. Аполлонова, Н. К. Ившина и др.):

1. Аксакуяндинский горизонт — серые и зеленовато-серые песчанистые известняки, известковистые гравелиты с *Kujandaspis*, *Aphelaspis*, *Billingsella* около 15 м*.
2. Известняки серые и розовато-серые органогенно-обломочные с *Irvingella*, *Pseudagnostus* и др. 20 м.
3. Пачка переслаивания глинистых известняков, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность слоев 5—10 см. В этой пачке собраны *Lotagnostus trisectus* Salter var. nov., *Paraolenus papillionaceus* Lerm., *Parabolinella* sp. nov., *Peltura* sp., *Hedinaspis* sp., *Lingulella* cf. *mosia* (Hall) и *Dictyonema* sp. около 7 м.
4. Водорослевые светло-серые и белые известняки 27 м.
5. Светло-серые органогенно-обломочные известняки с *Irvingella convexa* Ivsh., *Parairvingella speciosa* Ivsh., *Cyclognatina microps* Lerm., *Pseudagnostus* ex gr. *leptoplastorum* West. и др. 3 м.
6. Известняки комковатые и плитчатые буровато-серые, желтоватые, с прослоями известковистых песчаников с *Billingsella* 18 м.
7. Светло-серые известняки, внизу оолитовые 15 м.
8. Известняки серые и пятнистые розоватые с *Pseudagnostus* sp., *Acrocephalites* sp., *Olenella shidertensis* Ivsh., *Kujandaspis* sp., *Aphelaspis* sp. 10 м.
9. Песчанистые тонкослоистые темно-серые известняки с трилобитами лермонтовского горизонта *Norinia* sp., *Proteuloma* ex gr. *primordiale* West., *Lotagnostus* sp., *Charchaquia* sp., *Lejagnostus* 15 м.

В приведенном разрезе основная его часть относится к селетинскому горизонту (слои 2—8). Следует отметить, что в этом горизонте уже появляется ассоциация трилобитов, характерная для лермонтовского горизонта (пачка 3) и трилобитовая ассоциация (*Kujandaspis*, *Aphelaspis*), обычная для аксакуяндинского горизонта.

В данном пересечении разрез представляется непрерывным. Следует полагать, что встречающаяся в его верхах фауна аксакуяндинского горизонта является рекуррентным сообществом.

Пачка 9 срезается разломом, по которому она контактирует с конгломератами и осадочными брекчиями среднего ордовика. Выше, уже во флишоидной пачке среднего ордовика, имеется известняковая пластина, в которой собраны трилобиты *Lotagnostus* sp., *Lejagnostus* sp., *Macropyge* sp., *Proteuloma* sp., *Onchopeltis* и *Agnostus* (*Euradagnostus*), возможно, относящиеся к балашидертинскому горизонту.

Таким образом, приведенное описание свидетельствует о том, что весь разрез верхнего кембрия, мощность которого не превышает 150 м, имеет существенно терригенно-карбонатный состав; среди известняков

* Первая пачка обнажена в верховье сая у второго отделения свх. «Изобильный», остальные слои изучены к юго-западу, около известкового карьера.

встречены маломощные прослои светло-серых и голубоватых кремней. По-видимому, к верхней части разреза относится и пачка тонкого переслаивания алевролитов, пелитоморфных известняков, песчаников с прослоем кремней в основании. Характерны прослойки алевролитов с дисконидальными известковыми стяжениями. Из этой пачки по сборам Н. И. Евсеенко (1970 г.) определены остатки трилобитов *Lotagnostus trisectus* Salter, *Parabolinites* cf. *henningsmoeni* Ivsh., *Charchaia* и др., принадлежащие, по заключению Н. К. Ившина, лермонтовскому горизонту. В 1979 г. в этой пачке Н. К. Ившиным обнаружены остатки дендронидных граптолитов (*Dictyonema* sp.).

В районе оз. Ушсор верхний кембрий представлен преимущественно песчано-алевритовой фацией. Здесь скважиной вскрыта пачка переслаивания песчаников и алевролитов, содержащих внизу глыбы или стяжения известняков. Алевролиты содержат обильную примесь органогенного детрита. Определены только брахиоподы *Billingsella* и *Orthidae*.

Божекольский район. На правобережье р. Оленты средне- и верхнекембрийские отложения занимают относительно небольшие площади, однако здесь находится стратотипический разрез верхнего кембрия.

К среднему кембрию здесь относится кызылкаиндинская свита, небольшие участки выходов которой находятся за восточной рамкой территории. Возраст свиты обосновывается по наличию фауны чингизского и боцесорского горизонтов (майский ярус среднего кембрия). Последний представлен в районе оз. Бозшасор известковистыми туфопесчаниками, аргиллитами, а восточнее оз. Сасыксор — песчанистыми известняками и углеродисто-кремнистыми породами (лидитами). Слабая обнаженность этого участка не позволяет составить сколько-нибудь достоверный разрез слоев с фауной боцесорского горизонта. Глыбы известняков с трилобитами майского яруса среднего кембрия очень часто встречаются в конгломератах ордовикского возраста.

К верхнему кембрию относится нижняя часть торткудукской серии (куяндинская свита). Стратотип куяндинской свиты находится на северо-западном склоне гряды Улькен-Коянды, где он описан Н. К. Ившиным (1965 г.). Здесь отложения свиты содержат фауну аксакуяндинского, селетинского, лермонтовского и балашидертинского горизонтов. Детальное описание и палеонтологическая характеристика горизонтов приведены Н. К. Ившиным в XX томе «Геологии СССР».

В 1979—1981 гг. этот разрез изучался большой группой палеонтологов ИГН АН КазССР (Н. К. Ившин, И. Ф. Никитин, М. К. Аполлонов, Д. Т. Цай) и других организаций. В результате изучения указанного разреза, а также разреза «Вагифовой» антиклинали (у западного подножия гряды Улькен-Коянды) пополнены коллекции трилобитов и обнаружены остатки граптолитов, имеющих значение для корреляции пограничных отложений верхнего кембрия и тремадока (сатпакского горизонта).

Не касаясь здесь палеонтологической характеристики опорных разрезов, освещенной в ряде опубликованных работ и отчетов, можно отметить лишь общие особенности строения разреза куяндинской свиты правобережья р. Оленты.

Аксакуяндинский горизонт повсеместно представлен бурозветными полимиктовыми песчаниками, известковистыми гравелитами. В его верхней части отмечаются осадочные брекчии, состоящие из угловатых об-

ломков тех же песчаников. Известняки селетинского и лермонтовского горизонтов отлагались в мелководной обстановке; местные переделы устанавливаются по присутствию мелкогалечных конгломератов. Верхняя часть разреза представлена органогенными и пелитоморфными известняками, сменяющимися известковистыми алевролитами и аргиллитами. Переход к вышележащей (сатпакской) песчанико-алевролитовой толще постепенный, поэтому нижняя граница ее определяется по наличию элементов фауны нижнего тремадока *Bienvillia tetragonalis tetragonalis*.

Мощность куйандинской свиты составляет около 100—150 м.

Ерментауский район. К среднему — верхнему кембрию условно относится пестрая по составу толща, подстилающая акдымскую серию. Осевая часть Ерментауского антиклинория в отличие от его западной части характеризуется широким распространением кварцито-яшмовых образований, а также эффузивов основного состава. Значительная часть последних была рассмотрена при описании ерментауской серии. Выше залегает *мыншокурская свита*, которую Н. К. Двойченко относит к акдымской серии.

По нашему мнению, по характерной ассоциации пород мыншокурскую свиту с равным основанием можно отнести и к ерментауской серии. Р. А. Борукаев [24] включал толщу, развитую в горах Бозашкыр-тау и Мыншокур, к известняково-эффузивной ерментауской серии. На близость к последней указывает состав разрезов, приведенных Н. К. Двойченко.

В северной части гор Бозашкыр-тау в разрезе, предлагаемом как стратотип мыншокурской свиты, обнажаются с востока на запад:

- | | |
|--|--------------|
| 1. Полимиктовые темно-зеленые песчаники | 40 м. |
| 2. Слоистые известняки, чередующиеся с кремнистыми аргиллитами и темно-зелеными песчаниками | 40 м. |
| 3. Диабазы с офитовой и спилитовой структурами с единичными прослоями известняков | около 100 м. |
| 4. Кремнистые алевролиты, темно-серые аргиллиты, красновато-вишневые и красные мергели, известковистые алевролиты, сверху — прослой серовато-вишневых доломитов с водорослями <i>Eniseiella</i> sp. nov. (определения А. Г. Поспелова) | 8 м. |
| 5. Аргиллиты черные, зеленые и сиреневатые | 60 м. |
| 6. Микрокварциты бирюзовые вблизи подошвы с конкрециями доломитизированных известняков | 15 м. |
| 7. Чередование красноцветных алевролитов и диабазов | 35 м. |
| 8. Ритмично-слоистая пачка доломитизированных известняков и кремней; мощность слоев 1—7 см | 15 м. |
| 9. Алевритистые «мусорные» аргиллиты, чередующиеся с пироксен-плагноклазовыми порфиритами и прослоями серых известняков и кремней | 180 м. |

Неполная мощность мыншокурской свиты 580 м.

В горах Мыншокур свита представлена микрокварцитами, фтанитами с прослоями известняков, диабазов, пестроцветных аргиллитов и глинистых сланцев (бирюзовых, бурых, кирпично-красных, черных и зеленых). Сланцы содержат спиккулы губок *Protospongia* sp., *Chancelloria* sp.; кроме того, Н. К. Двойченко были найдены беззамковые брахиоподы *Lingulacea*, *Acrotretidae*. Выше, как указывает Н. К. Двойченко, с постепенным переходом мыншокурская свита сменяется кремнистыми породами акдымской серии, содержащими остатки аренигских конодонтов.

Возраст мыншокурской свиты определяется по стратиграфическому

положению, поскольку указанные выше ископаемые остатки не позволяют уточнить датировку в пределах кембрия.

Петрохимически вулканиты мыншокурской свиты близки базальтам тиесской и жельтауской свит.

Собственно верхнекембрийские отложения с невыясненной геологической позицией известны в трех местах между грядями Мыншокур и Койтас. По р. Караагаш давно известен выход верхнекембрийских известняков в неясном соотношении с мыншокурской свитой. В других местах (горы Калымкожа) известняки верхнего кембрия находятся, вероятно, в переотложенном состоянии. На наличие глыб верхнекембрийских известняков в средне- и верхнеордовикском олистостроме указывает и Н. К. Двойченко.

Таким образом, можно полагать, что ни в вулканогенно-кремнисто-карбонатном, ни в кремнистом (акдымском) разрезах указанных участков не встречены отложения верхнего кембрия в ракушняковой мелководной фации, столь типичной для разрезов Бошекольского и Селетинского районов.

В заключение необходимо отметить, что в связи с новыми находками конодонтов в низах акдымской серии открывается возможность для обособления более глубоководных фаций на уровне верхнего кембрия. Эти фации выявляются пока на ограниченной площади, характеристика их дана ниже.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА — ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА; НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В указанном возрастном диапазоне рассматриваются вулканогенные и терригенно-кремнистые образования (с неопределенной нижней границей), залегающие в низах разреза офиолитовой ассоциации. Верхняя граница определяется в основном палеонтологическими данными. Она разновозрастна в разных регионах и проводится на уровне верхнего аренига — лланвирна. Наиболее типичными толщами данного уровня являются гаршинская серия на западе Северного Казахстана и акдымская серия в восточной его части.

Западная часть Северного Казахстана. *Гаршинская серия* распространена в северной части Калмаккольского синклинория, где установлен ее стратотипический разрез. Фрагментарные выходы серии установлены на Кокчетавской глыбе.

Гаршинская серия выделена О. В. Минервиным [100] и отнесена им к верхнему рифею — венду, хотя для части отложений ранее им был принят кембрийский возраст. Стратиграфическое положение серии во многом определялось сопоставлениями с разрезами Южного Улытау, а также соотношениями, установленными в районах Ишимской Луки, где О. В. Минервиным указывалось на перекрытие верхней части гаршинской серии (обалыкольской свиты) шинсайской свитой.

При геологическом доизучении северного обрамления Калмаккольского синклинория в гаршинской серии обнаружены радиолярии кембрийско-ордовикского возраста, что ставит под сомнение более ранние представления о допалеозойском возрасте серии.

Выходы гаршинской серии находятся в бассейне р. Акканбурлук. Севернее Чистопольской мульды породы гаршинской свиты непосредст-

венно граничат с андреевской свитой верхнего рифея (?), но характер контакта неясен; не исключены тектонические соотношения между ними. Гаршинская серия подразделяется на две толщи: нижнюю, вулканогенно-осадочную и верхнюю, кремнисто-терригенную.

Сравнение между собой частных разрезов нижней толщи указывает на изменения фаций с запада на восток. Западный тип разреза характеризуется преобладанием лав и туфов основного состава, яшм и кремнисто-глинистых сланцев, граувакк в ассоциации с диабазами, габбро-диабазами, диоритами. В основании гаршинской серии, по данным О. В. Минервина, залегают темно-зеленые диабазы, местами с округлыми и угловатыми обломками красных яшм. Видимая их мощность 100 м.

Выше следуют пачка полосчатых, красных и буровато-зеленых яшм с прослойками кремнисто-глинистых сланцев, затем чередующиеся слои туфов базальтового состава и туффитов, пачки яшм и кремнисто-глинистых сланцев, пачки алевролитов (туфоалевролитов) с прослоями яшм. Мощность этой части разреза в районе с. Литвиновка 480 м.

Южнее по р. Кулайайр (с. Ялты) обнажаются более высокие слои гаршинской серии, образованные пачками граувакковых песчаников, пестроцветных кремнистых алевролитов, иногда — тонкополосчатыми яшмовидными аргиллитами. Мощность этих слоев около 750 м.

Учитывая частичное соответствие разрезов у с. Литвиновка и по р. Кулайайр, можно полагать, что общая мощность нижней толщи гаршинской серии составляет около 1200 м.

Верхняя толща гаршинской серии наблюдается на участке поворота р. Акканбурлук на север. Здесь она сложена светло-розовыми кремнисто-глинистыми сланцами, микрокварцитами и яшмами. Среди них отмечены два пласта диабазов мощностью по 10—15 м. Мощность верхней, яшмовой, толщи составляет 320 м.

Восточный тип разреза гаршинской серии (верховье р. Акканбурлук), судя по фрагментарным разрезам, представлен главным образом вулканокластическими породами (конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками) и глинистыми сланцами. Здесь, так же как и на западе, развиты пачки ритмичного чередования пестроцветных (вишнево-красных и зеленых) аргиллитов, яшм (редко), туффитов, туфопесчаников, вулканомиктовых гравелитов и песчаников. Кроме того, в разрезе у с. Ковыльного отмечена пачка витрокластических туфов дацитового состава мощностью 100 м.

В этом типе разреза верхняя толща гаршинской серии сложена яшмами, кремнистыми сланцами, пачками тонкого переслаивания зеленоцветных алевролитов и лиловых, вишнево-красных аргиллитов. Общая мощность гаршинской серии оценивается в 1600—2400 м.

По данным Г. Н. Гаврилова (ПГО Севказгеология), в разрезе гаршинской серии в районе р. Акканбурлук пирокластические образования резко преобладают над лавами и представлены туфами с обломками базальтов (с интерсертальной, вариолитовой и гиалопилитовой структурами основной массы), диабазами, обломками плагиоклаза, редко — пироксенитов, аргиллитов и кремнистых пород. Среди базальтовых лав отмечаются афировые и порфиновые разновидности, часто — вариолитовые лавы. Изменения этих пород выражены относительно слабо, локально проявлена лишь амфиболизация.

Возраст гаршинской серии, очевидно, должен определяться с уче-

том возможности ее корреляции с подобного же состава толщами других районов Центрального Казахстана. В начале планомерных геологических исследований (1950—1955 гг.) в Калмаккольском синклинории гаршинская серия и ее аналоги сопоставлялись с уртынжальским комплексом или (позднее) с ерементауской серией.

Решающим доводом для установления раннепалеозойского возраста гаршинской серии является обнаружение радиолярий в яшмах и кремнистых аргиллитах как в нижней, так и в верхней толще серии. Из образцов этих пород, отобранных Г. Н. Гавриловым, были выделены радиолярии плохой сохранности: *Cenosphaera*, *Liosphaera*, *Carposphaera*, *Dorysphaera*, характерные, по заключению Б. Ш. Клингер, для верхнего кембрия — нижнего ордовика.

В качестве вероятного аналога гаршинской серии в центральной части Кокчетавской глыбы выделяется люботинская свита, а также кремнисто-вулканогенные образования Ефимовской горст-антиклинали (севернее оз. Улыколь).

Люботинская свита распространена к юго-западу от с. Володарского. В структурном отношении она приурочена к узкой грабен (?) - синклинали, протягивающейся примерно на 10 км. Люботинская свита выделена за счет николюско-бурлукской серии, значительной по мощности верхней ее части. В эту серию образования люботинской свиты включают С. М. Розен [119], В. Е. Гончаренко [51] и др.

Выделение николюско-бурлукской серии в столь широком диапазоне (от венда до нижнего — среднего ордовика) нецелесообразно и вряд ли оправдано с историко-геологических позиций.

В составе люботинской свиты выделяются нижняя толща диабазов и базальтовых порфиритов и верхняя толща, представленная миндалекаменными базальтами, туфами и туфопесчаниками, выше — углеродисто-кремнистыми сланцами, лититами, яшмами и кремнистыми алевропесчаниками. Имеются указания [119] на находки в этой толще спикрул кремнистых губок *Chancelloria* и *Protospongia*, по заключению Б. Б. Назарова, датирующих кембрием возраст вмещающих отложений, а также радиолярий [133].

Судя по структурным соотношениям, люботинская свита залегает с несогласием на андреевской и володарской свитах. Мощность люботинской свиты 1500 м, на верхнюю пачку кремнистых алевролитов и сланцев приходится 400—500 м.

К востоку от оз. Тякшиянгизтау вероятным аналогом низов гаршинской серии является толща несортированных конгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников. Конгломераты валунно-галечные, состоят из галек кварцитов, мелкозернистых гранитов, андезитовых порфиритов, порфиридов, амфиболитов, базальтов с вариолитовой структурой. Выше следует пачка туфопесчаников и псаммито-алевритовых туффитов с прослоями агломератовых туфов, миндалекаменных базальтов; затем — пачка базальтов и туфов того же состава. Основанием для отнесения этой толщи к гаршинской серии послужили состав обломочного материала в конгломератах нижней пачки: в них встречаются валуны и галька андезитов, андезито-дацитов, возможно, относящихся к николюско-бурлукской серии, а также гранитоидов (катаклазированных кварцевых сиенитов и граносиенитов, микрогранитов, гранит-порфиров). Изверженные породы подобного состава в районе г. Домашней ассоциируют с

кислыми эффузивами николюско-бурлукской серии. Наличие интрузивных и метаморфических пород в конгломератах и песчаниках низов гаршинской серии свидетельствует об интенсивном размыве и поднятии Кокчетавской глыбы в «гаршинское» время.

Восточнее, в районе р. Саркырама, гаршинская серия прослеживается с северо-запада на юго-восток в виде узкой грабенообразной структуры. Здесь также преобладают вулканомиктовые обломочные породы: конгломераты с гальками порфиринов, габброидов, реже — кварцитов. Они чередуются с пачками песчаников и алевролитов. Мощность серии (неполная) около 900 м.

На гаршинской серии залегает толща базальтов с прослоями кремнистых пород, венчающаяся яшмовой толщей низов среднего ордовика [113].

Условно с гаршинской серией сопоставляются шатская свита восточной части Шатского поднятия, а также толща базальтовых лав и туфов Азатского синклинория, где границы распространения их намечены в основном по данным бурения и геофизических работ. Коренные выходы этой серии имеются в районе с. Алексеевка и у с. Большеизюм*.

Предполагаемая мощность гаршинской серии в Азатском синклинории 1300 м.

Вулканогенно-кремнистый комплекс **Ешкиольмесского района** характеризуется широким развитием пород, типичных для офиолитовой ассоциации. В составе этого комплекса рассматриваются образования, ранее на геологических картах показанные как единый ряд, состоящий из двух или трех серий: ефимовской, еремантауской и акдымской. Последовательность двух последних в разрезе трактовалась по-разному. Как известно, первоначально Р. А. Борукаев [24] считал, что наиболее древней является акдымская серия. Впоследствии из состава еремантауской серии был выделен ряд свит, для которых принят кембрийский возраст. Обнаружение в акдымской серии Аксу-Ирадырской зоны и гряды Ешкиольмес аренигских конодонтов послужило основанием поместить эту серию выше еремантауской.

В принятой нами схеме расчленения выделяются: толща метадиабазов и зеленых сланцев с многочисленными субвулканическими телами габбро-диабазов, диоритов — вероятный аналог еремантауской серии; сазинская свита — кремнисто-вулканогенная (арениг?); ишкеольмеская кремнисто-терригенная и ирадырская существенно кремнистая свиты (нижний арениг, верхи).

Выделяемая геологами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ ишкеольмеская свита имеет одинаковую с ирадырской свитой палеонтологическую характеристику и, вероятно, является несколько отличающимся по составу ее возрастным эквивалентом. Ирадырской свите в структурно-фациальной зоне, расположенной западнее, соответствует зорьевская свита аренига — нижнего лланвирна. В крайней северной части Ешкиольмесского антиклинория сазинской свите соответствует чалышская свита.

Толща метадиабазов. Значительные по площади и мощности вулканогенные образования основного состава развиты между логом Ащилы-айрык и ур. Сазы, в Матайском блоке и в районе свх. «Чеховский».

* Имеется другая трактовка, согласно которой данная толща относится к николюско-бурлукской серии.

На первом участке вулканогенная толща состоит из афировых базальтов и диабазов, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Р. А. Борукаев эти образования относил к амфиболитовой формации, а позднее сопоставил с ефимовской свитой нижнего протерозоя.

Площадь распространения базальтов и диабазов четко оконтуривается по мере повышения силы тяжести. Состав толщи довольно однороден; при пересечении этой толщи с запада на восток (предположительно вверх по разрезу) отмечаются некоторые изменения состава, структурных особенностей и степени метаморфизма пород. В указанном направлении диабазы и базальты интенсивно амфиболизованы, сменяются лавобрекчиями и туфами базальтов, порфиоровыми разновидностями (клинопироксеновыми и оливиновыми базальтами), реже встречаются туффиты и туфопесчаники, спилиты. По западной периферии выхода метадиабазы сильно рассланцованы, причем сланцеватость полого падает под метаморфический комплекс Шингаревского блока.

Вулканисты по петрохимическим особенностям относятся к толеитовым базальтам; их образование, как отмечают исследователи района, происходило в условиях, весьма близких к выплавлению океанических базальтов.

Сазинская свита представлена афировыми базальтами, спилитами, туфами основного состава, кремнистыми туффитами и яшмами; внизу разреза отмечаются алевролиты с рассеянной галькой кварцитов.

Мощность толщи метадиабазов и сазинской свиты составляет не менее 2000 м.

Акдымская серия. В эту серию входят ишкеольмесская свита, состоящая из кремнистых пород, микрокварцитов и кварцевых песчаников, граувакк, спилитов, и существенно кремнистая ирадырская свита, сложенная фтанитами, яшмами, кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами; подчиненное значение имеют прослои кремнистых туффитов, алевролитов, кварцевых и полимиктовых песчаников. На основании первоначальных находок радиолярий и беззамковых брахиопод возраст ирадырской свиты считался ранне-среднекембрийским. В 1979 г. М. З. Новиковой и В. И. Борисенком в результате находок конодонтов возраст ирадырской свиты был пересмотрен. Найденные в нижней части свиты у свх. «Минский», а также восточнее соп. Ирадыр (в верхней части разреза) *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, emend. Van Wamel (все три элемента аппарата) определяют, по заключению С. В. Дубининой, раннеаренигский возраст вмещающих кремнистых пород [108]. Позднее конодонты были найдены и в яшмовом разрезе (в средней или верхней его части) гряды Ешкиольмес. Из сборов В. И. Борисенка в 1982 г. Л. А. Курковской были определены *Paracordylodus gracilis* и *Prioniodus*. В отличие от типовых разрезов ирадырской свиты района свх. «Минский» разрез гряды Ешкиольмес более пестрый и, вероятно, включает аналоги сазинской свиты.

Нижняя часть видимого разреза ишкеольмесской свиты, обнажающаяся в обрыве р. Селеты (западный склон гряды Ешкиольмес), представлена красно- и зеленоцветными граувакковыми песчаниками, туффитами с прослоями известняков. Основание свиты здесь не установлено; по материалам бурения можно предполагать, что ниже залегает толща миндалекаменных спилитов. Литологически вся эта часть разреза

напоминает мыншокурскую свиту и, по-видимому, соответствует кембрию.

С востока ишкеольмесская свита примыкает к урумбайской свите; контакт между ними тектонический. К зоне контакта приурочена черно-сланцево-карбонатная пачка давленных, рассланцованных пород. Структурно выше располагается крупноглыбовая осадочная брекчия, состоящая из обломков кремней, эффузивов, кварцитов и гранитов. Эта брекчия ранее рассматривалась как базальная часть кремнистой толщи (ишкеольмесской свиты), однако не исключено, что по возрасту она моложе. К верхней части ишкеольмесской свиты относится пачка слоистых яшм, фтанитов и кремнистых алевролитов.

Таким образом, стратиграфическое положение ишкеольмесской свиты и ее возрастные границы неопределены.

Ирадырская свита расчленяется на три пачки.

1. Нижняя пачка — пестро окрашенные яшмы, кремнистые туффиты, в основании горизонт гематитовых кремнистых алевролитов и аргиллитов более 80 м.
2. Средняя пачка — фтаниты, яшмы, кремнистые аргиллиты, кремни 80 м.
3. Верхняя пачка — яшмы фиолетово-красные, светло-серые и белые тонкослоистые, аргиллиты, кремни 100 м:

Мощность ирадырской свиты 260 м.

Ирадырская свита прослеживается в осевой части Аксу-Ирадырской зоны, от увалов Ирадыр до р. Аксу, где она залегает на кремнисто-спилит-диабазовой (сазинской) свите. С ишкеольмесской свитой взаимоотношения ее не установлены, ибо пространственно они разобщены. С восточного крыла ирадырская свита примыкает к полосе выходов лав основного и кислого состава, относящихся к урумбайской свите. Однако нормальные стратиграфические контакты здесь не наблюдаются ни с урумбайской свитой, ни с выходящей у северного окончания Аксу-Ирадырской зоны вулканогенной аксуйской свитой верхнего тремадока.

Возможно, ирадырская свита залегает в тектоническом покрове на резко различных по составу и возрасту толщах; так, например, к востоку от свх. «Мийский» наблюдаются выходы своеобразных осадочных брекчий и «мусористых» пород с гравелит-аргиллитовым матриксом. Кроме обломков гранитов в них встречаются обломки метаморфических пород, аргиллитов. Наиболее вероятно, что осадочная брекчия соответствует низам ишкеольмесской свиты; структурно она, так же как и в районе гряды Ешкиольмес, находится ниже яшмовой свиты.

Чалышская свита распространена в северной части Ешкиольмесского антиклинория; по составу и возрасту она может условно коррелироваться с ишкеольмесской и сазинской свитами.

Разрез чалышской свиты изучен Л. В. Булыго и В. М. Шульгой к западу от оз. Селетытениз. Этот разрез интересен тем, что здесь наблюдается налегание вулканогенно-кремнистого комплекса на метаморфизованные диабазы и габброиды. В районе лога Чалыш выше рассланцованных диабазов, габбро и амфиболитов залегают:

1. Массивные брекчии и гравелиты, состоящие из обломков ~~алебарт-эпидот-актинолитовых~~ сланцев и диабазов 25 м.
2. Аркозовые и аркозо-граувакковые брекчии, состоящие из неокатанных обломков плагиогранитов, дноритов катаклазированных и гнейсовидных, реже — зеленых сланцев и кремней 80 м.
3. Массивные брекчии с обломками габбро, сланцев и плагиогранитов 160 м.

4. Конгломерато-брекчии с обломками аргиллитов, гранитов, гнейсо-диоритов, габброидов, серицит-кварцевых сланцев 18 м.
5. Конгломераты и гравелиты аркозо-граувакковые, алевролиты и буроватые, зеленые кремнистые сланцы 75 м.
6. Конгломерато-брекчии и микститы с обломками плагиогранитов, сланцев, диабазов, габбро, яшм и фтанитов до 100 м.
7. Песчаники грубозернистые с обломками сланцев, гранитов, базальтов, алевролиты с прослоями конгломератов 60 м.
8. Кремнистые алевролиты, красные и сургучные аргиллиты с маломощными прослоями базальтов и брекчий, состоящих из обломков яшм и базальтов около 100 м.
9. Кремнистые алевролиты и яшмы, кремни с прослоями спилитов и туфобрекчий 50 м.

Выше следует мощная (около 1000 м) толща миндалекаменных базальтов, реже — диабазов с вариолитовой структурой, чередующихся с брекчированными яшмами и кремнистыми алевролитами. Завершает разрез пачка фтанитов и тонкослоистых яшм. Общая мощность чалышской свиты около 2000 м.

Приведенное описание характеризует тип разреза кремнисто-вулканогенного комплекса, формировавшегося относительно близко к выступам метаморфического фундамента.

Акдымский район. В центральной части Ерментауского антиклинория к возрастному интервалу кембрий — нижний ордовик относится акдымская серия.

Нижняя часть акдымской серии восточнее пос. Ерментау и на гряде Айдарлы состоит из фтанитов, микрокварцитов и яшм с прослоями железомарганцевых руд, кремнеобломочных пород и углисто-глинистых сланцев. В наиболее хорошо изученном разрезе в районе развалин аула Шурпалы низы разреза представлены пачкой аргиллитов, алевролитов, ванадий- и фосфорсодержащих углисто-глинистых сланцев (112 м), выше следует фтанитовая пачка (180 м).

В кремнистых породах гряды Айдарлы обнаружены скопления спикул губок, беззамковых брахиопод: *Acrotretidae*, лингулиды и при позднейших сборах — конодонты *Prooneotodus tenuis* (Müller), *P. gallatini* (Müller) и единичные элементы *Cambroistodus cf. cambricus* (Müller), *Cordylodus cf. oklachomensis* Müller, *C. cf. proavus* Müller. По сообщению Н. К. Двойченко, данный комплекс конодонтов относится к верхнему кембрию (определения и заключение Г. П. Абаимовой).

Более высокие части акдымской серии представлены фтанитами, микрокварцитами, кремнистыми алевролитами. Яшмы малиново-красные, сургучно-красные и зеленые преобладают в самой верхней части разреза. Находки конодонтов ныне имеются на всем протяжении Ерментауского антиклинория. Если вначале были известны находки конодонтов, характерных для латорпского горизонта аренига [108], то в настоящее время найдены уже упомянутые верхнекембрийские формы, а в самой верхней части — конодонты верхов аренига (зона *Microzarcodina flabellum*). Наконец, в юго-западной части Ерментауского антиклинория, по данным В. И. Борисенка, обнаружены конодонты верхов аренига или низов лланвиерна. Мощность акдымской серии достигает 1000 м.

Фациальные различия пород этой серии пока не вполне ясны, однако следует отметить присутствие нового типа разреза, выявленного на стыке Ерментауской и Бошекольской структур. На правобережье р. Оленты в толще кремнистых алевролитов, альбитофиров и кремни-

стых туффигов (мощность около 400 м) найдены конодонты, аналогичные комплексу из низов акдымской серии района гряды Айдарлы.

В северной части Ерментауского антиклинория акдымская серия залегает на базальтах и диабазах, нередко амфиболизированных, условно параллелизуемых с тиевской свитой. В верховье р. Тенеке выходы яшм акдымской серии примыкают к туффиговой толще нижнего кембрия — керимбайской свите*. Контакт между ними, вероятно, тектонический, что подтвердилось на отдельных участках горными выработками.

Нижняя часть акдымской серии в этом районе сложена красно- и зеленоцветными алевролитами, песчаниками и гравелитами с обломками базальтов, кремнистых пород, редко — дацитов, кварцитов, гранитов.

Верхняя, основная по мощности, часть серии сложена фтанитами, микрокварцитами, полосчатыми яшмами, кремнями. Конодонты найдены в горах Тастыадыр и, по данным Н. М. Гридиной, представлены формами, характерными для нижней части аренига (зона *Didymograptus nitidus*), по заключению Т. А. Москаленко: *Oepicodus evae* (Lind.), *Paracordylodus gracilis* Lind., *Drepanoistodus* sp. Мощность серии здесь достигает 1000 м.

Акдымская серия, таким образом, на всем протяжении Ерментауского антиклинория состоит из кремнистых и тонкообломочных пород — песчаников, алевролитов, кремнистых туффигов, а также микститов — красноцветных алевролитов с включениями галек различных пород.

В Божекольском регионе с акдымской серией могут сопоставляться отложения нижнего тремадока (сатпакские слои) и две свиты кремнистого состава: жельдыадырская нижнего аренига и ержанская лланвирнлландейльского возраста.

Возрастной диапазон формирования акдымской серии в наиболее полных и значительных по мощности разрезах в свете приведенных палеонтологических данных охватывает верхний кембрий (возможно, самые верхи), нижний ордовик и низы среднего ордовика (лланвирн).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовик Северного Казахстана представлен вулканогенными, вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами, а также карбонатными образованиями в верхней части разреза.

Наиболее хорошо изученные разрезы среднего и низов верхнего отделов системы находятся в Степнякском и Селетинском синклинориях. Ордовик Калмаккольского синклинория из-за слабой обнаженности и монотонности состава флишоидных толщ изучен менее детально и неравномерно.

За основу для корреляции ордовика Северного Казахстана принята региональная шкала, предложенная М. К. Аполлоновым, И. Ф. Никитиным и Д. Т. Цаем. В табл. 3 даны сопоставления местных подразделений по основным районам.

Нижний — средний отделы

Кремнисто-терригенные отложения ниже-среднеордовикского возраста тесно связаны с кремнисто-спилит-диабазовыми толщами гаршинской серии, на которой они залегают согласно, наращивая ее разрез.

* Ранее здесь показывалась телескольская свита нижнего кембрия [24].

В крайней северо-западной части Северного Казахстана кроме кремнистых толщ развиты и существенно терригенные образования, к которым относится куприяновская свита.

Марьевский район. *Куприяновская свита* залегает на карбонатно-терригенной толще неясного возраста. Опорный разрез, изученный И. Ф. Никитиным, Д. Т. Цаем и др. [105, 135], находится около с. Куприяновка по р. Ишим. Свита состоит из кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, красно- и зеленоцветных аргиллитов, углисто-глинистых сланцев с редкими прослоями кристаллолитокластических туфов основного состава. В верхней части свиты отмечаются прослои органо-генно-обломочных, брекчиевидных известняков. В средней части свиты содержатся остатки граптолитов *Expansograptus extensus*, выше — *Corymbograptus* sp., *Glyptograptus dentatus* Brongn., *Glimacograptus* ex gr. *micromacoris* Keller и др. [105]. Возраст свиты по фауне граптолитов и брахиопод определяется как арениг-лланвирнский.

На отдельных участках в составе свиты отмечаются диабазы и миндалекаменные базальты. Диабазы амфиболизированы, с реликтовой офитовой структурой. Залегают они среди аргиллитов в виде маломощных пластов и силлов. Мощность куприяновской свиты 1100 м.

Калмаккольский район. *Кумайская свита.* Выходы кумайской свиты известны на южном крыле Калмаккольского синклинория. В последние годы эта свита установлена и на северной периферии синклинория, в районе р. Акканбурлук.

Нижняя часть разреза представлена базальтами, спилитами, туфами и туффитами в ассоциации с яшмами. Основная часть свиты состоит из песчаников, алевролитов и глинистых яшм; выше встречаются пачки кварцевых песчаников. Яшмы и кремнистые алевролиты имеют малиново-красную и розоватую окраску, содержат остатки радиолярий нижнеордовикского облика (заключение Б. Ш. Клиnger). В районе г. Атбасар яшмы и кремнистые алевролиты кумайской свиты содержат остатки беззамковых брахиопод, определенные Р. Г. Теняковой [99] как тремадокские: *Broeggeria salteri*, *Obolus*.

Тасобинская свита. В бассейне р. Акканбурлук, по данным Н. Г. Гаврилова, тасобинская свита согласно залегает на кумайской свите. Здесь развиты кремнисто-глинистые породы, пестрые по окраске: кремнисто-глинистые сланцы, аргиллиты, яшмы, алевролиты, реже песчаники, конгломераты с обломками кремнистых пород. Песчаники полимиктовые и кварцевые. На некоторых участках отмечается переслаивание кремнистых пород и андезито-базальтов. Мощность свиты до 500—600 м.

К породам тасобинской свиты приурочены прослои марганцевых и гематитовых руд. В северной части Калмаккольского синклинория тасобинская свита охарактеризована только радиоляриями. В Атбасарском районе Ю. В. Дмитриевским найдены беззамковые брахиоподы: *Craniops* aff. *attenuata*, *Obolus murrayi*, *Elliptoglossa ovalis* (определение Р. Г. Теняковой [18]).

Таким образом, по стратиграфическому положению и фауне возраст свиты определяется как низы среднего ордовика (лланвирн, возможно, низы лландейло).

Степнякский район. *Жанасуйская свита.* Выходы ее прослежива-

Таблица 3. Сопоставление разрезов ордовика Северного Казахстана

Отдел	Ярус	Горизонт	Район											
			Марьевский	Калмаккольский	Кокчетавский	Степнякский		Ешкильмесский	Селетинский	Ерментауский и Акдымский	Божекольский			
							западная часть	восточная часть						
Верхний	Ашгилский	Дурбенский						Бельгашская св. — туфоконгл., базальты, андезиты, риолиты						
		Чокларский	Каргалинская, св. — туфоконгл., туфы, песч. 1300 м		Конгл., алевр., песч., трахибазальты, трахиандезиты, туфы								Конгл., олистостромы	
	Карадокский	Дуланкаринский	Бурлукская св. — конгл., песч., алевр., изв. 1500 м		до 2000 м			Маятасская св. — изв., песч., алевр. 600 м	Таукенская св. — конгл., песч., изв. до 500 м	Таукенская св. — конгл., грав., песч., алевр., изв., олистостром. горизонты 2000 м			Туфоконгл. туфы	
		Андеркенский	Есильская св. — песч., алевр., арг., изв. 1300 м	Калмаккольская серия — конгл., песч., арг., алевр., прослойки изв.			«Майлисорская» св. — конгл., туфоконгл., базальты, туффиты, арг., изв. 2100 м	Майлисорская св. — анд., базальты, туфоконгл., песч., изв. 900 м	Майлисорская св. — анд., базальты, риолиты, туфоконгл., туфопесч. 2200 м					
Средний	Лланвирский	Еркебиданский	Андрюшенская св. — песч., алевр., арг., изв. 1500 м			Суалминская св. — песч., туфопесч., туфы, туфоконгл. 200 — 1900 м	Лидиевская св. — песч., алевр., арг., туфы дацитов, конгл. 1100 м	Лидиевская св. — конгл., песч., туффиты, олистостромы	Еркебиданская св. — конгл., песч., алевр. 1100 м	Еркебиданская св. — песч., алевр. 1400 м			Туфоконгл. туфы	
		Целиноградский	2500—3000 м			Степнякская св. — песч., алевр., арг., туффиты 2200 м	Верхняя толща — туфоконгл., туфопесч., туффиты, базальты, анд. и дациты 1500 м	Изабильная св. — конгл., песч., алевр. 750 м	Изабильная св. — конгл., песч., алевр. 750 м	Изабильная св. — конгл., песч., алевр., туффиты, олистостромы 750 м	Коскольская св. — туфопесч., алевр., кремнист. алевр. и туффиты, конгл. 1200 м			
	Лланвирский	Анрахайский	Куприяновская св. — песч., алевр., арг., углесто-глинист. сланцы, туфы	Тасобинская св. — яшмы, алевр., кремнист. глинист. сланцы, прослойки туфов										
		Копалинский	1100 м											
Нижний	Аренский	Когашикский												
		Рахметовский	2400 м	Кумайская св. — яшмы, кремнист. алевр., базальты	Верхняя толща — яшмы, лидиты, туфопесч., туфы, базальты 1200 м	Верхняя толща — яшмы, кремнист. алевр. и песч., риолитовые туфы, туффиты	Св. тассу — трахипариты, трахидациты, туфопесч. и туфогравелиты 1000 м	Уштоганская св. — песч., туфопесч., гравелиты, алевр. изв. 3100 м		Зорьевская св. — песч., арг., кремнист. алевр. 260 м	Верхняя подсв. — кремнист. пелитолиты, арг. 500 м	Верхняя толща — яшмы, кремнеобл. породы, фтаниты, алевр. 400 м	Жельдыдурская св. — кремни, яшмы 1800 м	
Тремадокский	Тремадокский	Олентинский				Нижняя толща — диабазы, базальты	Конгл., брекчии, кремнист., алевр., туффиты, базальты и диабазы			Аксуйская св. — туфы, туффиты, базальты, анд., дациты 1350 м	Пестроцветная толща — песч., алевр., арг. 260 м	Нижняя подсв. — песч., алевр., фтаниты, яшмы	Олентинская св. — анд., туфы, туфопесч., изв. до 700 м	
		Сатпакский												
Подстилающие образования			Гаршинская серия — диабазы, базальты, туфы, кремнист. алевр., яшмы	Люботинская свита	Жанасуйская свита	Никольско-бурлукская серия	Вулканогенно-кремнистый комплекс (аллохтон) Метадиабазы, базальты Саинская св. — базальты, крем. туффиты, яшмы, 1000 м	Ирадырская св. — яшмы, фтаниты, микрокварциты	Зорьевская св. 3000 м	Бестюбинская серия	Акдымская серия около 1000 м	Торкдукская серия		
			R ₂	R ₂	R ₂					Е ₂ в карбонатной фации	Е ₂₋₃	Е ₂		

Сокращения: песч. — песчаники, алевр. — алевролиты, арг. — аргиллиты, грав. — гравелиты, конгл. — конгломераты, изв. — известняки, туфоконгл. — туфоконгломераты, анд. — андезиты, кремнист. — кремнистые, угл.-глинист. — углесто-глинистые, св. — свита.

ются по периферии Кокчетавской глыбы и Шатского антиклинория, а также в Қотырколь-Мамайском блоке.

Наиболее характерным для этой свиты является разрез в районах среднего течения р. Жанасу и оз. Матсор (южное крыло Шатского антиклинория), изученный в 1973 г. Р. А. Копятевичем и Д. Т. Цаем [82]. В 4—5 км к юго-востоку от оз. Матсор наблюдаются (мощности видимые):

1. Яшмы сургучно-красные и лиловые, содержащие ниже-среднеордовикские радиоларии *Entactinia*, *Entactinosphaera?*, *Polyentactina* и остатки очень типичной ордовикской проблематики рода *Ukundia*, по заключению Б. Б. Назарова . . . 900 м.
2. Пачка серых кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с остатками граптолитов *Tetragraptus* и беззамковых брахиопод . . . 260 м.
3. Конгломерато-песчаники и конгломераты с плохо окатанной галькой яшм, песчаников и кислых эффузивов . . . 420 м.
4. Пачка зеленовато-серых флюидалных лав и туфов кислого состава, кремнистых (пепловых) туфов . . . 450 м.

К востоку от р. Жанасу в составе жанасуйской свиты увеличивается роль кислых эффузивов и их туфов в ассоциации с базальтами, диабазами и яшмами. Последние в районе пос. Жаналык венчают разрез этой контрастной вулканогенной серии.

По периферии Боровского блока жанасуйская свита прослеживается почти повсеместно. Разрезы свиты характеризуются различной полнотой; ее базальные слои, установленные в районе пос. Жанаталап, прослеживаются на запад до р. Чаглинка. В связи с залеганием ее на различных толщах докембрийского возраста состав обломков в базальных брекчиях и конгломерато-брекчиях меняется: в основании это осадочные породы, состоящие из обломков гранитов, диоритов и габбро. Довольно быстро вверх по разрезу они сменяются кремнистыми красно- и зеленоцветными алевролитами и аргиллитами. Они содержат линзы брекчий и включения валунно-галечно-гравийного материала (габбро, граниты, кремнистые породы, сланцы).

К юго-западу от г. Кокчетав, в обрыве р. Чаглинка, наблюдается небольшой по мощности (около 150 м), но очень характерный разрез:

1. Зеленовато-серые брекчии, состоящие из совершенно не окатанных глыб хлоритовых и кварцево-сланцевых сланцев, амфиболитов, гнейсов (?), известняков, катаклазированных гранитов, кварца. Брекчии залегают на толще порфиритоидов и зеленых сланцев нижнего рифея или на катаклазированных диабазах никольско-бурлуцкой серии . . . около 30 м.
2. Красноцветная конгломерато-брекчия с обломками тех же метаморфических пород, с линзами, пропластками и неправильными включениями красного алевролита . . . около 40 м.
3. Конгломерато-брекчии серовато-зеленые и красно-бурые, чередующиеся с пластами и линзами сургучно-красных, малиново-красных «мусористых» алевролитов и аргиллитов. Обломочный материал брекчий совершенно не окатан и разнообразен по составу; преобладают обломки метаморфических пород (порфиритоидов и порфириодов, хлоритовых и кварц-хлорит-карбонатных, эпидот-актинолитовых сланцев, кварцитов), а также известняков, доломитов и катаклазированных гранитов . . . 60 м.
4. Тонкослоистые алевролиты, коричневатые-серые глинисто-кремнистые сланцы . . . видимая мощность около 20 м.

Далее к югу, после перерыва в обнажениях, на филлитовидных сланцах* залегает яшмовая толща. Кроме сургучно-красных, розоватых

* По контакту, возможно, проходит срыв, так как сланцы интенсивно брекчированы.

и светло-серых (вверху разреза) яшм и микрокварцитов отмечаются прослои вулканических конгломератов и гравелитов. Яшмы содержат остатки радиолярий. В основном же разрез представлен глинистыми яшмами с прослойками красных аргиллитов и алевролитов, а также марганцевых руд. К юго-востоку в разрезе устанавливаются базальты, диабазы, редко — эффузивы кислого состава. Не исключено, что эффузивы частично фашиально замещаются яшмовой толщей. Мощность жанасуйской свиты в районе г. Кокчетавы достигает 1000 м.

В центральной, наиболее эродированной части Кокчетавской глыбы жанасуйская свита имеет сокращенные по мощности разрезы (до 500 м) и представлена верхней, кремнисто-терригенной толщей.

По данным А. Д. Бибилова, севернее оз. Караунгур развиты плагиоклаз-пироксеновые порфиры, миндалекаменные базальты, туфы базальтов, для которых характерны интенсивная карбонатизация и хлоритизация. Базальты встречаются в скважинах севернее оз. Караунгур.

Яшмовая пачка в разрозненных выходах отмечена в районе пос. Игылык, а также в карьере около пос. Карабулак, и в обрывах р. Кылшақты около сел Александровка, Вороновка и др., где вскрыты слоистые розовато- и зеленовато-серые, иногда красные микрокварциты и яшмы с обильными, но плохо различимыми реликтами радиолярий. Породы заметно перекристаллизованы. Терригенные обломочные породы (гравелиты и песчаники) состоят из обломков полевых шпатов, кварца, кварцитов, серицит-кварцевых сланцев, порфиридов, микропегматитов.

Возраст жанасуйской свиты определяется по остаткам радиолярий, редко — граптолитов, найденных в самой верхней части свиты, а также конодонтов из Котырколь-Мамайского блока, найденных М. З. Новиковой.

На всех участках распространения жанасуйской свиты остается весьма неопределенной нижняя возрастная граница ее. Особенно дискуссионны положение и возраст свиты тассу, которую Р. А. Копятевич включает в состав жанасуйской свиты.

Свита тассу, в отличие от ранее охарактеризованных свит, состоит главным образом из вулканических кислого состава, являющихся возможно, наземной фацией ниже-среднеордовикской кремнисто-вулканической формации. Нижняя часть свиты тассу представлена спекшимися туфами и туфобрекчиями трахидацитового и трахиандезито-дацитового состава. Грубообломочные (агломератовые) туфобрекчии чередуются местами с зелеными туфоаргиллитами, иногда слагают изометричные тела (жерловые фации). Выше по разрезу следуют игнимбритоподобные трахилипариты, трахидацитовые порфиры, красноцветные туфопесчаники и туфогравелиты. Общая мощность свиты 1000 м.

С лавами и туфами ассоциируют субвулканические тела дацитового и андезитового состава. Тем и другим присущи повышенная щелочность и широкое развитие процессов альбитизации.

Своеобразный «свежий» облик пород свиты тассу явился основанием для многих исследователей относить эти вулканические тела к более молодым образованиям девонского или силурийско-девонского возраста. Другие исследователи относят свиту тассу к кембрию и даже к верхнему рифею, основываясь на аналогии ее состава с вулканическими толщами Южного Улытау.

Неясности в определении возраста свиты тассу связаны и с тем, что четкие взаимоотношения с палеонтологически охарактеризованным средним ордовиком здесь пока не установлены. По данным Р. А. Копятевича, в северной части Степнякского синклинория жанасуйская свита перекрывается бельгагашской свитой верхнего ордовика, где, так же как и в районе р. Тассу, широко развиты флюидалльные лавы и лавобрекнии кислого состава.

Дополнительным аргументом в пользу отнесения свиты тассу к нижнему — среднему ордовикю может служить близость состава ее вулканитов к эффузивным породам ащикольской свиты Бошекольского района.

Уштоганская свита. На восточной периферии Степнякского синклинория развита существенно терригенная толща, состоящая из граувакковых, полимиктовых и олигомиктовых (до кварцевых) песчаников, алевролитов и аргиллитов с резко подчиненным значением карбонатных и кремнистых пород (фтанитов, кремнистых алевролитов). В типовом разрезе (район г. Уштоган) свита подразделяется на три подсвиты.

По остаткам наутилоидей и беззамковых брахиопод, найденным в 1960 г. В. С. Заика-Новацким и Л. В. Дехтяревой, уштоганская свита была отнесена к тремадокскому ярусу. Повторные сборы фауны беззамковых брахиопод из той же средней части разреза уштоганской свиты дали возможность по-новому оценить возраст отложений, вмещающих эту фауну. По заключению Р. Г. Теняковой, беззамковые брахиоподы характерны для аренига, возможно, верхней его части.

По данным Э. М. Спиридонова, в составе уштоганской свиты выделяются:

Нижняя подсвита — полимиктовые граувакковые и кварц-полевошпатовые песчаники, гравелиты, сероцветные алевролиты и аргиллиты. Мощность 450 м.

Средняя подсвита — граувакковые полимиктовые песчаники, алевролиты, кварцевые гравелиты, известняки и известняковые осадочные брекнии; известняки полосчатые перекристаллизованные. Мощность до 1000 м.

Верхняя подсвита — граувакковые туфопесчаники, алевролиты с редкими прослоями туфопесчаников и туффитов. Мощность 450 м.

Мощность уштоганской свиты составляет 3100 м.

Далее на юг, от пос. Карабулак до пос. Жолымбет, протягивается широкая полоса терригенных и кремнисто-терригенных отложений ранне-среднеордовикского возраста. Здесь, в основном по данным скважин, уштоганская свита представлена зелено- и сероцветными кварц-полевошпатовыми, кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами; предположительно вверху развиты кремнистые алевролиты и фтаниты.

Еще южнее уштоганская свита представлена алевроито-глинистой фацией. Так, в районе с. Софиевка она сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями кремнистых алевролитов. Этот тип разреза весьма близок к образованиям зорьевской свиты, распространенной восточнее.

Ешкиольмесский и Селетинский районы. Кроме ранее рассмотренных вулканогенно-кремнистых толщ кембрийско-раннеордовикского возраста Аксу-Ирадырской зоны в Ешкиольмесском антиклинории развиты терригенно-кремнистые и вулканогенные свиты, структурно и стра-

тиграфически связанные в основном с кембрийскими толщами бошекульского типа.

В западной части Ешкиольмесского антиклинория, на сочленении его с Селетинским синклинорием, распространены кремнисто-терригенные отложения нижнего — среднего ордовика (зорьевская и софиевская свиты), а также занимающие здесь ограниченные площади отложения низов нижнего ордовика (аксуйская свита, пестроцветная толща).

Аксуйская свита выделена в среднем течении р. Аксу сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ. Первоначально эту свиту относили к верхнему кембрию — нижнему ордовику; возраст ее был принят как позднетремадокский после выявления слоев с фауной олентинского горизонта.

Аксуйская свита имеет очень пестрый состав вулканогенных образований, представленных слоистыми туфоосадочными пачками, лавовыми потоками и очень разнообразными (от базальтов до дацитов) породами субвулканической и жерловой фаций. Эта свита подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита на северном берегу р. Аксу обнажена слабо. Строение ее изучено по разрозненным выходам и выработкам. Представлена она туфами и тефроидами, ритмично чередующимися с туфопесчаниками и алевролитами. По наблюдениям Л. В. Булыго, породы нижней подсвиты слабо дислоцированы и сравнительно полого падают на запад, наращивая кремнисто-карбонатно-терригенный разрез верхнего кембрия. Выше следует пачка мелкообломочных и валунно-глыбовых тефроидов, туфоконгломератов. Глыбы и «бомбы» сглаженной формы представлены порфиритами от андезито-базальтового до андезито-дацитового состава. Пачка тефроидов сменяется зеленоцветными известковистыми песчаниками (тефropесчаниками) и алевропесчаниками с остатками брахиопод и трилобитов. Из последних Н. К. Ившиным определены *Apatokephalus ex gr. serratus* Voeck., *Geragnostus*, *Niobe*, характерные для олентинского горизонта верхнего тремадока. Мощность подсвиты 450 м.

Средняя подсвита сложена лавобрекчиями щелочных оливиновых базальтов, базальтами с вариолитовой структурой, туфами базальтового состава и туффитами. Мощность ее 150 м.

Верхняя подсвита состоит из туфов базальтового, андезитового и дацитового состава, туффитов, углисто-глинистых алевролитов, прослоев известняков. Мощность подсвиты 750 м.

Аксуйская свита по составу вулканитов и типу строения близка к олентинской свите Бошекольского района.

По данным Э. М. Спиридонова, аксуйская свита согласно наращивает разрез шункырачинской свиты верхнего кембрия — нижнего тремадока. С вулканогенно-кремнистым комплексом Аксу-Ирадырской зоны аксуйская свита стратиграфических взаимоотношений не имеет.

На южном окончании Ешкиольмесского антиклинория в качестве возрастного аналога аксуйской свиты рассматривается пестроцветная толща, выделенная И. Ф. Никитиным [105]. Эта толща сложена зелено- и красноцветными граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями вулканомиктовых конгломератов с линзами известняков с тремадокскими трилобитами *Asaphellus*, *Apatokephalus* и др., об-

наруженные в разрезе по р. Акжар остатки беззамковых брахиопод *Pachyglossella* sp., *Obolus* sp., *Lingulella* sp. определяют возраст пестроцветной толщи в пределах тремадока — нижнего аренига. Мощность пестроцветной толщи около 600 м.

Зорьевская свита. Наиболее значительные по площади выходы этой свиты находятся на правобережье р. Акжар, а также в районе лога Ащилыайрык. Очень близкие по составу отложения известны в центральной части Ешкиольмесского антиклинория между пос. Аксу и Богембай и севернее оз. Алаколь. Здесь они в последнее время выделены в софиевскую свиту. Стратотип зорьевской свиты детально изучен М. К. Аполлоновым, И. Ф. Никитиным, Д. Т. Цаем [14]. Некоторые уточнения в его характеристику были внесены после проведения крупномасштабной геологической съемки.

Зорьевская свита представлена зелено- и сероцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими пачки очень тонкого ритмичного переслаивания. Основание свиты не установлено; предположительно к низам разреза относится пачка кремнистых алевролитов с прослоями тонкослоистых яшм и фтанитов. В этой пачке найдены беззамковые брахиоподы и редкие граптолиты *Clonograptus?* sp., *Expansograptus* sp.

Большая по мощности песчанико-алевролитовая часть разреза охарактеризована граптолитами, беззамковыми брахиоподами и редко трилобитами. Комплексы граптолитов, очень богатые и разнообразные, относятся к четырем уровням и в целом определяют объем зорьевской свиты в пределах всего аренига и нижнего лланвирна [135]. Верхняя часть зорьевской свиты представлена пачкой светло-серых и розоватых яшм, кремнистых пелитолитов с прослоями фтанитов. В этой пачке найдены граптолиты *Phyllograptus* sp. Общая мощность зорьевской свиты в районе р. Акжар достигает 500 м.

Таким образом, можно полагать, что наиболее древние слои зорьевской свиты, относящиеся по граптолитам к самым низам аренига, одновозрастны какой-то части «пестроцветной» толщи. Вероятно, имеющиеся указания на согласный постепенный переход между ними (данные В. И. Борисенка) требуют проверки. Геологические материалы указывают на то, что зорьевская и «пестроцветная» толщи относятся к разным фаціальным зонам.

Севернее лога Ащилыайрык зорьевская свита также сложена зелено- и сероцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками, часто слюдистыми, светло-серыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Встречаются прослои липарито-дацитов и туффов. Находки граптолитов (*Dichograptus* sp.) редки. Аренигский возраст свиты обоснован по остаткам беззамковых брахиопод, собранных в ряде выходов.

Стратиграфические взаимоотношения зорьевской свиты с другими толщами здесь не установлены; на западе она контактирует с шингаревской свитой нижнего протерозоя или с ультрамафитами Тасмолинского массива, причем повсеместно ограничена разломами. С востока к зорьевской свите примыкает Аксу-Ирадырская зона с характерным для нее вулканогенно-кремнистым (офиолитовым) комплексом. Верхняя часть последнего (ирадырская свита) одновозрастна с зорьевской свитой.

Таким образом, на рассматриваемом участке резко отличные по со-

ставу комплексы (мелководный терригенный зорьевской свиты и офиолитовый) тектонически сближены.

Восточнее, в районе оз. Алаколь и по р. Аксу, на урумбайской свите среднекембрийского возраста залегает сероцветная песчанико-алевролитовая толща, литологически сопоставляемая с зорьевской свитой и охарактеризованная граптолитами верхнего аренига — нижнего лланвирна. Нижняя возрастная граница свиты неясна. Для этой свиты характерны светло-черные, пепельно-серые кремнистые алевролиты, пелитолиты, мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями светло-серых кремней, фтанитов. Мощность толщи 750—800 м.

Песчанико-алевролитовая толща, вероятно, имеет более узкий возрастной объем по сравнению со стратотипическим разрезом зорьевской свиты, что подтверждается палеонтологическими данными. В крайней восточной части Ешкиольмесского антиклинория имеются разрозненные участки с выходами яшм и фтанитов, возможно, соответствующих ирадурской свите. В отличие от последней здесь кремнистые породы ассоциируют с туффитами, туфами и лавами дацитового состава. Мощность яшмовой части разреза обычно не превышает 100—200 м, мощность липарито-дацитовых лав и туфов изменчива.

Этот тип разреза, которому присуще сочетание яшм и эффузивов кислого состава, развит довольно широко на левобережье р. Селеты (район оз. Косколь, соп. Жаксыалимбет); литологически он близок ащикольской свите Бошекольского района.

На правобережье р. Селеты (район оз. Ушанколь) толща кремнистых алевролитов, яшм и микрокварцитов залегает на нижнем кембрии с несогласием. Литологически она близка ержанской свите Бошекольского района. Аренигский возраст нижней части этой толщи определяется находкой конодонтов (данные В. И. Борисенка).

Бошекольский район. К нижнему — среднему ордовику здесь относятся ащикольская, жельдыадырская и ержанская свиты.

Ащикольская свита. Наиболее полный разрез свиты наблюдается севернее оз. Бозшаколь, на южном крыле Олентинской синклинали. Ранее этот разрез рассматривался как верхняя часть последовательно дифференцированной спилит-кератофировой формации нижнего кембрия [24]. Позднее для ащикольской свиты был принят среднекембрийский возраст [71]. Исследования, проведенные в последние годы Б. Ф. Хромых, внесли существенные коррективы в устоявшиеся представления на последовательность формирования свит в этом районе.

Ащикольская свита в типовом разрезе, по данным Б. Ф. Хромых, к северо-западу от оз. Ащиколь представлена в основании пачкой тефрогравелитов с обломками трахидацитов и трахиандезитов, туфов и туфопесчаников (мощность 10 м). Выше залегают зеленоцветные алевролиты и аргиллиты, далее пачка глинисто-кремнистых пород, в которой обнаружены спикулы губок, конодонты плохой сохранности и беззамковые брахиоподы *Eurytreta* sp., *Acrotreta* sp., *Lingulella* sp. (очень похожа на *L. lata* (Kolicha)). По заключению Р. Г. Теняковой, последняя форма встречается в верхнем арениге. Конодонты (по Г. П. Абаимовой) исключают среднекембрийский возраст слоев с фауной. Выше залегают существенно вулканогенные образования, среди которых наиболее широко развиты типичные для ащикольской свиты лиловые, коричневато-лиловые, бурые трахидацитовые порфиры, туфы дацитового состава, трахи-

дацитовые порфиры, трахиандезиты и их туфы. Лавы и пирокластолиты перемежаются с аргиллитами, тефропесчаниками и тефрогравелитами. Мощность ащикольской свиты достигает 1800 м. Западнее оз. Ащиколь, в частности на правом берегу р. Оленты, она уменьшается до первых сотен метров.

На ащикольской свите с разрывом, но без признаков структурного несогласия залегает коскольская свита среднего ордовика.

Жельдыадырская свита распространена в районе гряды Улькенадыр и соп. Жельдыадыр около пос. Торткудук. Первоначально ее относили к еремантауской серии. По данным Б. Ф. Хромых, эта свита залегает на олентинской свите верхнего тремадока и перекрывается коскольской или еркебидаикской свитой. Жельдыадырская свита содержит остатки нижнеаренигских конодонтов, и возраст ее определяется по этой фауне и стратиграфическому положению. Состав свиты существенно кремнистый; преимущественно белые, светло-серые кремни, яшмы и яшмовидные кварциты, кремнистые алевролиты. Мощность жельдыадырской свиты около 400 м.

Ержанская свита также представлена кремнистыми породами. В основном это лиловые, коричневато-серые и фиолетово-красные яшмы, кремнистые алевролиты, алевропелитолиты с примесью обломков кислых эффузивов (дацитов, риолито-дацитов). Отмечаются также осадочные брекчии, состоящие из обломков радиоларитов и яшм. Мощность свиты до 600 м, чаще она значительно меньше.

В обобщенном разрезе ержанской свиты выделяются два комплекса конодонтов: нижний с *Oistodus gracilis*, *Periodon flabellum* (арениг) и верхний с *Periodon cf. aculeatus*, *Periodon sp.* (лланвирн — лландейло). На правом берегу р. Оленты ержанская свита, вероятно, имеет среднеордовикский возраст, так как практически в самом основании содержит остатки конодонтов верхнего комплекса. Ержанская свита обычно залегает со стратиграфическим перерывом на верхнем кембрии (район оз. Сасыксор) либо в районе гор Улькен-Коянды, на верхнем тремадоке.

Вследствие разобщенности выходов жельдыадырской и ержанской свит (пока не известны места, где бы эти свиты находились в одном разрезе), их взаимоотношения остаются неясными*. Эти свиты в совокупности отвечают верхней (и значительной по объему) части акдымской серии Ермантауского антиклинория, в отличие от которой они характеризуются сокращенной мощностью и более четко фиксируемой нижней границей.

Ержанская свита обычно тесно связана с еркебидаикской свитой, однако стратиграфические взаимоотношения с ней изучены недостаточно. Очень часто по их контакту отмечаются тектонические срывы, в результате чего яшмы ержанской свиты оказываются надвинутыми на флиш или олистостром средне- и (или) позднеордовикского возраста.

Средний отдел

К среднему отделу относятся флишоидные и вулканогенные толщи, широко распространенные на всей территории Северного Казахстана.

* Не исключена возможность и частичного совпадения объемов этих свит, и вопрос о целесообразности выделения первой из них нуждается в уточнении.

По возрасту они соответствуют лландейло и карадоку общей стратиграфической шкалы, а применительно к казахстанской шкале — целиноградскому, еркебиданкскому и андеркенскому горизонтам.

Калмаккольский, Марьевский и Кокчетавский районы. *Калмаккольская серия* распространена в одноименном синклинии. Отложения, выделяемые в калмаккольскую серию, занимают наиболее обширную площадь в этом районе, прослеживаясь от р. Ишим на западе до р. Аршалы на востоке. На северном и южном крыльях синклинии выходят кремнисто-терригенные и вулканогенно-кремнистые толщи нижнего — среднего (низы) ордовика. Отмечаются постепенный переход от тасобинской свиты к флишеидной калмаккольской серии, а местами признаки размыва, выраженные плохо сортированными валунно-галечными конгломератами или микститами с разной степенью окатанности гальками и глыбами яшм, алевролитов, кварцитов, базальтоидов и гранитоидов. Разрезы калмаккольской серии охарактеризованы во многих местах ископаемыми остатками граптолитов, реже — трилобитами. Полные сведения о находках граптолитов приведены О. В. Минервиным, им же дан анализ вертикального распространения граптолитов [99]. По рр. Конырсу, Жабай, Аршалы и Конур наблюдаются фрагментарные разрезы серии. Наиболее полные разрезы изучены на южном крыле синклинии, в низовье р. Колутон.

Калмаккольская серия повсеместно представлена зеленоцветными и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, конгломератами и гравелитами. Последние встречаются редко и приурочены главным образом к верхней части разреза серии; грубообломочные фации тяготеют к северной части Калмаккольского синклинии. Ритмично-слоистые пачки песчаников и алевролитов или пачки алевролитов, аргиллитов, часто известковистых или известково-глинистого флиша, отмечаются в центральной и южной частях синклинии. Мощность калмаккольской серии достигает 2500—3000 м.

Корреляция частных разрезов калмаккольской серии и анализ содержащихся в них комплексов граптолитов показывают, что по возрасту серия соответствует лландейло и карадоку, включая и его верхнюю часть (зона *Dicranograptus clingani*). Этому уровню отвечают слои с многочисленными находками граптолитов: *Rectograptus* ex gr. *truncatus* Lapw., *Diplograptus* aff. *anderkensis* Kel. и др.

В разрезах среднего ордовика Марьевского и Стерлитамакского синклиниев выделяется ряд свит (андрюшенская, есыльская, бурлукская), соответствующих калмаккольской серии. В Марьевском синклинии на куприяновской свите нижнего — среднего ордовика с несогласием залегает флишевая толща, выделяемая в андрюшенскую свиту.

Андрюшенская свита обнажается по р. Ишим и его притокам и представлена южнее с. Куприяновка кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

В основании андрюшенской свиты выделяются:

1. Пачка песчаников мелкозернистых кварцевых с тонкой косою слоистостью; в песчаниках встречаются прослой с мелкой галькой красноцветных аргиллитов, алевролитов, кремнистых пород 6 м.
2. Темно-зеленые аргиллиты (3—5 см) и темно-серые кварцевые алевролиты с тонкоплитчатой отдельностью (мощность слоев до 50 см) с прослоями (10—20 см) полимиктовых песчаников 4 м.

- | | |
|--|--------------|
| 3. Песчаник темно-серый мелкозернистый кварцевого состава | 10 м. |
| 4. Алевролиты и аргиллиты серовато-зеленые | около 370 м. |
| 5. Аргиллиты серые и зеленовато-серые тонкослойные с прослойками (первые сантиметры) светло- и розовато-серых кварцевых песчаников | 80 м. |

Верхняя часть свиты представлена карбонатно-глинистым флишем, в составе которого развиты пелитоморфные и органогенные известняки, известковистые аргиллиты и алевролиты, а также пачка массивных и плитчатых пелитоморфных известняков мощностью до 50—70 м. Мощность карбонатно-глинистого флиша с горизонтом известняков составляет 150 м.

В известняках, обнажающихся в овраге южнее с. Куприяновка, по сборам И. Ф. Никитина [106] определены трилобиты: *Nileus tengriensis* (Web.), *Plimerina* aff. *sulcifrons* (Web.), *Lonchodomas tecturmasii* (Web.), *Iliaenus triangularis* Lis., *I. tuberculatus* (Holm), *Telephina* sp., брахиоподы *Mimella* (?) sp., *Titanumbonites magnus* Nik. и др., характерные для целиноградского горизонта. Здесь же, в верхней части андрюшенской свиты, найдены граптолиты *Expansograptus* sp., *Glyptograptus teretiusculus* (His.), *G. eosiccatus* Tsai, *Glossograptus hincksi* (Hopk.), по заключению Д. Т. Цая, характерные для зоны *Nemagraptus gracilis* (целиноградский горизонт, верхи). Мощность андрюшенской свиты 650 м.

Есильская свита залегает согласно на андрюшенской свите. В ее основании обособляется пачка красноцветных песчаников и гравелитов мощностью до 30—50 м. Выше следуют алевролиты с прослойками аргиллитов и светло-серых известняков. Пласты известняков мощностью до первых десятков метров прослоены мергелями с известковистыми аргиллитами и венчаются пачкой кварцевых алевролитов, буровато-серых и бурых известковистых.

Известняки, характерные для средней части разреза, относятся к пелитоморфным и органогенно-обломочным разновидностям. Обломочные породы (алевролиты, песчаники, редко гравелиты) состоят из обломков кварцитов, кварц-серицитовых сланцев, аргиллитов, полевых шпатов и главным образом кварца. Мощность есильской свиты 280 м. Есильская свита в Марьевском синклинии палеонтологически слабо охарактеризована и ее выделение произведено по стратиграфическому положению и литологическим особенностям.

Бурлукская свита, по данным В. А. Сахарова, налегает с резким угловым несогласием на породы есильской свиты. Разрезы бурлукской свиты в южной части Марьевского синклинии изучены главным образом по материалам бурения. В основании свиты установлен базальный горизонт (до 100 м) красноцветных мелкогалечных конгломератов и разнозернистых песчаников, состоящих из обломков кварца, алевролитов, сланцев, известняков. Выше с постепенным переходом залегают слюдисто-кварцевые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослойками аргиллитов, реже маломощных (до 10 м) пластов известняков, полимиктовых конгломератов или известняковых конгломерато-брекчий. Мощность свиты, оцениваемая весьма ориентировочно, составляет 900 м.

Наиболее полный и значительный по мощности разрез среднего ордовика изучен в Стерлитамакском синклинии, где выделяются андрюшенская, есильская и бурлукская свиты. Опорные разрезы этих свит

изучались Н. П. Четвериковой [136], И. Ф. Никитиным [105, 106], О. В. Минервиным [99, 101] и др.

Андрюшенская свита в обнажениях по р. Ишим и в нижнем течении р. Акканбурлук представлена гравелитами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими пачки ритмичного переослаивания. Ритмы имеют различную мощность: в краевой части прогиба — до нескольких метров, в центральной — 10—30 см. Состав слагающих их пород более тонкий.

Возраст андрюшенской свиты определяется по многочисленным находкам граптолитов: *Dicellograptus sextans exilis* E. et W., *Dicranograptus nicholsoni* Норк., *Climacograptus bicornis*, *Glyptograptus teretiusculus* His., *Diplograptus multidentis* в ее верхней части и брахиопод из прослоев известняка: *Plectorthis*, *Ishimia ishimensis*, *Titanumbonites magnus* как низы карадока (зона *Diplograptus multidentis*), возможно, верхи лландейло (зона *Nemaagraptus gracilis*). Нижняя граница свиты здесь не установлена. Мощность свиты около 1500 м.

Есильская свита сложена известковистыми алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, отмечаются прослойки органогенно-обломочных известняков.

Возраст есильской свиты всеми исследователями определялся по комплексу граптолитов как карадокский. По данным И. Ф. Никитина, О. В. Минервина и др., из граптолитов определены *Dicranograptus nicholsoni*, *Climacograptus caduceus*. Из трилобитов часто встречается *Opsimasaphus almatyensis*. Эти ископаемые позволяют коррелировать есильскую свиту с андеркенским горизонтом, скорее всего, с верхней его частью, т. е. с зоной *Dicranograptus clingani* карадока. Мощность есильской свиты достигает 1300 м.

Бурлукская свита распространена севернее пос. Стерлитамак и около с. Возвышенка по р. Акканбурлук. Представлена она аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Аргиллиты содержат прослойки органогенных известняков. По р. Ишим, севернее устья р. Акканбурлук, бурлукская свита сложена мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, выше — комковатыми известняками, полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, содержащими прослойки органогенно-обломочных известняков. В конгломератах и грубозернистых песчаниках верхней части свиты преобладают гальки яшм, яшмокварцитов, эффузивных пород.

В нижней части бурлукской свиты собраны остатки брахиопод, обычных для андеркенского горизонта, в верхней части — трилобиты, кораллы *Amsassia chaetetoides*, *Catenipora parallela*, брахиоподы *Dinorthis (Plasiomis)*, *Kassinella globosa* и граптолиты *Climacograptus tatiannae* Kell., *Orthograptus amplexicaulis*, *O. pauperatus* E. et W. Верхняя часть бурлукской свиты соответствует, по всей вероятности, аккольским слоям дуланкаринского горизонта, т. е. нижнему ашгиллу. Мощность бурлукской свиты до 1500 м.

Выходы ордовика в Азатском синклинии немногочисленны и в основном приурочены к южной ее части, а северная часть синклинии перекрыта чехлом кайнозоя.

К среднему ордовику условно может быть отнесена толща туфов и лав андезитового, андезито-дацитового, реже основного состава. Более высокая часть разреза толщи представлена песчаниками, алевролитами

с прослоями известняков. Эта карбонатно-терригенная пачка изучена только по материалам бурения. В 1963 г. в керне одной из скважин Н. К. Двойченко были обнаружены остатки трилобитов *Timuraspis* sp., *Ampixinella* sp., *Ogygites* sp., *Robergia* sp., *Isbergia* sp. (определения М. К. Аполлонова), а также граптолиты (роды *Climacograptus*, *Glyptograptus*), мшанки, мелкие гастроподы, головоногие и лопатоногие. Родовой состав остатков трилобитов, несомненно, указывает на среднеордовикский возраст вмещающих пород и позволяет коррелировать толщу с лидиевской свитой Степнякского синклинория. Мощность среднего ордовика в пределах Азатского синклинория достигает 1500 м.

На Кокчетавской глыбе известен ряд пространственно разобщенных структур: Северо-Кокчетавский, Еленовский и Челкарский грабены. В их пределах скважинами вскрыты отдельные части разреза, сложенные породами средне- и позднеордовикского возраста. Эти отложения представлены конгломератами с прослоями алевролитов, аргиллитов, ниже — известняково-конгломератовой пачкой. Выше, по данным В. Е. Гончаренко, следует толща туфов и терригенных пород мощностью около 500 м, затем — толща вулканитов, чередующихся с терригенными отложениями. Общая мощность пород оценивается в 1500—2000 м.

Эффузивные породы в Еленовском грабене представлены трахибазальтами, трахиандезито-базальтами и трахиандезитами. Базальты, трахибазальты и трахиандезито-базальты во всех структурах относятся к высокоглиноземистым разновидностям. В Северо-Кокчетавском грабене содержание глинозема в вулканитах достигает 20%. Повышенная щелочность устанавливается и для пород Еленовского грабена.

Среднеордовикский возраст отложений в Еленовском грабене впервые был установлен В. Е. Гончаренко [49] по находкам граптолитов *Glyptograptus* sp. indet., *Pseudoclimacograptus* sp., определенных Т. Н. Корень. Вероятно, эффузивная часть разреза Еленовского, Северо-Кокчетавского и других грабенов соответствует майлисурской свите верхов среднего ордовика.

Степнякский район. Строение среднеордовикского разреза этого района чрезвычайно изменчиво как по латерали, так и в вертикальной последовательности. Наиболее детально изучены разрезы центральной части Степнякского синклинория, где выделены (снизу вверх): 1) сагская серия верхнего лланвирна — лландейло; 2) лидиевская свита лландейло — нижнего карадока; 3) майлисурская свита верхнего карадока.

Сагская серия развита главным образом в Атансорской и Байлюстинской зонах. Сложена она вулканитами базальтового, андезито-базальтового состава. Местами в ее верхней части присутствуют лавы и туфы от андезитового до риолито-дацитового состава. В сагской серии очень широко развиты крупнообломочные туфы и туфобрекчии прижерловой фации, а также слоистые пачки туффитов и тефроидов, ритмично чередующихся с туфопесчаниками и туфоалевролитами, иногда — с пепловыми туфами; редко встречаются карбонатные и кремнистые породы.

Многие исследователи предлагали различные схемы расчленения сагской серии, однако до сих пор не существует официально принятого деления на свиты. Связано это с тем, что выделявшиеся ранее на отдельных участках свиты (например, улькентомарская, алышимбайская и атансорская) не получили убедительной палеонтологической характе-

ристики. В связи с фациальной изменчивостью вулканогенных разрезов корреляция их только по составу далеко не всегда надежна.

Стратотип серии в среднем течении р. Сага представлен хотя и не полным (отсутствуют низы разреза), но достаточно характерным разрезом, изучавшимся М. А. Жуковым, Р. А. Копяткевичем и Н. М. Фрид [81], Д. Т. Цаем, И. Ф. Никитиным (1972 г.), М. К. Аполлоновым, Л. В. Булыго и др.; южнее, по р. Атан, разрез этой серии изучали В. С. Заика-Новацкий и др. (1970 г.).

По р. Сага выходят (снизу вверх):

1. Базальты миндалекаменные с подушечной отдельностью; потоки базальтов и агломератовых лав разделяются прослоями алевролитов и туфоалевролитов около 200 м.
2. Андезито-базальты миндалекаменные 200—250 м.
3. Туфоконгломераты с прослоями туфов, туфобрекчий, состоящих из обломков порфиритов, кремнистых алевролитов и аргиллитов 70 м.
4. Пачка ритмичного переслаивания андезитовых туфов, туффитов, алевролитов с прослоями туфопесчаников; в этой пачке найдены граптолиты *Glyptograptus euglyphus* Larw. и др. около 500 м.
5. Туфы андезитового и андезито-базальтового состава 90 м.
6. Алевролиты темно-серые, с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников; на нескольких уровнях алевролиты содержат остатки граптолитов *Expansograptus superstes* Larw., *Dicellograptus sectans exilis* E. et W. и др., трилобитов — *Shumardia lacrima* Kor., *Telephina* cf. *bipunctata* (Ulrich), *Cyclopyge* sp., *Symphysops* sp. 165 м.
7. Агломератовые туфы андезитового состава и андезитовые полифириты темно-зеленые и буровато-темно-серые около 500 м.

Мощность (неполная) серии в стратотипе около 1800 м.

В верховье р. Сага, по данным Р. А. Копяткевича, сагская серия несогласно залегает на жанасуйской свите и сложена лавами и туфами базальтового и андезито-базальтового состава с прослоями туффитов и туфопесчаников.

Значительные по мощности разрезы сагской серии изучены по р. Атан и к западу от оз. Ашиколь. Здесь сагская серия подразделяется на две толщи: нижнюю толщу грубообломочных туфов и лав базальтового и андезито-базальтового состава (мощность более 800 м) и верхнюю толщу туфопесчаников, туфоконгломератов и туфоалевролитов. Эти породы образуют пачки ритмичного флишоидного переслаивания. С ними ассоциируют лавы и туфы, а также субвулканические и экструзивные образования основного и среднего состава. Мощность верхней толщи достигает 2200 м. Суммарная мощность сагской серии составляет 3000 м.

Состав и строение разрезов сагской серии восточной части Степнякского синклиория почти не отличаются от разрезов центральной части. Здесь отмечено лишь уменьшение роли эффузивных и пирокластических образований с запада на восток. В этом же направлении уменьшается и мощность серии. Подобное изменение фаций устанавливается при прослеживании разрезов сагской серии и в западном направлении. В западной, Степняк-Караагашской, структурно-фациальной зоне к сагской серии относятся суалминская и степнякская свиты; детали их взаимоотношений с сагской серией недостаточно ясны.

Степнякская свита в районе г. Степняк базальтными конгломератами резко несогласно ложится на вулканиты жанасуйской свиты. В составе степнякской свиты Р. А. Копяткевич выделяет две мощные пачки. Нижняя пачка представлена однообразными зелено- и сероцветными кварц-

полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями алевролитов и реже аргиллитов. Верхняя пачка состоит из кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, полимиктовых песчаников, местами (к востоку от г. Степняка) в разрезе появляются туфопесчаники и туфоалевролиты.

Первоначально степнякскую свиту относили к нижнему — низам среднего ордовика и считали более древней по отношению к сагской серии. Остатки граптолитов, найденных в разных местах, в том числе в г. Степняке, по определению Д. Т. Цая, указывают на среднеордовикский (лландейло-раннекарадокский) возраст степнякской свиты.

Основываясь на возможной корреляции степнякской свиты с верхней частью сагской серии по граптолитам, можно полагать, что вышележащая суалминская свита является возрастным эквивалентом лидиевской свиты раннекарадокского возраста. Мощность степнякской свиты в районе г. Степняк не более 1500 м.

Южная часть Степняк-Караагашской зоны характеризуется весьма выдержанным песчанико-алевролитовым разрезом, очень близким таковому району г. Степняка. В верховье р. Кайракты обнажаются массивные сероцветные песчаники с прослоями светло-серых алевролитов и аргиллиты с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников. Песчаники, так же как и в других районах, кварц-полевошпатовые. Состоят они из обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов, сланцев. Тонкозернистые алеврито-глинистые, иногда известково-глинистые фации отмечаются южнее, в районе участка Караагаш.

Суалминская свита залегает согласно, с постепенным переходом на степнякскую свиту и, в свою очередь, перекрывается без каких-либо признаков несогласия лидиевской свитой. Типовой разрез около оз. Суалма, по данным Р. А. Копяткевича, представлен туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями полевошпатовых песчаников и алевролитов. Эти породы образуют пачки груборитмичного переслаивания.

По редким находкам ископаемых (криноидеи, моллюски) возраст свиты точно не определен. Однако стратиграфическое положение суалминской свиты между степнякской и лидиевской свитами позволяет датировать ее нижним карадоком (средней частью нижнего карадока, по Р. А. Копяткевичу). Мощность суалминской свиты изменяется от 1800—1900 м в районе оз. Тасшалкар до 200 м в районе оз. Базарбай, где она сложена зелено- и красноцветными туффитами и туфоалевролитами. В более западных районах проследить суалминскую свиту не удастся вследствие слабой обнаженности и возможного фациального замещения ее терригенными образованиями.

Лидиевская свита выделяется в центральной и восточной частях Степнякского синклиория. Опорный разрез свиты находится в ур. Густые Борки. Подробные литологическая и палеонтологическая характеристики его приведены в сводке И. Ф. Никитина [105, 106] и в других работах.

В ур. Густые Борки верхняя часть сагской серии представлена пачкой туфов, зеленоцветных разномыслистых песчаников, алевролитов, пелитолитов с *Expansograptus superstes*. Выше согласно залегают зеленоцветные алевролиты, полевошпатовые песчаники, темно-серые аргиллиты с прослоями пелитоморфных известняков и вулканомиктовых конгло-

мератов. Вверху встречаются прослои пепловых туфов основного и дацитового состава.

На нескольких уровнях стратотипического разреза собраны остатки трилобитов *Shumardia analoga*, *Telephina bipunctata*, *Trigonoaspis fortis* и граптолитов, характерных для зоны *Climacograptus multidens* нижнего карадока. Мощность свиты в опорном разрезе 1000—1100 м. Выше на лидиевской свите с признаками перерыва залегает майлисорская свита.

Литологически весьма близкие отложения развиты в районе оз. Ащиколь, западнее и севернее оз. Атансор и в других местах. В нижней части лидиевской свиты здесь найдены граптолиты, типичные для верхнего лландейло — низов карадока, в том числе зональный вид *Nemagraptus gracilis*. Граптолиты здесь находятся на многих уровнях разреза совместно с трилобитами, брахиоподами и другими ископаемыми остатками; граптолиты верхней части также могут быть отнесены к зоне *multidens*.

Таким образом, можно полагать, что лидиевская свита по возрасту соответствует верхней части лландейло — нижнему карадоку.

В Аксу-Байлюстинской зоне свита сложена туфами дацитового состава, песчаниками и алевролитами, глинисто-кремнистыми пелитолитами; редко встречаются прослои окремнелых известняков в разных частях разреза, а также мелкогалечных конгломератов в основании. Палеонтологические отложения этой зоны изучены недостаточно, заключения о возрасте основываются на сборах фауны (главным образом брахиопод и трилобитов), проводившихся в 50—60-х годах и, естественно, нуждаются в ревизии. В районе пос. Байлюсты лидиевская свита связана постепенным переходом с вулканитами сагской серии. В северной части зоны отмечаются признаки несогласия между этими подразделениями, а также трансгрессивное налегание на более древние толщи. Мощность лидиевской свиты колеблется от 400 до 1500—2000 м.

Майлисорская свита широко развита в Степнякском синклинории, а также на южном крыле Шатского антиклинория. В типовом разрезе (район оз. Майлисор) она представлена андезито-базальтами, андезитами и дацитами с прослоями туфов, песчаников и алевролитов, содержащих остатки граптолитов *Orthograptus pageanus* (Lapw.). Нижняя граница свиты здесь не изучена из-за слабой обнаженности, а верхняя определяется по подошве согласно перекрывающей ее маятасской свиты. Общая мощность свиты около 500 м.

Далее от оз. Майлисор, в юго-восточном направлении, выходы майлисорской свиты непрерывно прослеживаются через оз. Атансор до ур. Густые Борки. Здесь, в ядре Лидиевской синклинали, на зеленоцветных песчаниках и алевролитах с *Lonchodomas tecturmasi* — *Basilicus* (верхи лидиевской свиты) залегают:

1. Пачка переслаивающихся лиловато-, сиреневато-серых и красновато-бурых туфоалевролитов, кремнистых туффитов и мелкообломочных туфов с прослоем пизолитовых туфов 80 м.
2. Крупнообломочные туфы с маломощными прослоями темно-серых и буровато-темно-серых афировых базальтов 150 м.
3. Андезиты плагноклаз-пироксеновые, выше сменяющиеся крупнообломочными туфами и туфоконгломератами с прослоями известковистых вулканомиктовых песчаников и песчанистых известняков, содержащих остатки трилобитов, характерных для андеркенского горизонта: *Stenopareia* ex gr. *linnarssoni* Holm., *Bumastus* sp., *Bronteus romanovskii* Web. и др. около 25 м.

- | | |
|---|--------|
| 4. Темно-серые андезиты, сверху с прослоями красновато-бурых псаммитовых и алевритовых туффитов | 140 м. |
| 5. Конгломераты вулканомиктовые красновато-бурые | 70 м. |

Общая мощность около 500 м.

Подобного же типа разрезы, характеризующие субаэральные и мелководные условия накопления туфоосадочных пород, наблюдаются восточнее оз. Коксенгирсор и в районе оз. Селетытениз (Чалышская синклиналь), где мощность свиты составляет соответственно 900 и 2200 м.

Восточнее пос. Даниловка майлисурская свита сложена вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами, алевролитами и туфами. Встречаются также линзы и глыбы известняков с *Holotrachelus punctiliosus* и брахиоподами.

В северо-западной части Степнякского синклинория в субширотной полосе, протягивающейся от оз. Майлисор до оз. Базарбай, состав майлисурской свиты иной. Здесь развиты зеленоцветные туфопесчаники, туффиты алевролитовые и псаммитовые, аргиллиты, а также известняки с трилобитами андеркенского горизонта. К нижней части свиты приурочены горизонты агломератовых туфов и брекчий основного и среднего состава, кластолав и шлаковых туфов, текстурные признаки которых свидетельствуют о подводном характере трещинных излияний. Базальты залегают в виде мощных силлов или не выдержанных по простиранию потоков.

Мощность майлисурской свиты в районе оз. Базарбай достигает 2100 м; западнее мощность вулканогенного разреза значительно уменьшается, при этом существенную роль приобретают грубообломочные терригенные образования.

Вулканиты майлисурской свиты в целом характеризуются изменчивостью состава и различным соотношением основных и кислых (риолито-дацитовых) лав. Базальты и андезиты, иногда и трахиандезиты распространены наиболее широко. Им присуща повышенная глиноземистость. Петрохимические особенности вулканитов майлисурской свиты указывают на принадлежность их к известково-щелочной серии.

Возраст майлисурской свиты по фауне и стратиграфическому положению, скорее всего, позднекарадокский; с вышележащей маятасской свитой майлисурская свита связана постепенным переходом.

Переходные слои представлены в Кожажельдинской и Маныбайской синклиналях довольно мощной толщей, которая выделена В. С. Заика-Новацким в терекскую свиту, а Э. М. Спиридоновым — в маныбайскую свиту средне-позднеордовикского возраста. Маныбайская свита сложена граувакковыми песчаниками, алевролитами, известковистыми конгломератами и гравелитами, известняковыми брекчиями, сверху — слоистыми известняками, аргиллитами с прослоями туффитов и туфов дацитового состава, местами риолитами. Мощность маныбайской свиты достигает 1150 м, причем мощность известняков, венчающих разрез, достигает 250 м. Определение возраста переходной толщи по остаткам трилобитов и граптолитов затруднительно. Граптолиты характерны для карадока, а среди трилобитов присутствуют «андеркенские» формы. Если маятасская свита относится к самым низам ашгилда, то маныбайская, по-видимому, может быть оставлена в среднем ордовике.

К майлисурскому вулканогенному комплексу кроме эффузивно-пирокластических относятся и субвулканические образования, представ-

ленные согласными телами плагиобазальтов, плагиоандезито-базальтов, реже риолито-дацитами.

Ешкиольмесский и Селетинский районы. В первой из названных структур средний ордовик распространен ограниченно. В составе среднего отдела здесь выделяются те же свиты, что и в Селетинском синклинории, где широко развита флишеидная бестюбинская серия. Составляющие эту серию изобильная и еркебидайкская свиты прослежены в последнее время на всем протяжении синклинория от низовья р. Селеты до бассейна р. Акжар (рис. 11).

Изобильная свита выделена И. Ф. Никитиным [105, 106] в северо-восточной части синклинория в районе свх. «Изобильный». Здесь, а так-

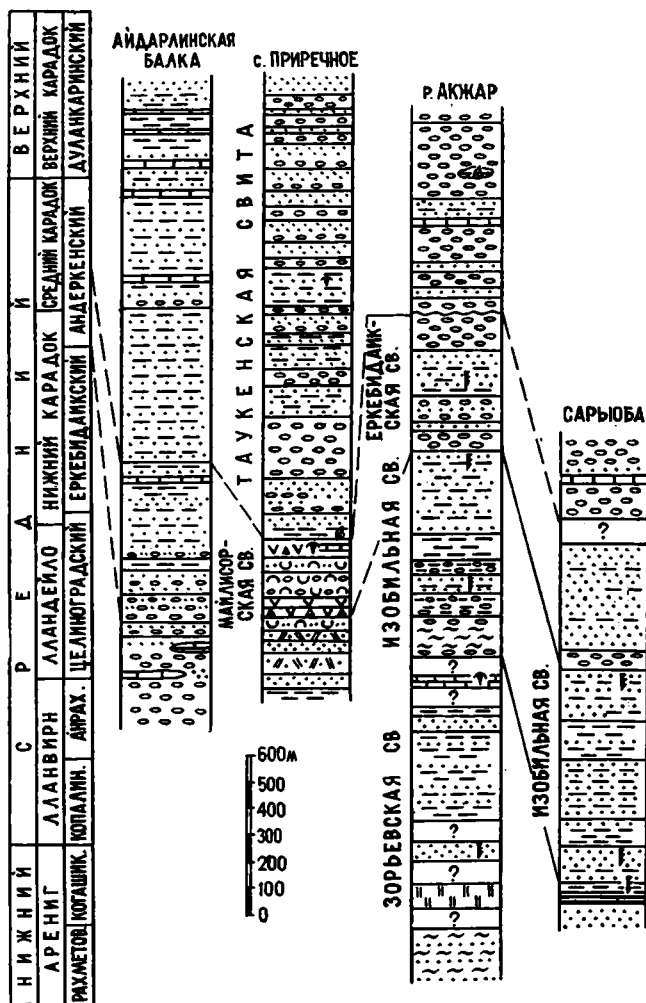


Рис. 11. Стратиграфические колонки ордовикских отложений южной части Селетинско-го синклинория. Условные обозначения те же, что и на рис. 6

же к югу от пос. Бестобе избыточная свита хорошо датирована по остаткам граптолитов.

Избыточная свита с резким несогласием залегает на керимбайской свите нижнего кембрия, а южнее свх. «Избыточный» по разлому соприкасается с разновозрастными толщами кембрия и нижнего ордовика.

В районе свх. «Избыточный» нижняя часть опорного разреза представлена конгломерато-брекчиями (микститами) с глыбами известняков, кремней и яшм, эффузивных (редко интрузивных) пород, неравномерно распределяющихся в псаммито-алевролитовой связующей массе (мощность не менее 30 м). Выше, сменяя с постепенным переходом глыбовую брекчию, следует пачка темно-серых и зеленых алевролитов и аргиллитов (мощность около 180 м).

К средней части избыточной свиты относится пачка пестроцветных тефроидов и туффитов, туфоаргиллитов. Контрастная окраска пород, составляющих ритм, обычно двухкомпонентный, обуславливает четко выраженный ленточно-слоистый облик пачки. В составе элементарного ритма выделяется слой зеленого псаммитового туффита или туфопесчаника и слой вишнево-красного туфоалевролита (пеплового туфа). Мощность слоев составляет обычно 2—3 см для псаммитов и 1—0,5 см для туфоалевролитов. Контакты между слоями четкие, нередко с текстурами внедрения. Для ленточно-слоистой пачки характерны мелкие сингенетические складки, образование которых, видимо, связано с оползанием слабоконсолидированного осадка. Мощность пачки резко изменчива и колеблется от 12 до 220 м.

Верхняя часть избыточной свиты мощностью до 350 м представлена темно-серыми и зелеными аргиллитами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками. Флишевые пакеты состоят из двух или трех компонентов: песчаник — алевролит, песчаник (алевропесчаник) — алевролит — аргиллит (известняк пелитоморфный).

В низах разреза избыточной свиты найдены остатки дицеллографтид. Выше ленточно-слоистой пачки, в основании флишеидной пачки темно-серых алевролитов и песчаников по сборам Л. В. Булыго, Р. Д. Евсеенко и др. определены *Expansograptus superstes* (Larw.), *Glossograptus fimbriatus* (Hopk.), *Gl. hicksii* (Hopk.), а по сборам Д. Т. Цая и И. Ф. Никитина из разных мест определены *Dicellograptus sextans exilis* E. et W., *Dicranograptus brevicaulis* E. et W., *Nemagraptus* sp. и другие формы, характерные для зоны *Nemagraptus gracilis* лландейло. В целом палеонтологические данные четко определяют синхронность избыточной свиты и сагской серии Степнякского синклинория.

Избыточная свита в южной части Селетинского синклинория также сложена валунно-глыбовыми микститами и конгломератами в основании, а выше по разрезу — пачкой туфогенного флиша, зеленоцветными алевролитами и песчаниками с остатками граптолитов.

В бассейне р. Акжар избыточная свита согласно залегает на верхней, кремнистой, пачке зорьевской свиты и представлена полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами, выше — ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами. По р. Акжар и на ее правобережье встречаются изолированные выходы известняков с *Bathyriscops granulatus* (арениг — лланвирн) *, выше которых залегают:

* Известняки с этой фауной находятся также в конгломератах избыточной свиты в виде крупных глыб (олистолитов).

1. Конгломераты плохо сортированные, с обломками известняков и кремнистых пород. Выше — полевошпатово-кварцевые песчаники 50 м.
2. Маркирующая пачка буровато-красных пелитолитов и желтовато-зеленых и полимиктовых песчаников, сверху — грубозернистые песчаники с редкими включениями галек кремнистых пород, алевролитов, песчаников 80 м.
3. Зеленые и малиново-бурые алевролиты с включениями угловатых галек известняков и линзами конгломератов. В алевролитах найдены граптолиты и трилобиты *Shumardia* sp. 60 м.

Общая мощность свиты около 200 м. Выше согласно залегает еркебидаикская свита.

Наиболее богатый и разнообразный комплекс граптолитов найден южнее р. Акжар, у пос. Сарыоба, где, по определениям Н. Ф. Михайловой, представлены: *Expansograptus superstes* (Lapw.), *Glyptograptus tertiariusculus* (His.), *Retiograptus geinitzianus* Hall, *Climacograptus forticaudatus* Hsú и другие формы, определяющие лландейльский возраст изобильной свиты и в этом районе.

Еркебидаикская свита отличается грубообломочным составом и более резко выраженной ритмичностью флишевого типа по сравнению с изобильной свитой. Повсеместно базальные слои свиты представлены мощной пачкой валуно-глыбовых конгломератов с прослоями гравелитов и осадочных брекчий. Мощность этих слоев достигает 350 м. В верхней части свиты чередуются мощные пласты полимиктовых песчаников с пачками тонких мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Количественные соотношения породных ассоциаций (песчанико-конгломератовой, конгломерат-гравелит-песчаниковой, алевролитопесчаниковой), участвующих в строении ритмов, варьируют в разных частях Селетинского синклиория: в районе р. Акжар преобладают более грубозернистые литофации, а в районе пос. Селетинский и по р. Кедей развиты песчанико-алевролитовые ассоциации с тонкой флишевой ритмичностью. Строение терригенного комплекса, характеристика ритмичных пачек и структурно-текстурных признаков пород (с выделением различных генетических типов отложений) рассмотрены в работах С. М. Бандалетова, В. С. Звонцова, а в последние годы (1984, 1985) — Т. А. Шардановой.

Обломочные породы очень разнообразны по составу. В северной части синклиория в составе кластики отмечаются эффузивные и жильные породы, известняки, песчаники и алевролиты. Для верхней части разреза южных районов характерно появление обломков кварцитов, кремней, гранитоидов. Последние обычны для конгломератовых пачек района пос. Селетинский, где они представлены валунами и гальками диоритов, плагиогранитов и реже гранодиоритов; подобные же конгломераты имеются в районе р. Акжар.

Возраст еркебидаикской свиты хорошо обоснован по остаткам граптолитов. Наличие *Dicranograptus nicholsoni* (Норк.), *D. ramosus*, *Orthograptus acutus* Lapw., *Climacograptus bicornis* (Hall), *C. peltifer* Lapw. и др. определяет раннекарадокский (зона *Diplograptus multidentis*) возраст свиты практически во всех основных районах ее распространения. Мощность еркебидаикской свиты изменяется в пределах 500—1100 м.

Бестюбинская серия (нерасчлененная) развита в междуречье Селеты — Тенек, где она практически полностью перекрыта кайнозойскими

отложениями. Редкие коренные выходы по р. Тенеке дают лишь отрывочные данные о составе низов разреза. Здесь наблюдаются валунно-гальчатые конгломераты, местами с глыбами разновозрастных кембрийских известняков, зелено- и красноцветные, кремнистые алевролиты и аргиллиты с прослоями полимиктовых песчаников. Основная часть разреза, изученная по материалам бурения, представлена песчаниками и алевролитами. Встречаются в разрезе пачки магнетитосодержащих песчаников, выделяющихся в магнитных полях. Мощность серии 700 м и более.

Средний ордовик в Ерментауском антиклинории четко не обособлен от конгломератовой толщи верхнего ордовика, содержащей прослойки, линзы, а местами и глыбы известняков, в которых обычны ископаемые остатки андеркенско-дуланкаринского уровня.

К среднему отделу может быть условно отнесена зеленоцветная песчанико-алевролитовая толща, развитая в юго-восточной части на правобережье р. Оленты. В межрядовых понижениях района гор Торежал, Мыншокур и Коктас развита толща олистостромового типа, в составе которой преобладают буроватые массивные песчаники, гравелиты и алевролиты, включающие глыбы кремней, яшм, известняков*. По данным Н. К. Двойченко, в яшмовых глыбах найдены аренигские конодонты.

Майлисурская свита распространена главным образом в северной части Ешкиольмесского антиклинория. Незначительные по площади выходы ее имеются и в пределах Селетинского синклинория.

Наиболее значительный по мощности разрез майлисурской свиты изучен на восточном крыле Кокпайсорской синклинали, северо-восточнее пос. Богембай. В этом разрезе выделяются (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Литокристаллокластические туфы и лавобрекчи андезито-дацитового состава с редкими обломками гранодиорит-порфиров | около 20 м. |
| 2. Андезиты рогообманково-плагноклазовые и их туфы | 95 м. |
| 3. Туфопесчаники зеленовато-серые | 12 м. |
| 4. Агломератовые туфы и лавы андезитового состава | 75 м. |
| 5. Базальты афировые и туфы базальтового состава темно-серые | до 100 м. |
| 6. Туфы и туфобрекчи с обломками измененных эффузивных пород, аргиллитов и гранодиорит-порфиров | 40 м. |
| 7. Туфы риолитового состава фиолетово-серые | 35 м. |
| 8. Аркозовые песчаники светло-серые мелкозернистые | 16 м. |
| 9. Туфопесчаники и туффиты с прослоями конгломератов и красноцветных алевролитов | 70 м. |
| 10. Афировые базальты темно-серые | 25 м. |
| 11. Туфы риолитового состава с прослоями песчаников и ненасыщенных вулканомиктовых конгломератов | 300 м. |
| 12. Андезиты плагноклазовые буровато-темно-серые | 45 м. |
| 13. Пачка чередования полимиктовых песчаников желтовато- и буровато-серых; в основном конгломераты с галькой андезитов и дацитов | 100 м. |
| 14. Светло-серые пизолитовые туфы окремненные | 35 м. |
| 15. Песчаники кварц-полевошпатовые фиолетово-серые | около 40 м. |
| 16. Известковистые песчаники, алевролиты с прослоями розоватых известняков и риолитовых туфов | 270 м. |

Общая мощность свиты достигает 1500 м.

Верхняя пачка в приведенном разрезе содержит остатки брахиопод и трилобитов *Sphaerexochus hisingeri* Warb., *Bronteus* aff. *romanovskiy* Web.

* Ранее эта толща относилась к тобежалской свите вендского возраста.

Южнее, в устье лога Шолаккарасу, верхняя часть майлисурской свиты сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, содержащих гальку андезитов, характерных пород майлисурской свиты. В красноцветной пачке встречаются прослои известковистых песчаников с линзами известняков, содержащих остатки средне-верхнеордовикских брахиопод и табулят (*Protaraea* sp.). Далее на юг, уже в Селетинском синклинии, майлисурская свита замещается маломощной (около 100 м) пачкой пестроцветных туффитов и туфопесчаников.

Бошекольский район. К среднему ордовику здесь относятся две примерно одновозрастные свиты. В северной части Бошекольского антиклинория выделяется коскольская свита; в Торткудук-Жангабульской зоне, на сочленении с Шакшанским синклинием, развита еркебидайская свита.

Коскольская свита широко распространена на правобережье р. Оленты. Севернее ж.-д. ст. Бошеколь она залегает в едином структурном плане с ащикольской свитой ранне-среднеордовикского возраста. Нижняя граница коскольской свиты проводится по пачке валунно-галечных конгломератов, содержащих прослои гравелитов и разнозернистых туфопесчаников. Далее следуют темно-серые и буроватые тефрогравелиты, туфопесчаники, алевролиты с пачкой фиолетово-красных кремнистых алевролитов и туффитов. Венчает разрез коскольской свиты мощная пачка темно-серых и буровато-темно-серых граувакковых песчаников массивных, неслоистых. В типовом разрезе коскольская свита охарактеризована остатками беззамковых брахиопод *Elcania* sp., *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp. (*Conotreta* sp.), *Eurytreta* sp., *Obolidae* и граптолитами *Acanthograptus* и др., конодонтами *Falodus prodentatus* Graves et Ellison, *Periodon* sp.

В районе ур. Сатпак коскольская свита, по данным Б. Ф. Хромых, залегает на кызылкаиндинской свите среднего кембрия. Здесь она сложена темно-серыми и красновато-бурыми туфопесчаниками и туфогравелитами с прослоями агломератовых туфов трахиандезит-базальтового состава. Мощность коскольской свиты 1200 м.

Еркебидайская свита пространственно тесно связана с ержанской свитой. Наиболее крупные выходы пород свиты находятся в районе оз. Сасыксор и восточнее гряды Улькен-Коянды. Здесь развиты осадочные брекчии, конгломераты, зеленоцветные песчаники и алевролиты с прослоями кремнистых алевролитов (тонкообломочных туффитов дацитового и риолитового состава).

Возраст еркебидайской свиты обоснован по граптолитам [105]. Верхняя граница свиты в районе оз. Сасыксор недостаточно ясна, возможно, ее следует проводить по подошве пачки лав и туфов андезитобазальтового состава или вулканических конгломератов, вероятных аналогов баянской свиты, широко распространенной в Майкаинском районе. Мощность еркебидайской свиты достигает 1400 м.

На основании сопоставлений литолого-стратиграфических и палеонтологических данных можно полагать, что коскольская свита соответствует ержанской (скорее всего, ее верхней части) и еркебидайской свитам.

Верхний отдел

Верхнеордовикские отложения в регионе распространены ограниченно. Палеонтологические данные свидетельствуют о наличии отложений, по возрасту соответствующих лишь нижней части отдела, который в целом отвечает ашгиллу общей шкалы.

Марьевский район. К верхнему ордовика здесь относится каргалинская свита, сложенная вулканитами основного и среднего состава, чередующимися с туфоосадочными и терригенными породами.

В Марьевском синклинии каргалинская свита представлена красноцветной конгломерато-песчаниковой толщей с ареальным распространением эффузивно-пирокластических образований базальтового, андезитобазальтового и андезитового состава. По данным В. А. Сахарова, эти образования развиты преимущественно в низах разреза; средняя часть свиты — туфоосадочная (чередование лито- и кристаллокластических туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников); верхняя часть свиты — красноцветная конгломерато-песчаниковая, с резко выраженным полимиктовым составом кластического материала. В нижней толще среди эффузивов преобладают андезиты с гиалопилитовой и микролитовой гематитизированной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, редко — биотитом, роговой обманкой и пироксеном.

В Стерлитамакском синклинии каргалинская свита согласно залегает на бурлукской свите. Она сложена туфопесчаниками и туфоконгломератами зеленого и розоватого цвета. Выше следует толща лавобрекчий и темно-зеленых и красноватых лав оливиновых базальтов. В кровле свиты залегают светло-серые органогенные известняки.

Палеонтологически свита охарактеризована недостаточно, имеются находки единичных трилобитов (*Dulanaspis levis*) и брахиопод. Мощность свиты около 1300 м.

Калмаккольский район. В западной части одноименного синклинии, в районе с. Калачи, выше есильской свиты выделяется вулканогенно-осадочная толща, состоящая из граувакковых песчаников, туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, содержащих гальки пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Конгломераты в кровле свиты состоят главным образом из обломков кремнистых пород. Мощность толщи около 400 м.

В центральной части Калмаккольского синклинии в однородном флишвидном разрезе обособить верхнеордовикскую часть не удастся главным образом из-за слабой обнаженности. Наличие здесь верхнего ордовика можно предполагать на основании находок *Dicellograptus morrisoni* Норк., *Rectograptus pauperatus* E. et W. и других видов граптолитов [100].

Степнякский район. Верхнеордовикские карбонатно-терригенные отложения распространены в северной части Степнякского синклинии, в районе оз. Коксор, Майлисор и Атансор. В районе оз. Коксор развиты преимущественно конгломераты, песчаники и алевролиты; на долю известняков приходится незначительная часть разреза. Восточнее оз. Майлисор мощность известняков возрастает до 500 м в связи с замещением песчанико-алевролитовой фации карбонатной рифогенной. Строение фациально изменчивой толщи верхнего ордовика рассмотрено в работах Р. А. Копяткевича [81], И. Ф. Никитина, С. Д. Левиной и Т. Н. Львовой;

палеонтологическое обоснование ее возраста дано в работах М. Н. Королевой [85].

Первоначальная схема расчленения отложений верхнего ордовика на тастыкольские и карамолинские слои не получила практического применения. Для карбонатно-терригенных отложений верхнего ордовика предложены два наименования: маятасская свита, принятое в качестве официального, и коксорская свита, предложенное Р. А. Копяткевичем в 1967 г. [81].

Кроме карбонатно-терригенных отложений к верхнему ордовика условно отнесены вулканогенные образования, выделенные Р. А. Копяткевичем [81] в бельгагашскую свиту.

Маятасская свита залегает согласно на майлисурской свите, точнее, на верхней ее части, которую Э. М. Спиридонов и др. выделяют в самостоятельную, маньбайскую, свиту. Восточнее оз. Атансор, в стратотипе, свита сложена граувакковыми и кварц-полевошпатовыми известковистыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, известняками и мергелями.

Маятасская свита содержит ископаемые остатки (трилобиты, граптолиты, наутилоиды и др.): *Heptabronteus romanovskyi*, *Stenopareia linnarssoni* Holm., *Hammatocnemis tetrasulcatus*, *Acrolichas punctatus* Web., *Orthograptus pauperatus* E. et W., *Amplexograptus maxwelli* Decker, *Climacograptus tatianae* Keller, *Spirigerina*. Возраст свиты по этой фауне, вероятно, отвечает самым низам ашгилла. Мощность маятасской свиты не более 600 м.

Бельгагашская свита выделена на южном крыле Шатского поднятия, в Ешкиольмесском антиклинории (Айбасская и Шокайская синклинали), на западе Степнякского синклинория (около с. Богдановка, в обрамлении одноименного граносиенитового массива).

В строении бельгагашской свиты участвуют вулканы основного и среднего состава; в отдельных структурах присутствуют риолитовые лавы и туфы, а также красноватые обломочные породы (вулканомиктовые, реже — терригенные).

Стратиграфическое положение бельгагашской свиты, по данным Р. А. Копяткевича, определяется тем, что она базальными конгломератами налегает на вулканогенно-терригенную толщу с фауной низов верхнего карадока, а в самих конгломератах содержатся гальки известняков с верхнекарадоковой фауной.

Палеонтологическое обоснование свиты остается до сих пор слабым. Оно опирается лишь на остатки фауны, содержащейся в гальках известняков. Известна единственная находка ашгиллских трилобитов в известняках базальных слоев западнее оз. Шошкалы. В этом районе бельгагашская свита сложена конгломератами, песчаниками, песчанистыми известняками, риолитовыми флюидалными лавами и лавобрекчиями. В связи с крайне слабой обнаженностью стратиграфическое положение кислых лав в общем разрезе неясно.

На Бельгагашском участке свита сложена андезитобазальтами, агломератовыми туфами, туфоконгломератами, вверху — мощной пачкой базальтов.

Близкие по составу вулканы развиты в Айбасской структуре. На восточном крыле этой структуры в основании прослежена пачка эвпорфировых диабазов и миндалекаменных базальтов. Базальтовые потоки

перемежаются с прослоями туфоконгломератов с гальками базальтов и амфибол-биотитовых гранитов. Выше залегает мощная пачка туфолав (спекшихся туфов), витрокластических туфов и флюидалных лав риолитового состава. Завершает разрез толща миндалекаменных андезитов красно-бурого, фиолетово-серого цвета с характерной полифировой структурой, обусловленной обилием удлиненных лейст плагиоклаза. На этом участке бельгагашская свита с резким несогласием перекрывает фаунистически охарактеризованный средний ордовик, в том числе и майлисорскую свиту.

Наиболее мощный и полный разрез толщи, весьма пестрой по составу вулканитов, находится в крайней восточной части территории по логу Шокай. Эта толща к бельгагашской свите отнесена на основании близости состава вулканитов к породам Бельгагашской и Айбасской структур. Верхняя граница свиты повсеместно остается неопределенной. В районе лога Шокай она перекрывает фаменом, поэтому нельзя исключать возможность и девонского возраста шокайской толщи.

Позднеордовикские субвулканические и жерловые образования представлены плагиоклазовыми дацитами, плагиолипарито-дацитами, андезито-дацитами, плагиобазальтами. Наиболее четко проявлены экструзивные жерловые фации, связанные с эффузивами бельгагашской свиты (гранит-порфиры, диоритовые порфиры, эвпорфириты базальтового состава — плагиобазальты).

Селетинский район. К верхнему ордовику здесь относится таукенская свита, которая во многих местах с несогласием перекрывает аналогичи майлисорской свиты или более древние толщи.

Таукенская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена наиболее полно в ур. Таукен, где ее мощность не менее 1000 м. Здесь она сложена конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известковистыми алевролитами с прослоями известняков.

В низовье лога Шолаккарасу нижнетаукенская подсвита начинается с мощной (350 м) пачки светло-серых органогенных известняков с прослоями песчаников, алевролитов; мощность известняков не выдержана вследствие фациального замещения их мергелями, известковистыми аргиллитами и песчаниками. Известняки нижней подсвиты охарактеризованы трилобитами: *Pliomerina unda* Kor., *Stenoporeia linnarssoni* Holm, брахиоподами: *Rhynchotrema* ex gr. *otarica* Ruk., *Leptelloidea* cf. *multicostata* M. Bor., табулятами: *Reushia aperta* Kiaer, *Amsassia chaetoides* Sok., гелиолитоидеями: *Proheliolites* sp. *Plasmoporella multitrabeculata* Kov., мшанками и др.

Верхняя подсвита в устье лога Шолаккарасу и далее по р. Селеты (вверх по течению) залегает в такой последовательности:

- | | |
|---|---------|
| 1. Ритмичное переслаивание разнозернистых песчаников и гравелитов | 23 м. |
| 2. Пачка переслаивания зелено- и сероцветных песчаников (0,1—0,4 м), гравелитов (0,2—1,0 м) и алевролитов (0,1—0,3 м) | 63 м. |
| 3. Гравелиты и разнозернистые песчаники | 90 м. |
| 4. Песчаники полимиктовые с прослоями алевролитов | 70 м. |
| 5. Гравелиты и конгломераты полимиктовые | 17,5 м. |
| 6. Пачка ритмичного переслаивания песчаников (1,3—2,4 м), алевролитов (0,3—0,8 м) и гравелитов (0,5—1,0 м) | 13 м. |
| 7. Крупнозернистые песчаники и алевролиты; мощность ритма уменьшается снизу вверх от 4 м до 0,2 м | 14 м. |

8. Грубозернистые песчаники с тонкими прослоями и линзами алевролита и обломками алевролитов 2 м.
9. Пачка переслаивания песчаников и алевролитов с мощностью пластов песчаников 1—2 м, алевролитов 0,3—0,4 м в нижней части пачки; выше — ритмичное чередование с примерно одинаковой мощностью песчаников и алевролитов 65 м.
10. Пачка песчано-глинистого флиша, с конкрециями глинистого известняка; мощность пластов алевролитов от 0,1 до 1 м, песчаников — 0,15—0,5 м. 100 м.
11. Пачка чередования песчаников и алевролитов; слои песчаников имеют резкую неровную нижнюю границу, постепенный переход к алевролиту; верхняя часть пачки более однородная, преимущественно алевролитовая с линзами и прослойками песчаного материала 225 м.

Верхняя подсвета в этом разрезе имеет мощность около 750 м.

Южнее, в районе Айдарлинской балки, выше тонкоритмичной толщи, представленной туффитами, известковистыми песчаниками, алевролитами с прослоями известняков (нижнетаукенская подсвета и частью — отложения, синхронные с майлисорской свитой), следует верхняя подсвета, сложенная многократно чередующимися пачками полимиктовых и кремнеобломочных конгломератов, гравелитов и песчаников. Подобного типа разрезы известны и в южной части Селетинского синклинория.

В зоне сочленения Селетинского синклинория с Ешкиольмесским антиклинорием широко развита мелководная карбонатно-терригенная фация, причем нередко известняки ассоциируют с конгломератами и гравелитами. Наиболее типичен для этой ассоциации разрез, изученный к северо-востоку от пос. Бестобе, около оз. Жаксытуз. Здесь таукенская свита залегает на конгломератах еркебидайкской свиты и сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями комковатых органических и глинистых известняков, в верхней части разреза — песчаниками и алевролитами с биогермами известняков. По всему разрезу Н. И. Евсеенко здесь собраны остатки брахиопод и кораллов. Последние, по определению В. Е. Коники, представлены: *Amsassia chaetetoides* Sok., *Protaraea tumulosa* (Hill) и др. Южнее в этой же толще кроме упомянутых форм найдены *Rhabdotetradium floriforme* Sok. et Tes., *Rh. gracile* (Bassler), *Reushia kasachstanika* Kov., а также строматопораты *Ecclimadiction amsassense* (V. Khalfina), *Clathrodiction* sp., *Rosenella* sp., *Labechia* sp., брахиоподы *Camerella hemiplicata rotunda* (W. et S.), *Christiania* sp., *Rhynchotrema* aff. *otarica* Ruk. Мощность свиты здесь заметно сокращена и составляет 350 м.

Выделяющиеся по комплексу кораллов слои с *Amsassia chaetetoides* характерны для нижней части дуланкаринского горизонта; на этом основании нижнюю часть свиты, вероятно, следует относить к низам ашгилла.

В районе с. Приречного (верховье р. Селеты) таукенская свита подразделяется на две подсветы. Нижняя подсвета сложена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с *Sowerbyella sericea* Sow., *Leptelloidea* aff. *multicostata* (M. Bor.), *Christiania* aff. *tenuicincta* (McCoy), *Katazyga* ex gr. *heady* Bill. и др. (определения Р. Г. Теняковой по сборам И. А. Актанова). Мощность 470 м. Верхняя подсвета сложена пачками конгломератов, полимиктовых песчаников и алевролитов, находящихся в грубом ритмичном переслаивании. Конгломераты валунно-галечные, с большим количеством галек яшм и кремней, а также (в верхней части разреза) — галек гранитоидов. Мощность подсветы около 1400 м. Общая мощность свиты достигает 2000 м.

В нижней, песчано-глинистой пачке верхнетаукенской подсвиты найдены граптолиты *Rectograptus* ex gr. *truncatus* Lapw., *Dicellograptus* sp., а также трилобиты *Dionide* aff. *kasachstanica* Tschug., *Cyclopyge* aff. *armata* (Barr.), определенные Е. А. Балашовой по сборам Б. А. Салина.

Восточнее и севернее с. Приречного таукенская свита перекрывается пестроцветной толщей силурийского возраста.

Кроме описанных типов разреза таукенской свиты в Селетинском синклинии в последние годы выделяются своеобразные по составу и строению олистостромовые и хаотические комплексы, состоящие из разновозрастных блоков и пластин микститов.

При характеристике бестюбинской серии указывалось на наличие в ней пачек олистостромового строения (конгломерато-брекчий). Более высокий уровень (верхи среднего? — низы верхнего ордовика) олистостромового комплекса намечается в связи с наличием в его составе глыб известняков с андеркенско-дуланкаринской фауной. Горизонты и пачки микститов с глыбами кембрийских известняков из района р. Акжар В. И. Борисенок и др. относят к низам таукенской свиты.

В среднем течении р. Селеты (восточнее с. Селетинского) широко развиты известняковые брекчи, состоящие из глыб, реже галек органических известняков, пироксеновых порфиритов и туфопесчаников. Брекчи прослоены пачками песчаников и алевролитов, конгломератов и пестроцветных граувакк (туфопесчаников) с включениями глыб базальтов, известняков, кремнистых пород. Горизонты брекчий и конгломератов местами включают олистоплаки кремнистых алевролитов и яшм, образуя совместно с последними единый структурный комплекс. Эти образования, нередко смятые в узкие складки, наблюдаются в пределах моноклинальных и изоклинальных складок флишеидной бестюбинской серии, хорошо палеонтологически обоснованной по граптолитам. По данным Н. М. Гридиной, детально изучившей толщу олистостромового строения в районе с. Селетинского, в пестроцветных известковых конгломератах содержатся очень разнообразные известняковые глыбы: средне-верхнеордовикские с кораллами *Rhabdotetradium* sp. и др., водорослевые известняки ордовикского возраста и нижнекембрийские известняки с *Renalcis* sp., микрофитолитами *Nubecularites*, *Osagia* и др., которые в коренном залегании в этом районе пока неизвестны, а также олистоплаки верхнекембрийских известняков (в одной из крупных глыб Н. К. Ившиным определены *Olentella* sp., *Cedarellus* sp. и др.). Мощность до 320 м.

Глыбовые брекчи особенно широко развиты южнее и восточнее с. Селетинского, где структурно они, по-видимому, представляют собой основание тектонических покровов (Ушанкольского и Шийлийского). Верхняя возрастная граница их определяется по наличию глыб средне- и верхнеордовикских известняков с водорослями и табулятами. Состав матрикса рассматриваемых образований обычно алевролито-песчаниковый, с неравномерным распределением более крупных обломков. Нередко, особенно на контакте с кремнистой толщей, наблюдаются кремнеобломочные пачки с прослоями конгломерато-брекчий полимиктового состава, заключающих крупные глыбы и пластины самых различных по возрасту пород: ордовикских и кембрийских известняков, яшм, аргиллитов, туфитов нижнекембрийского облика и т. д.

Ерментауский и Бошекольский районы. Верхний ордовик представлен двумя типами разрезов: конгломерато-песчаниковым и более пестрым, олистостромового строения, характерным в большей мере для Бошекольского антиклинория в зоне сочленения его с Шакшанским синклиниорием.

Восточная зона Ерментауского антиклинория характеризуется развитием конгломерато-песчаниковой зеленоцветной толщи, содержащей прослойки конгломерато-брекчий и красноцветных туффитов. В гальке и глыбах известняков найдены остатки верхнекембрийской и среднеордовикской фауны.

На правобережье р. Оленты (район соп. Акчагыл и Семизбугу) на песчанико-алевролитовой флишоидной толще, литологически сопоставляющейся с еркебиданкской свитой, залегает с небольшим несогласием толща полимиктовых конгломератов и осадочных брекчий, чередующихся с пачками серых песчаников и зеленых алевролитов. Конгломераты состоят из плохо окатанных валунов и глыб яшм (преобладают), известняков, песчаников, интрузивных пород и др. Верхняя часть толщи состоит из конгломератов, среди которых наблюдаются линзы и гнезда известняков, известковистых песчаников с включениями галек яшм. В линзах известняка И. Ф. Никитиным, а затем Н. К. Двойченко собраны трилобиты андеркенского горизонта: *Holotrachellus punctillosus* Tornq., *Glaphurina weberi* Tschug., *Bronteus romanovskyi* Web. и брахиоподы *Spirigerina* sp. nov., *Parastrophinella* sp., *Triplecia* sp.

Данная толща, представленная, видимо, не в полном объеме и имеющая сокращенную мощность (не более 1000 м), соответствует низам шакшанской серии позднеордовикского возраста.

Шакшанская серия, широко распространенная в одноименном синклиниории, кроме андеркенско-дуланкаринской ассоциации брахиопод и трилобитов, содержит (в верхней части разреза, по мнению автора) богатый комплекс нижеашгиллских трилобитов: *Phillipsinella parabola*, *Trinodus tardus*, *Microparia speciosa* Hawle, монографически изученный М. К. Аполлоновым. Жарыкские слои, заключающие эту фауну, сложены известняками и сильно известковыми песчаниками. Предполагается соответствие этих слоев верхней части дуланкаринского горизонта. Мощность жарыкских слоев около 15 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К силуру относится мощный комплекс пестроцветных вулканогенно-терригенных пород, развитых в юго-восточной части территории, а также в районе оз. Селетытениз. Наиболее значительный по площади участок развития пестроцветных отложений находится к востоку и юго-востоку от пос. Жолымбет (Жиландинская синклиналь). В этом районе силурийские отложения с резким несогласием залегают на кембрии, нижнем, среднем и верхнем ордовике. Местами (низовье р. Акжар) они залегают с верхнеордовикскими породами в едином плане, однако литологическая смена выражена везде отчетливо.

Базальные слои пестроцветной толщи сложены валунно-галечными конгломератами, красноцветными гравелитами и полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Конгломераты следятся не повсеместно. Они представлены валунными или пуддинговыми разновидностями с редкой галькой. Специфической особенностью слоев является

преобладание в них конгломератов с галькой кислых вулканитов или гранитоидов.

Выше по разрезу следуют светло-серые, светло-зеленые, лиловые и фиолетово-красные песчаники, конгломераты и гравелиты с прослоями красных алевритов и алевропесчаников. Для этих пород характерны грубая ритмичность, наличие линзовидной и косой слоистости знаков волноприбойной ряби в песчаниках, многочисленных внутренних перемыслов.

В нижней части разреза, по данным В. И. Борисенка и Л. А. Щеголевой, кроме вышеуказанных главных компонентов толщи впервые установлено наличие вулканических брекчий и туфов андезитового и андезито-дацитового состава, туфо-конгломератов, туфопесчаников и туфо-алевролитов. Конгломераты и гравелиты нижней части разреза содержат гальку жильных пород различного состава гранитоидов и кремнистых пород. Песчаники преимущественно разномасштабные, массивные, граувакковые; они содержат прослои красных алевролитов и линзы пепловых туфов. Мощность нижней части около 1000 м.

Верхняя часть пестроцветной толщи, песчанико-конгломератовая, подразделяется на две пачки: нижнюю, сложенную полимиктовыми, разномасштабными песчаниками, и верхнюю, конгломератовую. Для верхней пачки характерны валунно-галечные конгломераты с преобладанием обломков гранитоидов, аркозовых песчаников и других пород. Мощность этой части 500 м.

Мощность толщи составляет около 1400 м в районе соп. Майлан, к северу она увеличивается до 2400—3000 м.

На западном крыле Жиландинской синклинали нижняя часть пестроцветной толщи представлена пачкой крупно- и мелкогалечных конгломератов с прослоями полимиктовых песчаников и миндалекаменных базальтов. Галька в конгломератах очень разнообразна по составу: эффузивы основного и среднего состава, песчаники, кварциты, гранодиориты и граниты. Верхняя часть толщи сложена мелкогалечными конгломератами, разномасштабными песчаниками. Общая мощность толщи 2000—2800 м.

Пестроцветная толща сложена континентальными осадками, которые не содержат ископаемых органических остатков. К силуру она относится условно, на основании стратиграфического положения ее между таукенской свитой верхнего ордовика и жарсорской свитой нижнего девона. Последняя также не содержит ископаемой фауны или флоры, но в перекрывающей ее терригенной толще (куртозекской свите) найдены среднедевонские растительные остатки.

Возраст пестроцветной толщи в связи с наличием столь широкого стратиграфического интервала (низы верхнего ордовика — нижний девон) трактуется по-разному. Так, Р. А. Борукаев относил эту толщу сначала к силуру, а затем к верхнему ордовику, объединяя ее при этом с порфиритовой, жарсорской свитой, которую он также относил к верхнему ордовику. В. И. Борисенко и др. относят пестроцветную толщу к силуру — нижнему девону и сопоставляют с сульсорской свитой, выделенной С. М. Бандалетовым [19] на правобережье р. Шидерты (Шакшанский синклинорий).

Принимая силурийский возраст пестроцветной толщи как наиболее вероятный, можно отметить, что в других регионах Центрального и Юж-

ного Казахстана подобного же типа отложения распространены на уровне нижнего силура, а в некоторых районах (Чингиз) появляются в верхней части ашгилла. Необходимо также отметить, что в Карагандинском синклинории разрез морского силура представлен только нижним отделом (лландоверийскими отложениями, судя по граптолитовой и брахиоподовой фаунам). По всей вероятности, в зоне ранних каледонид, к которой относится большая часть Северного Казахстана, пестроцветная континентальная толща имеет раннесилурийский возраст.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девона изучались главным образом в процессе геологосъемочных работ (Е. А. Бабичев, Л. В. Булыго, М. А. Жуков, Р. А. Копятевич, О. В. Минервин, П. М. Гречушкин, Б. Ф. Хромых и др.), а также при специальных тематических исследованиях (А. И. Ивлев, М. Г. Харламов, Ю. М. Шувалов, В. А. Тихонов, Л. Г. Никитина, В. М. Шужанов и др.).

Распространение девонских накоплений и полнота их разрезов в регионе чрезвычайно неравномерны. В северо-западной и центральной частях территории они слагают изолированные грабен-синклинали с неполными разрезами отложений, скудными органическими остатками (Луганская, Володарская и другие структуры). В зоне Акканбурлукского глубинного разлома, разделяющего Кокчетавскую глыбу и Калмаккольский прогиб, почти на 250 км прослеживается цепочка небольших разобщенных грабен-синклинальных структур, образованных девонскими толщами (Шокпакская, Чистопольская, Якшияннгизтауская, Новокронштадская, Владимировская, Ковалевская, Аршалинская и др.). Девонские отложения на этой территории подразделены на две толщи: нижнюю, вулканогенную (или осадочно-вулканогенную) нижнего — среднего девона и верхнюю, преимущественно терригенную живетско-франского возраста (арчалинская свита).

Значительно шире девонские отложения распространены на востоке территории, в Селетинском и Олентинском синклинориях, где выделены нижнедевонская жарсорская, среднедевонская (эйфельская) куртозекская и средне-верхнедевонская чадринская свиты. Завершается разрез осадками фаменского века.

Нижний отдел

Жарсорская свита. В верховьях р. Селеты (Жиландинская синклиналь) эта свита несогласно залегает на пестроцветной толще нижнего силура. Нижняя часть разреза свиты здесь представлена преимущественно лавами, среди которых преобладают миндалекаменные базальты и андезито-базальты, реже отмечаются андезиты. Лавовые потоки перемежаются с относительно маломощными прослоями красноцветных туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней части свиты широко развиты валунные конгломераты, туфопесчаники и алевролиты, чередующиеся с лавами и туфами андезитового и андезито-дацитового состава. Местами в верхней части разреза отмечаются риолитовые, риолито-дацитовые лавы и туфы. Мощность жарсорской свиты в Жиландинской синклинали не менее 1200 м.

Восточнее (горы Керегетас и район оз. Жарсор) в свите преобладают лавы и пирокластические образования базальтового и андезитового состава общей мощностью около 3000 м. На правобережье р. Оленты, по данным Б. Ф. Хромых, нижняя часть жарсорской свиты представлена вулканомиктовыми обломочными породами с прослоями кислых туфов, а также лав и туфов основного состава. Средняя часть разреза образована лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава, а в верхней снова перемежаются дацитовые, андезито-дацитовые лавы, их туфы и туфоконгломераты. Суммарная мощность жарсорской свиты в Олентинском синклинии около 2700 м.

· Нижний — средний отделы

Нижне-среднедевонские отложения представлены двумя типами разрезов.

Первый известен только на крайнем западе территории на р. Ишим (в районе пос. Луганский — свх. «Целинный»), где отложения этого типа слагают Луганскую грабен-синклиналь площадью около 250 км². Нижняя часть нижне-среднедевонских отложений здесь сложена красноцветными, реже серыми слоистыми и косослоистыми полимиктовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками мощностью 1000—1100 м. Органические остатки в этих осадках не обнаружены, и к девону они отнесены условно. Выше располагается толща вулканических пород состава от андезито-базальтов до дацитов, в строении которой участвуют афировые, мелкокрапленные и эвпорфировые андезито-базальты и трахиандезито-базальты, чередующиеся с пластами агломератовых (конгломератовидных) туфов того же состава. В средней и верхней частях разреза преобладают андезиты и трахиандезиты, также перемежающиеся с крупнообломочными туфами, и появляются более кислые лавы андезито-дацитового, дацитового и трахидацитового состава. Последние часто отмечаются и в субвулканической фации. На этом же уровне имеются маломощные (2—15 м) прослои красноцветных песчаников. Верхние горизонты толщи насыщены пластовыми, штокообразными и дайковыми субвулканическими телами брекчиевидных, иногда флюидных фельзит-порфиров. Завершается разрез четырехсотметровой пачкой красноцветных хорошо слоистых песчаников и алевролитов, которые перекрыты крупногалечными полимиктовыми конгломератами основания живетско-франской арчалинской свиты. Мощность вулканогенной толщи в Луганской грабен-синклинали не превышает 1000 м. Возраст ее определяется прежде всего на том основании, что она перекрыта осадками с живетской флорой. Кроме того, по составу вулканических пород, их фациальным типам, а также по характеру строения разреза описываемая толща сопоставима с среднедевонской жарсорской свитой.

Ко второму типу нижне-среднедевонских отложений отнесена толща разнофациальных вулканитов кислого состава в сочетании с вулканогенно-осадочными и терригенными породами, слагающая многочисленную грабен-синклинали по северному обрамлению Калмаккольского синклинии (в зоне Акканбурлукского разлома).

Разрезы толщи в этих структурах различаются количественными соотношениями разнофациальных вулканитов и мощностью туфоосадочных пород, но главные особенности ее сохраняются повсеместно. Это —

риолитовый состав вулканитов, автохтонность туфоосадочного материала, небольшая мощность.

Нижне-среднедевонские отложения несогласно перекрывают ордовикские и более древние породы. В основании их в наиболее полных разрезах (Новокронштадская, восток Аршалинской структуры) располагается пачка крупногалечных конгломератов с валунами и гальками метаморфических пород. Мощность конгломератов не превышает 90 м. Выше залегает пачка вулканогенных пород риолитового состава. Она распространена во всех структурах и в большинстве из них представлена кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами риолитов с характерным горизонтом кристаллотуфов, содержащих обильные, очень крупные обломки прозрачного кварца. Меньше распространены спекшиеся туфы и игнимбриты и еще реже — лавовые образования (флюидные и массивные фельзиты). В некоторых структурах проявлена преимущественно субвулканическая фация риолитов (Якшиянгиштауская структура, юго-западная часть Аршалинской мульды, Лесохуторская на Кокчетавской глыбе, Богдановская в Степнякском синклиории).

В верхней части вулканогенной пачки среди эффузивов в структурах южного обрамления Кокчетавской глыбы (Новокронштадская, район с. Добровольского) встречаются прослой вулканогенно-осадочных пород (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты), образование которых, судя по обломочному материалу (слабоокатанные обломки эффузивов кислого состава) и характеру цемента, происходило синхронно с вулканической деятельностью. Мощность прослоев этих пород варьирует от 2—5 до 30—40 м. В пределах Кокчетавской глыбы они отсутствуют. Общая мощность вулканогенной пачки от 50 до 700 м.

Верхняя часть разрезов второго типа отложений образована пачкой бурых мелкогалечных конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью до 110 м. Эта пачка выделена только в Аршалинской структуре, в районе с. Отрадного и Добровольского, и на западе Коксенгирсорской мульды. В этих же районах установлено несогласное наложение на вулканогенно-осадочную толщу терригенных красноцветных отложений, датированных по флоре живетско-франским временем. Указанное наложение определяет возрастное положение верхней границы вулканогенной толщи. По типу разреза и составу вулканитов эта толща сопоставляется со свитами кислых эффузивов «куртозекского уровня» (нижний — средний девон), распространенными на востоке региона.

Куртозекская свита верхов нижнего — низов среднего (или, возможно, только низов среднего) девона распространена в Селетинском и Олентинском синклиориях, где она обычно несогласно залегает на отложениях жарсорской свиты. В основании ее располагается мощная пачка конгломератов с прослоями пепловых туфов риолитового состава. Выше по разрезу следуют серо- и зелено-серые песчаники, алевролиты, часто известковые, с прослоями красноцветных обломочных пород. Осадочные отложения местами включают субвулканические тела кислого состава. В обеих структурах куртозекская свита охарактеризована растительными остатками среднего девона: *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Dicranophyton niayssiense* Zal., *Tamarella taeniata* Senk. и др. (определения М. А. Сенкевич). Мощность свиты достигает 600 м.

Живетский — франский ярусы. Отложения этого возраста развиты в тех же районах, что и ниже-среднедевонские, но занимают большую площадь. В западной и центральной частях региона они объединены в арчалинскую свиту, на востоке — в чадринскую.

Для *арчалинской свиты* характерны разнозернистые красноцветно-пестроцветные терригенные накопления, содержащие местами остатки растений. Свита в большинстве районов имеет двучленное строение.

Нижняя часть ее представлена пачкой крупногалечных и валуновых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью 80—350 м. В районе свх. «Целинный» (р. Ишим) и на западном крыле Коксенгирсорской мульды в обломочной части конгломератов преобладает кремнистый материал (кварциты, окварцованные породы, кварц). В Новокронштадской и Аршалинской мульдах добавляются гальки разнообразных эффузивов.

Выше располагается пачка красноцветных косослоистых песчаников и алевролитов с редкими прослоями бурых и розоватых гравелитов. Мощность ее 300—600 м (Р. А. Копятевич для коксенгирсорского разреза указывает мощность 1250 м). К этой части разреза приурочено большинство захоронений растительных остатков. В разрезе по р. Ишим здесь обнаружены *Barrandeinopsis cf. beliakovii* Krysh. и *Hostimella* sp., *Lepidodendropsis kasachstanica* Senk. (определения А. Л. Юриной), в Коксенгирсорской мульде — *Taenocrada* sp., *Graciliphyton artschalensis* Senk. (определения М. А. Сенкевич), характерные для живетского яруса среднего девона. В более высоких частях разреза по р. Аршалы найдены растительные остатки верхнедевонского облика, а также фауна ракообразных (р. Коныр).

В разрезе по р. Ишим О. В. Минервин выделяет третью (верхнюю) пачку свиты, сложенную красноцветными конгломератами, гравелитами и аркозовыми песчаниками мощностью 150—210 м. Не исключено, что эта пачка соответствует дайринской свите верхнего девона.

Чадринская свита развита там же, где и куртозекская, связана с ней постепенным переходом, обе они образуют единые структуры. В Шидертинском синклинии в строении свиты участвуют пестроцветные песчаники, алевролиты, мелкогалечные конгломераты и местами известковистые разности этих пород. В верхах ее иногда появляются красноцветные гравелиты и конгломераты. Очень редко среди терригенных осадков присутствуют пласты и линзы базальтов и андезито-базальтов.

Мощность свиты в периферических частях структуры изменяется от первых сотен до 1000 м, увеличиваясь к центру до 1700 м.

В Селетинском синклинии среди живетско-франских осадков преобладают грубообломочные разности: валунные и крупногалечные конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники. Однако по направлению на запад (при удалении от Ерментауских гор) появляются алеврито-песчаниковые отложения.

Возраст чадринской свиты, помимо стратиграфического положения, обоснован определением многочисленных флористических остатков.

Фаменский ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения фаменского яруса распространены в грабен-мульдах по восточной и юго-восточной периферии Кокчетавской глыбы, где представлены преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными мелководно- и прибрежно-морскими осадками. Они присутствуют в Богембайской, Тамсорской, Ушсорской, Целиноградской структурах и восточнее, уже в Селетинском и Шидертинском синклиналях, известны в Койтас-Самайсорской, Тениз-Коржинкольской и Акжар-Борлинской депрессиях. Во всех структурах фаменские отложения трансгрессивно перекрывают красноцветную континентальную молассу живетско-франского возраста.

По многочисленным фаунистическим остаткам разрез фамена расчленен на нижнефаменский (мейстеровский горизонт) и верхнефаменский (сульциферовый горизонт) подъярусы. Впервые это разделение было проведено Д. В. Наливкиным в 1937 г. Позже детальным изучением фауны (преимущественно брахиоподовой) и уточнением границ горизонтов занимались М. В. Мартынова [97], М. С. Быкова [37], Н. В. Литвинович и др. [90].

Мейстеровские слои обычно содержат характерный комплекс брахиопод (*Plicatifera meisteria* и др.). Вышележащие сульциферовые слои заключают *Schizophoria impressa* Hall, *Chonetes armata* Bouch.

Карбонатные отложения фамена и турнейского яруса нижнего карбона связаны постепенным переходом и образуют единую литологическую толщу, содержащую разновозрастные комплексы фауны. В составе мейстеровского и сульциферового горизонтов преобладают органогенно-детритусовые и глинистые известняки, доломиты, мергели, переслаивающиеся с известковистыми аргиллитами, алевролитами, редко песчаниками. Мощность их соответственно колеблется от первых десятков до 250 м. С востока на запад наблюдается сокращение мощности фаменского яруса, а на Кокчетавской глыбе и его южных, западных и северных склонах морские фаменские отложения выпадают из разрезов среднего палеозоя, и на живетско-франских или более древних породах обычно трансгрессивно залегают осадки разных горизонтов турнейского или основания визейского ярусов нижнего карбона.

Таким образом, громадная территория Кокчетавской глыбы и ее северного, западного (бассейн р. Ишим) и южного (северная часть Тенизской депрессии) обрамлений представляла собой в фаменском веке денудационную сушу (М. В. Мартынова, 1961 г.; Михайлов, 1969 г.). В то же время некоторые геологи верхнюю часть красноцветной континентальной молассы среднего — верхнего девона мощностью 150—250 м относят к фамену. Эти красноцветы распространены в северной части Тенизской депрессии, в грабен-синклиналях Кокчетавской глыбы и в бассейне р. Ишим. В. А. Тихонов (1984 г.) выделил фаменские отложения из девонской молассы в Кокчетавской и Ельтайской грабен-синклиналях, расположенных в 20—30 км к северо-западу от г. Кокчетава. Здесь в нижней части разреза преобладают кварцевые песчаники и разногальчатые конгломераты мощностью до 50 м, с размывом перекрывающие живетско-франские красноцветы. Выше ритмично переслаиваются красноцветные разнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с карбонатными стяжениями (60—100 м). Верхняя часть разреза мощностью

30—50 м представлена туфами кислого состава, туфопесчаниками, туфогравелитами и туффитами с прослоями алевролитов и аргиллитов с карбонатными стяжениями. Фаменский возраст этой толщи принимается В. А. Тихоновым на основании ее стратиграфического положения и литологических особенностей. Она с эрозионным несогласием перекрывает подстилающий комплекс пород среднего — верхнего девона и вверх по разрезу сменяется фаунистически охарактеризованными карбонатно-терригенными осадками низов турнейского яруса нижнего карбона.

Никаких органических остатков, подтверждающих фаменский возраст, в этих отложениях не найдено.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижекаменноугольные отложения распространены на ограниченных площадях региона. В западной и центральной частях территории они, так же как и образования девона, слагают грабены и грабен-мульды, приуроченные к рифтовым зонам региона. В западном обрамлении Кокчетавской глыбы в южной части Марьевского синклинория они формируют Ашанинскую, Новомихайловскую, Ишимскую мульды и другие мелкие структуры в бассейне р. Ишим. На юг от глыбы отложения нижнего карбона занимают значительные площади. Здесь они участвуют в строении северных структур Тенизской впадины. С запада на восток эти отложения выполняют Третьяковскую, Владимировскую, Конурскую, Арчалинскую, Новодонецкую, Жебулдинскую, Целиноградскую и Первомайскую депрессии. В восточной части региона нижекарбонные образования распространены в Естаулетской, Коксенгирсорской и Яблоновской грабен-мульдах. В центральной части они образуют Кокчетавский и Ельтайский грабены. В Селеты-Шидертинской области осадки нижнего карбона совместно с фаменскими широко представлены в Богембайской, Тамсорской, Ушсорской, Койгасской, Самайсорской, Тениз-Коржинкольской, Акжарской и Борлинской мульдах.

Разновозрастные комплексы морской фауны позволили М. С. Быковой [37, 38], Н. В. Литвинович и др. [90] расчленить нижний карбон на отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов.

Турнейский ярус. Отложения турнейского яруса сложены мелководно- и прибрежно-морскими карбонатными, терригенно-карбонатными, редко терригенными породами. По фаунистическим остаткам и литологическим особенностям они расчленены на нижний (симоринские и касинские слои) и верхний (русаковские слои) подъярусы.

В западном обрамлении Кокчетавской глыбы и в ее центральной зоне (Кокчетавская и Ельтайская структуры) нижний турне представлен преимущественно красноцветными обломочными породами. В основании разреза залегают разнозернистые аркозовые, кварцевые, реже полимиктовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, местами конгломератов. В составе обломочной фракции преобладают кварц, кремнистые породы. Встречаются гальки алевролитов, гранитов и гнейсов.

В наиболее хорошо изученной Новомихайловской мульде, по данным А. Е. Михайлова (1969 г.), нижняя часть разреза нижнего турне мощностью от 5—10 до 140 м состоит из красноцветных полимиктовых

плохо отсортированных разнозернистых песчаников, переходящих кварцу в алевролиты. Выше залегают красноцветные аргиллиты с прослоями зеленоватых глинистых известняков. Венчают разрез зеленые кремнистые аргиллиты, серые известняки и зеленовато-серые известковистые песчаники с фауной брахиопод, пелеципод, гастропод и мшанок. Мощность нижнетурнейских отложений колеблется от 70—100 до 150—200 м. Залегают они с разрывом и угловым несогласием на среднедевонско-франских или более древних породах нижнего палеозоя.

Верхнетурнейские отложения постепенно сменяют нижнетурнейские. Состоят они из сероцветных аргиллитов, алевролитов, полимиктовых зеленовато-серых песчаников и кремнистых известняков с фауной брахиопод, криноидей, пелеципод и мшанок. Встречаются мергели, мелкозернистые светло-серые аркозовые и кварцевые песчаники, линзы конгломератов. Мощность верхнетурнейских образований составляет 200—300 м.

На южном склоне Кокчетавской глыбы (в структурах северного борта Тенизской впадины) нижний турне местами выпадает из разреза. Здесь в основании нижнего карбона залегают верхнетурнейские отложения, несогласно перекрывающие нижнепалеозойские образования или красноцветы среднего — верхнего девона. Нижняя часть верхнего турне мощностью до 60—80 м представлена разнозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами гравелитов. Выше преобладают чередующиеся между собой органогенно-детритовые и криноидные, часто окремненные известняки, мергели, алевролиты и аргиллиты. Мощность их 50—70 м, местами до 100 м. В породах заключены многочисленные остатки брахиопод и кораллов.

В центральной части Кокчетавской глыбы из разрезов нижнего карбона также выпадает нижнетурнейский подъярус, а в Яблоновской грабен-синклинали местами — и весь турнейский ярус. В Кокчетавской, Ельзайской, Естаулетской и Коксенгирсорской грабен-синклиналях в основании верхнего турне прослеживаются грубозернистые кварцевые и аркозовые песчаники, часто с карбонатным цементом. Выше залегают окремненные мергели и известняки с прослоями аргиллитов, алевролитов, реже песчаников с кремнисто-карбонатным цементом. Карбонатные породы содержат разнообразную фауну верхнего турне. Мощность отложений верхнего турне изменяется от первых десятков до 180 м.

Полные разрезы турнейских отложений характерны для карбоновых структур Селетинского синклинория и Ерментауского антиклинория. Здесь в Богембайской, Тамсорской, Ушсорской, Койтаской, Самайсорской, Тениз-Коржинкольской и Акжар-Борлинской брахисинклиналях они постепенно наращивают карбонатные разрезы фаменских отложений.

Симоринский горизонт сложен серыми органогенными грубослоистыми, местами окремненными известняками с богатой фауной брахиопод, криноидей, кораллов, трилобитов и фораминифер (определения М. С. Быковой, Г. Г. Аксеновой, С. Ф. Нестеровой).

Из брахиопод наиболее характерны *Tenisia dada* (Nal.), *Retichonetes armatus* (Bouch.), *Mesoplica simplicior* (Whidb.), *M. kosmuruni* Sim., *Cyrtospirifer semisbugensis* (Nal.), *C. procumbens* Sim., *C. insulcifer* Vas., фораминиферы представлены *Quasiendothyra communis* Raus., *Q. kobaitusana* Raus., *Q. konensis* Leb., *Q. mirabilis* (N. Tschern.).

Кассинский горизонт сложен светло-серыми, часто окремненными органогенно-обломочными и кристаллическими известняками и мергеля-

ми. Породы этого горизонта содержат фауну брахиопод, кораллов, остракод и фораминифер (определения М. С. Быковой, Н. В. Литвинович, М. В. Мартыновой, Г. Г. Аксеновой, С. Б. Мамутовой, С. Ф. Нестеровой). Из фораминифер характерны *Earlandia aljutivica* (Reitl.), *Parathuramina tuberculata* Lip., *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss; брахиоподы представлены *Spinulicosta arcuata* (Nal.), *S. concentrica* (Hall), *Rugauris nurensis* (Nal.), *Mesoplica kassini* (Nal.), *Marginata fernglenensis* (Well.), *Ovatia laevicosta* (White.), *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.), *Fusella incertus* (Hall), *Syringothyris hannibalensis* (Swal.), *Torynifer cooperensis* (Swal.), *T. adeli* (Nal.), *Brachythyris peculiaris* Schum., *B. kassini* Nal. Мощность горизонта меняется от 40 до 100 м.

К верхнему подъярису турне относится русаковский горизонт, состоящий из мелководно-морских карбонатных и глинисто-карбонатных отложений. Во всех структурах Селетинского района русаковский горизонт сложен светло-серыми, желтовато-белыми и розоватыми органогенно-детритусовыми, массивными и кристаллическими известняками с редкими прослоями мергелей и аргиллитов. Часто известняки кремне-ны. Резкое преобладание в разрезе известняков, содержащих богатую фауну брахиопод, мшанок, кораллов и пелеципод, свидетельствует о максимальном развитии морской трансгрессии в позднетурнейское время. Мощность горизонта колеблется от 50 до 80 м.

Визейский ярус. Отложения визейского яруса распространены во всех карбонатных структурах региона. Они согласно залегают на породах турнейского яруса и представлены в основном песчано-глинистыми, часто угленосными осадками.

По видовому составу фаунистических комплексов визейский разрез расчленен на ишимский, яговкинский и дальненский горизонты [37, 38, 90], которые соответствуют нижнему, среднему и верхнему подъярусам. Однако однообразный литологический состав визейских отложений и нередко неполный или смешанный состав заключенных в них фаунистических комплексов затрудняет дробное их расчленение. Поэтому при описании разрезов нижнего карбона отложения ишимского и яговкинского горизонтов часто рассматриваются совместно, а дальненский горизонт объединяется с вышележащим белеутинским горизонтом (серпуховский ярус нижнего карбона).

Нижний и средний подъярусы визейского яруса. Отложения ишимского и яговкинского горизонтов связаны постепенным переходом с карбонатными образованиями русаковских слоев турнейского яруса.

В структурах западного обрамления Кокчетавской глыбы в основании ниже- и средневизейской толщ часто залегают зеленовато-серые полимиктовые мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов и известняков с фауной брахиопод ишимского горизонта. Мощность их до 100 м. Выше наблюдается чередование алевролитов, аргиллитов, полимиктовых и аркозовых мелко- и среднезернистых песчаников и серых органогенно-детритусовых и кристаллических известняков с брахиоподовой фауной нижнего — среднего визе. Мощность 50 м. Верхняя часть разреза мощностью 20—30 м состоит из органогенных и песчаных известняков с прослоями серых известковистых песчаников. Породы содержат большое количество остатков брахиопод, гастропод и криноидей, характерных для ишимского и яговкинского горизонтов.

Такая последовательность в напластовании пород сохраняется не во всех структурах. Так, в Ашанинской мульде отложения нижнего — среднего визе, по данным В. А. Сахарова, состоят из серых известняков, бурых и зеленовато-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников, известковистых алевролитов и аргиллитов. В этих породах содержатся многочисленные остатки брахиопод, кораллов и гастропод, свидетельствующих о ранне- и средневизейском возрасте вмещающих отложений. Мощность разрезов колеблется в пределах 150—300 м. В Новомихайловской мульде нижний и средний подъярусы сложены зеленовато-серыми органогенными известняками с прослоями мергелей, алевролитов и серых полимиктовых известковистых песчаников. Породы содержат многочисленные остатки брахиопод. Мощность отложений нижнего — среднего визе 180—280 м.

В северных структурах Тенизской впадины, обрамляющих Кокчетавскую глыбу с юга, в составе нижнего — среднего визе преобладают полимиктовые, часто известковистые мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, переслаиваемые мергелями, органогенными известняками и туффитами. Мощность 60—100 м. В Целиноградской и Первомайской синклиналях мощность этих отложений возрастает до 500 м, и в верхней половине разреза появляются прослои углей и углистых аргиллитов. Здесь ниже- и средневизейская толщи делятся на две свиты. Нижняя, аккудукская свита представлена серыми и темно-серыми алевролитами и аргиллитами с карбонатными конкрециями и прослоями известковистых мелкозернистых полимиктовых песчаников, мергелей и известняков. Мощность свиты до 200 м. Верхняя, ашлярикская свита состоит из сероцветных мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с подчиненными пластами известковистых аргиллитов и мергелей. В свите присутствует несколько пластов углистых аргиллитов и углей мощностью от 0,2 до 1 м; встречаются пропластки известняков. Мощность ашлярикской свиты до 300 м.

В *аккудукской свите* содержится фауна ишимского горизонта. В ашлярикской присутствует фауна как ишимского, так и яговкинского горизонтов. В составе ее преобладают брахиоподы, часто встречаются пеллециподы, гастроподы, реже мшанки, кораллы и остракоды. В верхней угленосной части разреза наряду с фауной отмечаются углефицированные отпечатки растений и растительный детрит.

В Кокчетавской, Естаулетской, Коксенгирсорской и Яблоновской грабен-синклиналях аккудукская и ашлярикская свиты нижнего — среднего визе представлены сероцветными алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми, часто известковистыми песчаниками. В нижней и средней частях разреза встречаются мергели и глинистые известняки, в верхней — прослои и один горизонт углистых пород мощностью 10—20 м, содержащий многочисленные линзы, и один-два пласта угля мощностью от 0,5 до 2,2 м. Общая мощность пород нижнего и среднего визе 200—300 м. В Яблоновской грабен-мульде их мощность сокращается до 80—100 м. Здесь визейские отложения залегают с угловым несогласием на нижнем палеозое, часто имеют пестроцветную окраску; в их составе заметно возрастает роль песчаников, а в основании появляются прослои и линзы гравелитов и конгломератов.

В Богембайской, Тамсорской и Ушсорской синклиналях в составе аккудукской свиты нижнего визе значительно возрастает роль карбонат-

ных пород. Свита сложена органогенно-обломочными, массивными и кристаллическими известняками, мергелями, аргиллитами, алевролитами, глинистыми и песчанистыми слоистыми известняками. Местами фиксируются прослои и крупные линзы мелко- и среднезернистых известковистых песчаников. Мощность свиты 120—150 м.

Ашлярикская свита постепенно сменяет аккудукскую и состоит преимущественно из песчано-алевроито-глинистых пород. Лагунные аргиллиты и алевролиты чередуются в разрезах свиты с прибрежно-морскими и береговыми песчаниками и редкими пластами мелководно-морских известняков. Горизонт углистых аргиллитов мощностью до 20 м, расположенный в верхней части свиты, включает два-три угольных пласта мощностью от 0,9 до 5,0 м. Мощность ашлярикской свиты 180—260 м. В породах обеих свит содержится разнообразная морская фауна нижнего — среднего визе.

В Тениз-Коржинкольской брахисинклинали аккудукская свита мощностью до 180 м сложена мелководно- и прибрежно-морскими кристаллическими, песчанистыми, глинистыми и органогенно-детритусовыми известняками, переслаивающимися с мергелями, мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Ашлярикская свита генетически связана с аккудукской и состоит преимущественно из лагунных известковистых алевролитов и аргиллитов, содержащих пласты и прослои полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, известняков и углистых пород. Мощность свиты 200—250 м.

В Койтас-Самайсорской брахисинклинали в разрезах нижнего — среднего визе алевролиты чередуются с известняками, песчаниками и аргиллитами. Мощность пород 350—400 м. Многочисленные органические остатки представлены брахиоподами, пелециподами, гастроподами и остракодами. Аккудукской свите нижнего визе соответствует нижняя часть разреза мощностью до 150 м, состоящая из серых и темно-серых прибрежно-морских и лагунных алевролитов, местами тонко переслаивающихся с аргиллитами, содержащими горизонты органогенно-обломочных и глинистых известняков мощностью от 3—5 до 15 м. Ашлярикская свита в нижней части мощностью 100 м сложена мелко- и среднезернистыми серыми и зеленовато-серыми прибрежно-морскими и прибрежными полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с лагунными темно-серыми алевролитами. Выше расположена пачка мелководно-морских терригенно-карбонатных пород мощностью около 50 м, в которой органогенные, кристаллические и пелитоморфные известняки часто чередуются с алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами. Верхняя часть ашлярикской свиты мощностью до 100 м состоит из темно-серых лагунных алевролитов с редкими пластами мелко- и среднезернистых песчаников, аргиллитов, известняков и прослоями углистых пород.

Отложения ишимского горизонта содержат ранневизейскую фауну брахиопод *Orthotetes keokuk* Hall, *Schuchertella ischimica* Litv., *Chonetes ischimica* Nal., *Dictyoclostus deruptus* Rom. и др. Для яговкинского горизонта (средний визе) характерны кораллы *Lithostrotion rossicum* Stuck., *L. kirgisense* Gorsky и др.

Верхний подъярус визе — серпуховский ярус. Отложения этого подразделения широко распространены во всех карбоновых структурах, где они согласно залегают на породах нижнего — среднего визе и венчают

разрезы нижнего карбона. Верхневизейскому подъярису соответствует дальненский горизонт, серпуховскому — белеутинский. Между собой они связаны постепенными переходами и имеют однообразный песчано-алевритовый состав. В отличие от подстилающих ниже- и средневизейских отложений осадки этих горизонтов формировались преимущественно в континентальной озерно-дельтовой обстановке. Прибрежно-морские условия существовали только в первой половине поздневизейского времени. Низы разреза охарактеризованы морской фауной, а породы серпуховского яруса обычно содержат пресноводную фауну и отпечатки растений. В западном обрамлении Кокчетавской глыбы мелководно- и прибрежно-морские условия осадконакопления сохранялись почти до конца серпуховского времени.

На западе Кокчетавской глыбы наиболее полные разрезы верхнего визе — серпухова сохранились в пришимских структурах. В Новомихайловской и других грабен-синклиналиях в основании разрезов широко развиты зеленчатые и зеленчато-серые известковистые алевриты, мелкозернистые полимиктовые песчаники и известняки. Выше залегают красноцветные глинистые известняки с фауной. Верхняя половина разреза сложена зеленчато-серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевритами, углистыми аргиллитами и редкими прослоями известняков и мергелей. По всему разрезу встречается разнообразная морская фауна, в углистых аргиллитах — отпечатки листовой флоры, а в песчаниках — стволы каламитов и углефицированные растительный детрит. В верхах разреза преобладают красноцветные полимиктовые разнозернистые косослоистые песчаники, переслаивающиеся с пестроцветными глинистыми и песчанистыми известняками, не содержащими фауны. Мощность отложений 450—500 м.

В северных структурах Тенизской впадины отложения верхнего визе — серпухова постепенно наращивают разрез средневизейских образований. Они представлены песчано-алевритовой толщей, сложенной монотонно чередующимися зеленчато-серыми, серыми и буровато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевритами и аргиллитами с прослоями известняков и аркозовых песчаников. В верхней части разреза известняки исчезают и появляются горизонты красноцветных песчано-глинистых пород. Мощность толщи 200—500 м.

В Целиноградской и Первомайской синклиналиях литологический состав и мощность отложений верхнего визе — серпухова сопоставляются с карагандинской свитой, слагающей другие карбоновые структуры восточной части региона. В составе карагандинской свиты преобладают алевриты и аргиллиты, реже встречаются песчаники, прослой мергелей, известняков и углистых пород. Разнообразная морская фауна присутствует только в нижней части свиты. Вверх по разрезу брахиоподы сменяются пелециподами и гастроподами. Верхняя часть свиты формировалась в континентальных условиях и содержит озерную фауну остракод и филлопод. В основании свиты залегает горизонт углистых пород мощностью около 10 м, содержащий угольный пласт сложного строения мощностью 1—3 м. Мощность разреза 200—600 м.

В Кокчетавской, Естаулетской, Богембайской и Яблоновской грабен-мульдах карагандинская свита состоит из сероцветных, пестроцветных и красноцветных алевритов, полимиктовых песчаников и аргиллитов с прослоями известняков и туффигов. В нижней части свиты отме-

чаются остатки морской фауны, в верхней — пресноводной и отпечатки флоры. Мощность 200—300 м.

В структурах Селеты-Шидертинского района верхневизейские отложения генетически тесно связаны с серпуховскими. Они объединены в карагандинскую свиту, включающую мощные пласты каменных углей. Эта свита согласно залегает на ашлярикской. Однообразный состав пород обеих свит и смешанный видовой состав фауны переходной зоны затрудняют однозначное решение вопроса о границе между ними. Чаше она проводится по подошве мощного угольного горизонта. В составе карагандинской свиты широко распространены сероцветные мелко- и среднезернистые полимиктовые, реже аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, пласты и линзы углей. В верхней части разреза часто присутствуют красноцветные и пестроцветные песчаники и алевролиты. В основании свиты залегает угленосный горизонт мощностью от 10—30 до 70 м, представленный углистыми аргиллитами с пластинами, прослоями и линзами углей, углистых алевролитов и песчано-глинистых пород. В нижней части разреза свиты, в прослоях известняков и мергелей, содержится морская фауна позднего визе — серпухова. Верхняя половина разреза охарактеризована пресноводной фауной и флористическими остатками.

В Богембайской, Тамсорской, Ушсорской, Койтасской структурах в основании карагандинской свиты установлен один угольный горизонт сложного строения мощностью 20—30 м с двумя-тремя пластами угля от 1 до 2,1 м. В Самайсорской синклинали буровыми скважинами обнаружены три сближенных угольных пласта сложного строения мощностью от 1,5 до 12 м.

В Тениз-Коржинкольской брахисинклинали мощность угольного горизонта в основании свиты колеблется от 30—40 до 70 м. В нем выделены четыре угольных пласта сложного строения (снизу вверх): «Надежный» (12—22 м), «Спутник» I и II (0,5—3,5 м) и «Пятиметровый» (4,5—5 м). Выше спорадически встречаются пласты и линзы (3—6 м) зональных углей и углистых аргиллитов мощностью 0,5—2,0 м. Мощность карагандинской свиты в Селеты-Шидертинском синклинории 200—300 м.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего и верхнего карбона широко распространены в синклинальных структурах южного, восточного и западного обрамлений Кокчетавской глыбы. Они развиты также в Тенизской впадине, в Селеты-Шидертинской зоне и в Пришимье. Терригенный континентальный комплекс среднего — верхнего карбона повсеместно расчленен на две свиты: кирейскую и владимировскую. Кирейская свита связана постепенным переходом с визе-серпуховскими отложениями; владимировская залегает на кирейской с размывом и отличается более грубым гранулометрическим составом. Относительно возраста свит однозначного мнения у исследователей нет. Пресноводная и солоновато-водная озерная фауна, флористические и спорово-пыльцевые комплексы определяют их возраст от верхов серпуховского яруса до нижних горизонтов нижней перми. Граница между свитами колеблется от подошвы московского яруса среднего карбона до нижних горизонтов верхнего карбона.

В. Н. Литвинович и др. [90] кирейскую свиту относят к башкирскому ярусу среднего карбона. Е. И. Мураховская и П. Т. Тажибаева на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов таскудукской свиты Джебказгана (возрастного аналога кирейской) определяют их возраст средним карбоном (башкирский и московский ярусы). Такого мнения в настоящее время придерживаются большинство геологов.

В составе *кирейской свиты* преобладают красноцветные и пестроцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники, реже встречаются аргиллиты с карбонатными стяжениями и конкрециями, средне- и крупнозернистые песчаники, прослои туффитов и озерных известняков.

В западном обрамлении Кокчетавской глыбы и в структурах северной части Тенизской впадины граница между белеутинским горизонтом серпуховского яруса и кирейской свитой среднего карбона проходит по кровле терригенно-карбонатных пород с морской фауной верхнего виэе — серпухова.

На западе Северного Казахстана отложения свиты известны в бассейне р. Ишим и на Ишим-Акканбурлукском водоразделе. В Новомихайловской и Ашанинской мульдах в кирейской свите часто чередуются пестроцветные известковистые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов. Мощность 250—400 м. Местами в свите присутствуют «порфириовидные» известняки, туффиты и горизонты кремней. В северных структурах Тенизской впадины (Третьяковская, Владимировская, Арчалинская и др.) в нижней части свиты распространены сероцветные песчаники с растительным детритом и отпечатками растений плохой сохранности. В средней части разреза преобладают пестроцветные мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты с карбонатными стяжениями. Верхняя пачка свиты состоит из красноцветных алевролитов с карбонатными стяжениями и конкрециями, пластов мелкозернистых песчаников, аргиллитов и известняков. Мощность 150—350 м.

В Третьяковской мульде Ю. В. Дмитриевским (1968 г.) отложения свиты расчленены на восемь пачек (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. На отложениях белеутинского горизонта залегают серые, лиловые средне- и крупнозернистые песчаники и алевролиты | 82 м. |
| 2. Красноцветные песчаники и алевролиты с пятнисто-полосчатой текстурой | 86 м. |
| 3. Красноцветные средне- и крупнозернистые песчаники и алевролиты | 114 м. |
| 4. Сургучно-красные и коричневые алевролиты и мелкозернистые песчаники | 72 м. |
| 5. Лиловые вулканикоидные разнозернистые песчаники с желваками кремней белого цвета | 28 м. |
| 6. Лиловые средне- и крупнозернистые песчаники с пустотами выщелачивания удлиненной формы | 82 м. |
| 7. Коричневато-лиловые разнозернистые туфопесчаники с горизонтами известняков в верхней части, содержащих примесь туфового и песчаного материала, а также желваки кремней. Эта пачка наиболее выдержана по простиранию и является маркирующим горизонтом | 25 м. |
| 8. Розово-коричневые и коричневые песчаники и алевролиты | 19 м. |

Во Владимировской мульде свита сложена красноцветными и зеленовато-серыми мелкозернистыми косо- и волнистослоистыми песчаниками, зеленовато-серыми окремненными известняками, серыми песчаниками и зеленоватыми известковистыми алевролитами. Мощность свиты 200—500 м.

В Коксенгирсорской и Яблоновской структурах кирейская свита

представлена пестроцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями туффигов и известняков. Мощность 400—600 м.

Восточнее, в Богембайской и Тамсорской структурах, верхние горизонты свиты размыты, вследствие чего мощность разреза сокращается до 350—400 м. Возраст свиты установлен по спорово-пыльцевым комплексам, отпечаткам флоры и остаткам пресноводной фауны. В Ушсорской синклинали от размыва сохранилась только нижняя часть разреза мощностью в несколько десятков метров, сложенная пестроцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами.

В Койтас-Самайсорской и Тениз-Коржинкольской структурах кирейская свита присутствует в полном объеме. В ее составе преобладают сероцветные и красноцветные, часто известковистые алевролиты и аргиллиты, реже встречаются мелко- и среднезернистые песчаники, прослои мергелей и известняков. Иногда породы имеют пятнистую пестроцветную окраску. Мощность свиты 400—600 м. Южнее, в Акжар-Борлинской брахисинклинали, эти отложения размыты.

Среднекаменноугольный возраст кирейской свиты обосновывается ископаемой флорой.

Породы *владимировской свиты* залегают несогласно на кирейской свите. Отложения свиты распространены в ядрах крупных структур, расположенных по периферии Кокчетавской глыбы, и отсутствуют в ее центральной части. В основании владимировской свиты залегают конгломераты, гравелиты и крупнозернистые косослоистые песчаники, образующие характерный маркирующий горизонт. Верхняя граница свиты нечеткая из-за постепенного перехода в вышележащие пермские отложения, имеющие сходный литологический состав. В составе владимировской свиты преобладают разнозернистые полимиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты, неравномерно переслаивающиеся между собой. Реже встречаются конгломераты, туффигов, маломощные пласты аргиллитов, мергелей и известняков. В низах разреза присутствует горизонт пепловых туфов. Окрашены породы в красные, реже серые тона.

В структурах северной части Тенизской впадины владимировская свита залегают на размытой поверхности отложений нижнего карбона, или кирейской свиты. Сложена она красноцветными, местами сероцветными и пестроцветными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, аргиллитов, реже глинистых известняков и туффигов. Мощность ее колеблется от 450 до 800 м. Возраст свиты определяют пресноводные остракоды и филлоподы, а также спорово-пыльцевые комплексы и растительные остатки.

Согласно данным Ю. В. Дмитриевского (1968 г.), владимировская свита по литологическим признакам делится на четыре пачки. Первая (нижняя) представлена сероцветными, ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков суммарной мощностью 177 м. Вторая пачка состоит из пестроцветных песчаников и алевролитов мощностью порядка 75 м. К третьей пачке отнесены красноцветные косослоистые песчаники и алевролиты с очень редкими прослоями маломощных мелкогалечных конгломератов (внутриформационных) и известняков, к четвертой — зеленовато-серые, серые, лиловые, красные мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты. В песчаниках отмечается растительный детрит. Мощность третьей пачки порядка 115 м, четвертой — около 270 м.

В северной части Новомихайловской мульды, по данным О. В. Ми-нервина (1963 г.), владимировскую свиту слагают красноцветные песчаники, алевролиты. В низах свиты наблюдаются единичные прослои грубозернистых песчаников, местами переходящих в мелкогалечный конгломерат. Выше по разрезу красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты переслаиваются с редкими прослоями голубовато-зеленых мергелей и аргиллитов. Средняя часть разреза сложена красноцветными среднезернистыми, затем — грубозернистыми косослоистыми песчаниками с редкими прослоями тонкозернистых пород. Верх свиты сложены красно-бурыми и розовато-серыми алевролитами и песчаниками с прослоями «мусорных» пород и зеленовато-серых аргиллитов. Мощность отложений 400—500 м.

В Первомайской синклинали в разрезе свиты преобладают пестроцветные разнозернистые песчаники, гравелиты и алевролиты. Мощность их около 1000 м. В Коксенгирсорской и Яблоновской структурах владимировская свита сложена преимущественно красноцветными алевролитами и разнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов в основании. Мощность свиты 400—500 м.

Восточнее наиболее полные разрезы владимировской свиты известны в Тениз-Коржинкольской структуре. Представлены они красноцветными и пестроцветными разнозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями туффов, мергелей и крупными линзами гравелитов и конгломератов, приуроченных к нижней части свиты. Мощность свиты до 1500 м. По флиористическим остаткам возраст ее определен М. И. Радченко и А. А. Майбородой как средний — поздний карбон. В последние годы многие исследователи кирейскую свиту по возрасту относят к среднему, а владимировскую — к верхнему отделам каменноугольной системы. Это нашло отражение в изданной под редакцией И. В. Орлова и В. Ф. Беспалова геологической карте Центрального Казахстана и объяснительной записке к ней (1981 г.).

Н. В. Литвинович и др. [91] отмечают несогласное залегание владимировской свиты на кирейской и очень изменчивое ее строение. Вверх по разрезу часто наблюдается утонение обломочного материала, возрастание роли сероцветных пород и появление прослоев известняков. Пласты пепловых туфов и туффов, характерные для нижней и средней частей свиты, в верхней пачке отсутствуют. В алевролитах и известняках этой пачки содержатся остракоды, филлоподы и чешуя ганонидов, определяющие ее возраст, как и спорово-пыльцевой комплекс, изученный Н. И. Стукаловой, раннепермским (артинским). Это позволило Н. В. Литвинович и др. [90] выделить верхнюю часть владимировской свиты в самостоятельную свиту — арчалинскую.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы ограниченно распространены в регионе. Они относительно широко развиты в Тенизской впадине и весьма ограниченно в междуречье Ишим — Акканбурлук, а также по р. Арчалы. Всюду пермские отложения согласно лежат на подстилающих средне- и верхнекаменноугольных образованиях. Граница между ними проводится условно по появлению в разрезах среди красноцветных тонкообломочных пород сероцветных разностей с четко выраженной косой слоистостью.

Пермские образования представлены всеми отделами, сложенными фациально замещающими друг друга красноцветно-сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко глинистыми известняками.

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела подразделяются на две свиты: арчалинскую и кайрактинскую, выше по разрезу устанавливается кийминская свита нижнего — верхнего отдела.

Арчалинская свита выделена Н. В. Литвинович из верхов владимировской свиты, от которой она отличается более тонкозернистым составом осадков. Стратотип свиты описан по р. Арчалы, где впервые были собраны органические остатки. Здесь она представлена кирпично-красными алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями пелитоморфных известняков. Мощность свиты 180 м.

В соответствии с решением стратиграфического совещания (Алма-Ата, 1971 г.) под арчалинской свитой понимается толща, переходная между владимировской и кайрактинской свитами. Она характеризуется пермским спорово-пыльцевым комплексом микрофауны, сложена пестрыми терригенными породами (алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с маломощными прослоями пелитоморфных известняков). Остракоды, филлоподы и спорово-пыльцевой комплекс из арчалинской свиты являются раннепермскими. Осадки арчалинской свиты выделяются также во Владимировской и в Новодонецкой мульдах Тенизской впадины. Залегают они на породах верхнего карбона или более древних отложениях и перекрываются осадками кайрактинской свиты.

Арчалинская свита является аналогом жиделисайской свиты Джезказганской впадины как по стратиграфическому положению, так и по содержанию спорово-пыльцевых комплексов. Мощность свиты колеблется от 200 до 500 м.

Кайрактинская свита. Отложения свиты развиты в центральных частях Третьяковской, Жиландинской, Владимировской, Львовской и Новомихайловской мульд. Хорошие обнажения отложений свиты отмечены в устье р. Ушкарасу. Кайрактинская свита представлена серыми, реже красными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями пелитоморфных известняков. Для нее характерно присутствие слабоокременных тонкоплитчатых глинистых известняков со столбчатой отдельностью. В этих известняках нередко содержится чешуя ганоидных рыб. В отложениях свиты наблюдаются зеленовато-серые и коричневатосерые мелкозернистые песчаники с маломощными прослоями коричневатосерых скрытокристаллических известняков.

Ю. В. Дмитриевским (1968 г.) в Третьяковской и Владимировской мульдах отложения кайрактинской свиты подразделены на три пачки. Нижняя из них сложена однообразно чередующимися песчаниками и алевролитами с сизым оттенком, включающими редкие прослои известняков, тонкообломочных красноцветных пород, горизонты медистых песчаников. Мощность пачки 80 м. В строении средней пачки участвуют сероцветные песчаники и алевролиты с многочисленными маломощными прослоями известняков, содержащих фауну остракод. Граница средней пачки с нижней проводится по полному исчезновению красноцветов, а с верхней — по маркирующему горизонту ленточных известняков. Мощ-

ность пачки 114 м; в Третьяковской мульде она уменьшается до 90 м. Верхняя пачка сложена преимущественно серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, включающими маломощные прослои известняков. Мощность ее около 100 м.

Возраст отложений кайрактинской свиты как раннепермский устанавливается на основании определения озерной фауны остракод, филлопод и отпечатков флоры, а также по результатам спорово-пыльцевых анализов. Наибольшее значение для определения возраста свиты имеют остракоды, многочисленные определения которых сделаны С. Б. Мамутовой (Ю. В. Дмитровский, 1968 г.).

Мощность свиты в северной части Тенизской впадины 350—400 м, в Новомихайловской мульде 700—800 м.

Нижний — верхний отделы

Кийминская свита. Отложения свиты известны в Новодонецкой и Владимировской мульдах, где они согласно с постепенным переходом залегают на кайрактинской свите. Граница этих свит проводится по появлению в толще пермских образований красноцветных разностей мелкообломочных терригенных пород. В строении кийминской свиты участвуют лилово-красные и зеленовато-серые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов и известняков темно-серого и серого цвета. Численность прослоев известняков в разрезах свиты разных частей Тенизской впадины неодинакова. По северному борту впадины среди красноцветных пород прослои известняков встречаются редко, к югу количество их значительно увеличивается. Известняки имеют различную структуру и текстуру: пелитоморфные, плитчатые, «порфиroidные», массивные, оолитовые; иногда они содержат фауну остракод, филлопод, пеллицпод и рыб.

В северной части Владимировской мульды кийминская свита разделена Ю. В. Дмитровским (1968 г.) на две пачки. Нижняя пачка состоит из пестроцветных песчаников, переслаивающихся с алевролитами, содержащих редкие маломощные прослои известняков. Мощность пачки не более 80 м. Верхняя пачка развита в центральной части Владимировской мульды, сложена почти исключительно лиловыми разностями песчаников и алевролитов с единичными прослоями серых песчаников, встречающихся в верхах разреза. Мощность верхней пачки около 100 м.

Костные остатки позвоночных, амфибий, чешуя рыб и ракообразные, содержащиеся в породах, позволяют сделать заключение о раннепермском возрасте вмещающих пород. В монографии С. Б. Мамутовой (1970 г.) «Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Тенизской и Джезказганской впадин по фауне ракообразных» дан обстоятельный анализ обоснования возраста кийминской свиты по фауне остракод и филлопод. Возраст свиты принят как ранне-позднепермский, так как в разрезах ее наряду с нижнепермскими видами остракод широко распространены и верхнепермские.

Мощность отложений свиты в северной части Тенизской впадины колеблется от 300 до 600 м.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения выделены на небольших площадях только в структурах Тенизской впадины, где они обособлены в *шоптыкольскую свиту*. Сложена свита красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками. Граница с нижележащей кийминской свитой проведена по появлению преобладающих в разрезе шоптыкольской свиты глинистых известняков или аргиллитов с карбонатными стяжениями.

Позднепермский возраст свиты установлен по фауне остракод, пелеципод и спорово-пыльцевым комплексам.

Мощность шоптыкольской свиты 150—200 м.

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В Северном Казахстане триасовые отложения размещаются неравномерно. Основные площади их распространения выявлены на севере Тургайского прогиба, где они были оконтурены под покровом кайнозойских образований геофизическими методами поисков и данными бурения скважин. Триасовые отложения включают два разновозрастных комплекса — вулканогенно-осадочный, выделенный в туринскую серию, и угленосный, который единством литофациального состава и умеренной мощностью соответствует стратиграфическому подразделению местного значения в ранге свиты [28]. В настоящее время представляется обоснованным расчленение триасовых отложений на туринскую серию, вишневскую и карашиликскую свиты.

Туринская серия включает вулканогенно-осадочную толщу, наиболее представительный разрез которой изучался по керну скважин, пробуренных на Кушмурунском и Эгинсайском угольных месторождениях. Вулканогенно-осадочная толща вскрывалась также в разное время многими скважинами картировочного назначения, главным образом в восточной части Тургайского прогиба. Эта толща участвует в геологическом строении Карашиликского, Куприяновского и Бурлукского угольных месторождений.

Несмотря на значительное количество пробуренных скважин, полный разрез туринской серии для восточной периферии Тургайского прогиба до сих пор не получен. Поэтому в стратификации серии важное значение имеют данные бурения скважины на площади Кушмурунского угольного месторождения до глубины 1000 м. Нижнюю половину вскрытого здесь разреза серии составляют липариты и гранит-порфиры, а верхнюю — вулканиты основного состава, заключающие крупные пачки осадочных пород.

Главными вулканогенными образованиями туринской серии являются лавы базальтов кайнотипного облика, их туфы, потоки и экструзивные купола кислых пород, прорванные дайками долеритов. Мощность отдельных пачек вулканитов изменяется от 3 до 400 м. Особенностью строения пачек является преобладание базальтовых лавовых покровов. В разрезах крупных пачек отмечается чередование разнообразных покровов базальтов, что подчеркивается изменением их текстуры и окрас-

ки, а также наличием коры выветривания на поверхностях лавовых покровов. Туфы базальтов приурочены обычно к покровам базальтов, реже к осадочным породам. Дайки и силлы долеритов слагают небольшие тела. Мощность их редко достигает первых десятков метров.

Липариты, их туфы, гранит-порфиры и санидиновые микрограниты тесно ассоциируют с вулканитами основного состава. На Кушмурунском месторождении в разрезе туринской серии туфы липаритов образуют горизонт мощностью до 30 м, залегающий между крупными пачками вулканитов основного состава. Этот горизонт сложен туфами липаритов и осадочными породами, обогащенными пирокластическим материалом, местами содержащими прослойки углистых аргиллитов.

Другим основным компонентом туринской серии являются осадочные породы — алевролиты, аргиллиты, реже песчаники, образующие пачки мощностью от 15 до 100 м. Окраска осадочных пород серая, буровато-серая и коричневая. Тонкозернистые породы имеют преимущественно массивное сложение, иногда в них заметна параллельная слоистость и обнаруживается повышенное содержание сапропелевого материала. Песчаники серые, обычно мелкозернистые, образующие маломощные слои в пачках осадочных пород.

В районе Кушмурунского и Эгинсайского угольных месторождений пачки вулканитов заметно доминируют в наслоении серии. М. В. Бунина [36] отмечает, что южнее и севернее этих месторождений количество осадочных пород в составе туринской серии значительно возрастает. Глубокая скважина вскрыла в интервале 619—1203 м порфировые розовато-серые липариты, которые ниже по разрезу сменяются раскристаллизованными разностями. Е. А. Мазина и О. К. Ксенофонов, а также Н. К. Овечкин считают эти породы интрузивными образованиями (гранит-порфирами и санидиновыми микрогранитами). М. В. Бунина находит, что липариты и гранит-порфиры принадлежат одному экструзивному куполу, время образования которого она считает пермским.

Результаты изучения органических остатков различных групп животных и растений, собранных в породах туринской серии, впервые были рассмотрены на стратиграфической конференции, состоявшейся в 1956 г. в г. Ленинграде. На триасовый возраст серии указывают остатки пелелипод *Utschamiella uralica* Mart., *Tutuella* cf. *indifinata* Rag., *T.* cf. *crassa* Rag., остракоды *Darwinula parcea* Mand., *D. seclita* Mand. и ганонидные рыбы семейств Redjieldidae, Palaeoniscoidea, Colobodontidae, Perleididae. В определении возраста туринской серии важную роль сыграли результаты изучения крупномерных растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов.

Решающее значение получили данные палинологических исследований Г. М. Романовской [123], которая выделила два спорово-пыльцевых комплекса, характеризующих возраст пород различных частей разреза туринской серии. Из пород низов разреза серии получен раннетриасовый комплекс, который содержит споры плаунового *Pleuromeia* sp., пыльцу семенных папоротников Glossopteridaceae (*Striatopodocarpites* sp., *Striatopinites grandisaccatus* Rom., *St. raricostatus* Rom., *St. reticularis* Rom. и пыльцу *Lineipollenites costatus* Rom. с участием единичных зерен реликтов палеозойской флоры *Cordaites* sp., *Lebachia* sp., *Vittatina* sp.

Второй спорово-пыльцевой комплекс имеет более молодой облик.

В нем отсутствуют споры *Pleuromeia* sp. и реликты палеозойской флоры, уменьшается количество пыльцы Glossopteridaceae с ребристым строением тела и появляются споры *Camptotriletes compactus* Rom., что позволяет Г. М. Романовской отнести породы верхней части разреза туринской серии по возрасту условно к среднему триасу.

Вишневская свита, согласно предложенной М. В. Буниной [36] схеме стратиграфического расчленения верхнетриасовых отложений Тургайского прогиба, занимает нижнюю часть разреза карашиликской серии. В объем этой серии она включила еще три свиты — кзылтускую, узункольскую и бурлукскую, имеющие в совокупности характерные особенности лимнической угленосной толщи. Вишневская свита представляется автору стратиграфическим подразделением, которое в пределах Карашиликского месторождения залегает на породах палеозоя и перекрывается несогласно угленосной толщей верхнего триаса.

Выходы пород вишневской свиты доступны наблюдению в обнажениях долины р. Иманбурлук; здесь на западном крыле Бурлукской синклинальной складки обнажаются красноцветные конгломераты, песчаники и базальты кайнотипного облика. Красноцветные породы, заключающие покровы кайнотипных базальтов, были обнаружены также на Карашиликском и Куприяновском угольных месторождениях и вскрыты скважинами на других участках, пространственно не связанных с размещением угольной толщи верхнего триаса.

Вишневская свита сложена пестроцветными (существенно красноцветными) породами — песчаниками, конгломератами и алевролитами, среди которых на различном стратиграфическом уровне залегают покровы базальтов. Мощность вишневской свиты на Карашиликском месторождении не превышает 150 м. Есть основание считать, что здесь свита представлена сокращенным разрезом, обусловленным ее размывом в период, предшествовавший накоплению осадков позднего триаса. Общая мощность вишневской свиты 308 м. Вскрытую часть разреза свиты составляют крупные пачки часто чередующихся слоев буровато-красных алевролитов, аргиллитов и песчаников. Этот состав пород, их преимущественно красная окраска и присутствие покровов базальтов кайнотипного облика указывают на стратиграфическую принадлежность вишневской свиты к туринской серии, вероятно, в качестве ее возрастного аналога.

Раннетриасовый возраст вишневской свиты устанавливается по спорам и пыльце. В. С. Малявкина выделила из тонкозернистых пород (Карашиликское месторождение) единичные зерна пыльцы *Vittatina* cf. *subcirculata* Samoil., *Orbellaria punctata* Mal., *Lebachia* sp., которые составляют группу характерных таксонов спорово-пыльцевого комплекса нижнетриасовых отложений Челябинского месторождения.

Особого внимания заслуживает выяснение взаимоотношений туринской серии и вишневской свиты. В схеме стратиграфического расчленения триасовых отложений Зауралья и Тургайского прогиба, разработанной В. И. Носаль и В. С. Бочкаревым совместно с Қ. П. Ивановым [68], туринская серия представлена в основании толщей красноцветных пород мощностью в несколько сотен метров, сложенной главным образом конгломератами и песчаниками. В сводном стратиграфическом разрезе туринской серии эта толща выделена под названием биткуевской свиты, а залегающая выше вулканогенно-осадочная толща — бичурской. При

отсутствии вулканитов возрастным аналогом последней служит анохинская свита. Для стратификации ниже-среднетриасовых отложений рассматриваемого района эта схема не приемлема. Толщу красноцветных пород, включающую слои конгломератов и песчаников, предлагается рассматривать в качестве возрастного аналога туринской серии.

Карашиликская свита. Решением стратиграфического совещания в г. Алма-Ате (1967 г.) верхним членом стратиграфического разреза триасовых отложений Тургайского прогиба была принята карашиликская серия в составе вишневской, кзылтуской, узункольской и бурлукской свит. В настоящее время не вызывает сомнения, что вишневская свита является возрастным аналогом туринской серии. Остальные три свиты карашиликской серии составляют единый литофациальный комплекс, который соответствует стратиграфическому подразделению в ранге свиты. За этой свитой предлагается сохранить название «карашиликская».

На Карашиликском, Куприяновском и Бурлукском месторождениях карашиликская свита несогласно перекрывает эффузивно-осадочную толщу нижнего — среднего триаса. Литологический состав этой свиты здесь определяется сложным переслаиванием аргиллитов, песчаников, алевролитов и углей. Слои конгломератов встречаются в низах свиты, где они чаще отмечаются в крупных пачках разнозернистых песчаников; окраска пород серая. Неравномерное распределение по разрезу пластов углей и тонкозернистых пород позволяет выделить две подсвиты.

Нижнекарашиликская подсвита отличается повышенным содержанием грубообломочных пород (конгломератов, гравелитов, песчаников). Слои конгломератов повышенной мощности встречаются в основании подсвиты, на участках, где они заполняют эрозионные долины допозднетриасового рельефа. Налегание конгломератов на размытую поверхность пород вишневской свиты наблюдается нечасто. Выше по разрезу подсвита слагается песчаниками и алевролитами, среди которых пролегают два пласта угля.

Верхнекарашиликская подсвита содержит восемь угольных пластов (k_3 — k_{10}), между которыми размещаются алевролиты, аргиллиты и песчаники. Угольные пласты имеют сложное строение, выраженное выклиниванием отдельных пачек или замещением их углистыми аргиллитами. Над нижней половиной разреза подсвиты, насыщенной угольными пластами, располагаются тонкозернистые породы с параллельной слоистостью. Мощность подсвиты достигает 260 м.

Аргиллиты и алевролиты карашиликской свиты содержат в изобилии растительные остатки хорошей сохранности, которые в отдельных частях ее разреза образуют флороносные горизонты. Изучением растительных остатков из керна скважин Карашиликского и Куприяновского месторождений занималась В. П. Владимирович, которая приводит флористический комплекс в составе *Equisetites arenaceus* (Goepf.) Schimp., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. carrerei* (Zeill.) Halle, *Paracalamites* sp., *Schizoneura* cf. *ferganensis* Krysht., *Sphenopteris princeps* (Presl.) Gothan, *Cladophlebis raciborskii* Zeill., *C. tripinnata* Tur.-Ket., *C. argutula* Heer, *Taeniopteris ensis* Oldh., *Sphenopteris karaschilikensis* Vlad., *Thinnfeldia* sp., *Lepidopteris ottonis* (Goepf.), позволяющий определить возраст карашиликской свиты карнийско-норийским.

На севере Центрального Казахстана юрские отложения слагают ограниченного размера депрессии, обычно перекрытые сплошным покровом мезозой-кайнозойских образований, которые выявляются в до-мезозойском фундаменте геофизическими методами и бурением скважин. Изучение депрессий показало, что они различаются между собой временем заложения и продолжительностью существования. Эти особенности геологического развития депрессий нашли соответствующее отражение в стратиграфических разрезах юрских отложений. Определелись две области существенно различных стратиграфических разрезов юрских отложений — северная окраина Центрального Казахстана и Тургайский прогиб (табл. 4).

На северной окраине Центрального Казахстана располагаются Койтасская, Ушсорская, Кзылтуская и Селетинская депрессии. Описание стратиграфических разрезов юрских отложений приводится по отдельным депрессиям.

Койтасская депрессия находится в 70 км северо-западнее станции Бошеколь. На ее площади юрские отложения оконтурены бурением скважин. В 3,5 км севернее этой депрессии скважинами пройдена толща пестроцветных пород позднерурского возраста, которая заполняет понижение в до-мезозойском фундаменте, вероятно, эрозионно-тектонического происхождения. Юрские отложения Койтасской депрессии подразделяются на четыре свиты — шопансорскую, койтасскую, итмурунскую и кумлыкакскую [21, 30].

Шопансорская свита получила название по оз. Шопансор, что расположено вблизи южной границы депрессии. Стратотипическим разрезом свиты принято считать литологическую колонку скв. 74 в интервале 223—393,5 м Койтасского угольного месторождения. Свита ложится с угловым несогласием на породы палеозоя. Низы разреза свиты составляют серые среднезернистые песчаники, нередко содержащие гравелиты. В глубоких понижениях поверхности до-мезозойского фундамента они замещаются конгломератами, мощность которых достигает 50 м. На эти грубообломочные породы налегают алевролиты, которые образуют почву угольному горизонту компактного сложения. Верхнюю половину свиты составляют алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов, заключающих пласт угля ограниченного площадного распространения. Мощность свиты 170 м.

Из тонкозернистых пород и углей шопансорской свиты получен спорово-пыльцевой комплекс (скв. 74, интервал 225—348,1 м; скв. 73, интервал 277—280 м). Для него характерно высокое содержание пыльцы голосеменных растений (84,5—98%). Доминирующее положение занимает крупная пыльца хвойных примитивного строения группы *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Protopinus latebrosa* Bolch., *Paleopicea glaesaria* Bolch. и др. Споры папоротникообразных растений немногочисленны в составе *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Cyathidites junctus* (K.-M.) Alim., *Camtotriletes cerebriiformis* Naum. ex Jarosch., *Marattisporites scabrarius* Coup. Преобладание в этом комплексе пыльцы мезозойского облика, в том числе группы примитивного строения, а также присутствие пыльцы реликтов палеозойской флоры *Florinites pseudostriata*, *F. walchius*, *Walchiites gradatus* позволяют

Таблица 4. Корреляция стратиграфических разрезов юрских отложений Северного Казахстана

Система	Отдел	Ярус	Тургайский прогиб		Северная окраина Центрального Казахстана			
			Убаганская зона	Пришимско-Арыс-кумская зона	Кзылгуская депрессия	Ушсорская депрессия	Койтасская депрессия	
Юрская	Верхний	Волжский						
		Кимериджский	Косколская свита, до 160 м					Кумлыкакская свита, 120 м
		Оксфордский						
	Келловейский							
	Средний	Батский			Ушсорская свита, 300 м	Ушсорская свита, 125 м	Итмурунская свита, 120 м	
		Байосский	Дузбайская свита, 115 м	Кызылтальская свита, 690 м	Койтасская свита, 190 м	Койтасская свита, 150 м	Койтасская свита, 160 м	
		Ааленский						
	Тоарский	Караганская свита, 60 м						
	Нижний	Плинсбахский	Кушмурунская свита, до 280 м					
		Синемюрский	Черниговская свита, до 200 м	Орловская свита, до 1000 м				
		Геттангский						
		Отложения палеозоя и триаса	T ₁₋₂	Pz ₁ -C ₁	Pz ₁	C ₁ -T ₁₋₂ (?)	Pz ₁ -C ₁	

установить возраст шопансорской свиты раннеюрским, условно геттанг-синемюрским.

Койтасская свита выделена Е. Ф. Ивановой [69]. Название получила по холмам, обрамляющим с запада площадь депрессии. Эта свита максимально распространена и налегает во внутренней части депрессии на размытую поверхность шопансорской свиты, а за пределами последней — с угловым несогласием на породы палеозоя. В качестве стратотипического разреза свиты принята литологическая колонка скв. 68 в интервале 100—260 м Койтасского угольного месторождения. Нижнюю часть свиты представляет мощный слой песчаников средне- и крупнозернистых, косослоистых, серой окраски. Выше по разрезу располагается пачка аргиллитов и алевролитов тонкоплитчатых, темно-серых, содержащих два крупных пласта углей сближенного залегания. В алевролитах обнаружены растительные остатки *Carpolites cinctus* Nath., *Phoenicopsis angustifolia* Heeg. Мощность свиты 160 м.

Возраст койтасской свиты определяется двумя спорово-пыльцевыми комплексами. Более древний получен из аргиллитов и алевролитов, залегающих по разрезу ниже угольных пластов (скв. 74, интервал 168—187 м; скв. 73, интервал 217—276 м; скв. 68, интервал 210—214 м). В этом палинокомплексе пыльца голосеменных растений составляет 72,5—95,5%, причем определяющее значение принадлежит пыльце хвойных как примитивного строения *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Pr. flavus* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., *P. pectinella* (Naum.) Bolch., *Protopinus latebrosa* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protopodocarpus* и др. (6,5—24,5%), так и молодого облика с хорошо развитыми воздушными мешками *Pinuspollenites mesophyticus* (Bolch.) Pet., *P. variabiliformis* (Mal.) Pet., *Podocarpidites multesimus* (Bolch.) Росоцк, *P. proximus* (Bolch.) Pet. (10—45%); отмечается присутствие пыльцы *Ginkgocycadophytus* (0,5—9,5%), *Inaperturopollenites* (0,5—2,5%) и *Araucariacites* (0,5—1%). Споры принадлежат папоротникообразным растениям *Osmundacidites* (до 6,5%) и *Cyathidites* (до 8%). Приведенный палинокомплекс указывает на раннеюрский, условно тоарский возраст пород нижней части разреза койтасской свиты.

Другой спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из пород верхней части койтасской свиты (скв. 74, интервал 130—143 м; скв. 68, интервал 115—126 м), отличается преобладанием спор папоротникообразных над пыльцой голосеменных растений. Руководящее значение принадлежит спорам *Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. sp.* (26—47%) и различным по видовой принадлежности спорам *Osmundacidites* (2—43%). Определяющим является также нахождение в составе спор *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch., *Chomotriletes anagrammensis* (Bolch.) Prosv. и появление спор папоротников *Gleicheniidites* sp. (до 4%). В составе пыльцы преобладают хвойные, близкие современным сосновым *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *P. mesophyticus* (Bolch.) Pet., *Pinuspollenites minimus* Pet. (10—25%), значительную долю составляет также пыльца примитивного строения (5—10%).

Описанный палинокомплекс позволяет считать возраст пород верхней части разреза койтасской свиты среднеюрским, условно аален-байосским. Таким образом, возрастной предел койтасской свиты, по данным

палинологических исследований, устанавливается ранне-среднеюрским, условно тоар-байосским.

Итмурунская свита выделена А. К. Бувалкиным и Л. И. Котовой [30]. Стратотипическим разрезом свиты является литологическая колонка скв. 25 в интервале 45—140 м. Установлено несогласное налегание свиты на породы палеозоя. В основании итмурунской свиты прослеживается пачка конгломератов и разнозернистых песчаников мощностью до 100 м, которая фиксируется лишь в понижениях поверхности домезозойского фундамента. Чаще в низах свиты отмечается крупная пачка песчаников, содержащих слои алевролитов серой и темно-серой окраски. Эта пачка пространственно обогащается многими прослоями аргиллитов и пластами углей. Верхняя часть разреза свиты выделяется повышенной угленасыщенностью. Иногда угольные пласты превышают суммарную мощность разделяющих их пород — алевролитов и аргиллитов темно-серого цвета. Мощность свиты 120 м.

Возраст свиты устанавливается по данным палинологических исследований Л. И. Котовой, которая выделила из пород и углей спорово-пыльцевой комплекс (скв. 25, интервал 66,5—135 м; скв. 6, интервал 57,5—70,4 м; скв. 16, интервал 58—72 м; скв. 73, интервал 109—122 м). Доминантами комплекса являются споры папоротникообразных, различных видов родов *Osmundacidites*, *Todisporites* (до 30%) и *Cyathidites* (до 18%). Характерно присутствие в нем спор рода *Gleicheniidites* (от 2,5 до 12%). Пыльцевую часть комплекса составляют двухмешковые формы хвойных *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (до 20%) и *Ginkgocadophytus* (от 10 до 15%). Важным является наличие пыльцы *Classopollis*, количество которой вверх по разрезу свиты увеличивается от 1% до 24,5%.

Отмеченные особенности спорово-пыльцевого комплекса дают основание отнести итмурунскую свиту по возрасту к отложениям второй половины средней юры, условно батского яруса.

Кумлыкакская свита выделена А. К. Бувалкиным и Л. И. Котовой [30]. В Павлодарском Прииртышье и вдоль южной окраины Западно-Сибирской низменности заполняет отдельные депрессии в домезозойском фундаменте, где она повсеместно залегает с угловым несогласием на разновозрастных породах палеозоя или покоится на размытой поверхности койтасской и итмурунской свит.

Стратотипическим разрезом кумлыкакской свиты служит литологическая колонка скв. 31 в интервале 24—144 м, пробуренной в 3,5 км севернее Койтасского угольного месторождения. Здесь свита налегает на пачку алевролитов, составляющих низы койтасской свиты, и перекрывается песчано-глинистой толщей кайнозоя. В разрезе ее отчетливо обособляются две примерно равные по мощности пачки глин различной окраски. Нижнюю пачку образуют глины серые и зеленовато-серые. Ближе к основанию пачки цвет их изменяется на зеленовато-желтый и пестрый, обусловленный сочетанием фиолетовых, желтых и коричневых пятен. Верхнюю пачку слагают глины буровато-красные, на фоне которых выделяются прослои коричневые и зеленовато-серые. Мощность свиты 120 м.

Четкое разделение кумлыкакской свиты на две пачки глин различной окраски имеет региональное значение. Палинологические исследования показали, что верхняя и нижняя пачки содержат различный по ко-

личественному соотношению состав спор и пыльцы. Изученные спектры объединяются в два спорово-пыльцевых комплекса.

Первый палинокомплекс получен из серых и зеленовато-серых глин нижней пачки (скв. 73, интервал 88,4—107,3 м; скв. 74, интервал 187—201 м; скв. 31, интервал 151—162 м). Значительный перевес в нем сохраняется за представителями голосеменных растений, среди которых преобладает пыльца рода *Classopollis*; количество этой пыльцы вверх по разрезу пачки возрастает от 12,5 до 54,8%. Из других представителей голосеменных постоянными компонентами комплекса является пыльца различных видов родов *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (до 10%) и *Ginkgocycadophytus* (до 9,5%). Отдельные спектры выделяются значительным количеством пыльцы неясной систематической принадлежности, близкой по морфологическим признакам семейству Cupressaceae (до 17%). Споры представлены видами *Cyathidites minor* Coup. (до 14%), *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. corneger* (Bolch.) Alim. (0,5—5%), *Klukisporites variegatus* Coup., *Chomotriletes anagrammensis* (К.-М.) Prosv., *Tripartina variabilis* Mal. (единично). В определении возраста нижней пачки кумлыкакской свиты решающим является высокое содержание пыльцы *Classopollis* при сохранении в комплексе разнообразных видов спор папоротников и пыльцы мезофильных хвойных. Принимая во внимание отмеченные особенности палинокомплекса, нижнюю пачку глин кумлыкакской свиты можно отнести по возрасту к отложениям верхней юры, условно келловейского и оксфордского ярусов.

Второй палинокомплекс получен из зеленовато-серых глин, редкие прослои которых отмечаются по всему разрезу верхней пачки кумлыкакской свиты (скв. 31, интервал 101—144 м). Особенности этого палинокомплекса являются значительное преобладание пыльцы *Classopollis* и постепенное увеличение ее количества по разрезу верхней пачки от 54 до 96%. Пыльцевую часть комплекса дополняют зерна *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites mesophyticus* (Bolch.) Pet., *P. variabiliformis* (Mal.) Pet. (3,5—8%), а в отдельных спектрах эту роль выполняет пыльца *Quadraeculina limbata* Mal. (до 27%). Споры малочисленны и бедны видами *Cyathidites* sp., *Lycopodiumsporites marginatus* (К.-М.) Vin. (от 5 до 10%). Отмеченные особенности второго палинокомплекса позволяют установить возраст верхней пачки кумлыкакской свиты позднеюрским, условно кимериджским.

Селетинская депрессия расположена в 22 км восточнее рудника Бестобе. В береговых обрывах р. Селеты прослеживаются выходы пород юрского возраста — песчаников, конгломератов, аргиллитов и углей. Для определения площади распространения юрских отложений и оценки их промышленной угленосности в 1958 г. было пробурено семь скважин, которые позволили наметить западный контур Селетинской депрессии. В последующие годы поисковые скважины значительно расширили площадь депрессии, которая в широтном направлении простирается до 24 км.

Юрский возраст угленосной толщи, обнажающейся в долине р. Селеты, М. А. Сенкевич определила по крупномерным растительным остаткам в составе *Coniopteris hymenophylloides* (Brong.) Sew., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Podozamites* sp. Присутствие древовидного папоротника *Coniopteris hymenophylloides* позволяет заключить, что угленосная толща Селетинской депрессии представляет собой койтас-

скую свиту. В основании свиты отмечаются конгломераты и песчаники. Общая мощность вскрытого разреза свиты на западной окраине депрессии не превышает 60 м.

Ушсорская депрессия расположена в 30 км юго-восточнее рудника Бестобе. В 10 км севернее оз. Сангасы скважинами вскрыты угленосные отложения, юрский возраст которых определяется по данным палинологических исследований Л. И. Котовой. Стратиграфический разрез юрских отложений составляют две толщи пород. Нижняя (угленосная) литологически хорошо сопоставляется с койтасской свитой Койтасского угольного месторождения. Верхняя толща образована грубообломочными породами, которые выделены в ушсорскую свиту.

Койтасская свита поκειται на коре выветривания, развитой на гранит-порфирах и породах нижнего карбона. Эта свита слагается в основном тонкозернистыми породами — аргиллитами и алевролитами серого цвета, среди которых размещаются три пласта угля. Общая последовательность наложения этих пород соответствует стратотипическому разрезу койтасской свиты. Мощность свиты достигает 150 м.

Принадлежность угленосной толщи к койтасской свите обосновывается данными палинологических исследований Л. И. Котовой, которая получила представительный спорово-пыльцевой комплекс (скв. 97, интервал 18,5—104 м; скв. 2, интервал 125—127 м). Превалируют в нем споры папоротникообразных растений, особенно многочисленны и разнообразны споры родов *Osmundacidites* (15,5—63%) и *Cyathidites* (18—23%); малым количеством отмечены споры *Leiotriletes incertus* Bolch., *L. bujargiensis* Bolch., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch., *Chomotriletes anagramensis* (Bolch.) Prosv., *Lycopodiumsporites subrotundus* (К.-М.) Vin., *L. marginatus* (К.-М.) Vin., *Gleicheniidites* sp. В пыльцевой части комплекса количественно выделяются хвойные, представители древних из групп *Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Protorcea* (ср. 9,5%) и молодого облика родов *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* (до 9%). Значительное место в комплексе занимает пыльца *Ginkgocycadophytus* (7—22%). Этот палинокомплекс характеризует возраст пород верхней половины разреза койтасской свиты, который определяется среднеюрским, условно аален-байосским.

Ушсорская свита выделена А. К. Бувалкиным и Л. И. Котовой по названию оз. Ушсор. Свита залегает на размытой поверхности пород койтасской свиты и красноцветной толщи неясного возраста. За стратотипический разрез ушсорской свиты принимается литологическая колонка скв. 97 в интервале 13—127 м, которая пробурена в 5 км северо-западнее оз. Майльсор. Опознавательной особенностью свиты является частое чередование в разрезе крупных слоев конгломератов и алевролитов «мусорного» облика, выраженного свободным размещением галек от 10 до 60% объема породы. Отдельные слои алевролитов имеют массивное сложение, иногда в них отмечаются прослойки углей и углистых аргиллитов с включением единичных галек угловатой формы. Полная мощность свиты не установлена, но размещением скважин на периферии депрессии она оценивается в 25 м.

В спорово-пыльцевом комплексе, полученном Л. И. Котовой из тонкозернистых пород ушсорской свиты (скв. 97, интервал 13—18 м), преобладает пыльца голосеменных над спорами папоротникообразных растений. Доминантами комплекса являются хвойные *Pinuspollenites mini-*

mus Pet., *Piceapollenites variabiliformis* (Bolch.) Pet., *P. mesophiticus* (Bolch.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Podocarpidites* sp. (до 26%), а также пыльца *Ginkgocycadophytus* (до 24%); примечательно нахождение в комплексе пыльцы рода *Classopollis* (до 2,5%). Основное количество спор представлено видами *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. corniger* (К.-М.) Alim., *C. sp.* (до 20%), *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz. (до 5%) и *Gleicheniidites* sp. (до 3%).

Повышенное содержание спор *Gleicheniidites*, присутствие лишь единичных зерен пыльцы хвойных примитивного строения и появление значительного количества пыльцы *Classopollis* свидетельствуют о среднеюрском возрасте ушсорской свиты, который условно принимается батским.

Кзылтуская депрессия расположена в 8 км севернее пос. Даут на р. Шат. Юрские отложения здесь представлены двумя комплексами пород, залегающих между собой несогласно. Нижний комплекс по литологическому составу и возрастной характеристике пород соответствует койтасской, верхний — ушсорской свите.

Койтасская свита залегает на размытой поверхности сложно дислоцированных пород допалеозоя и нижнего палеозоя, на которых развита кора выветривания. В основании свиты располагается пачка конгломератов и песчаников серого цвета. Выше по разрезу наблюдается сложное чередование слоев алевролитов, песчаников, аргиллитов и углей, меняющееся на близком расстоянии, что обуславливает неустойчивый литологический состав свиты. Угольные пласты распределяются в свите неравномерно, при этом наиболее выдержанные по строению и мощности сосредоточиваются в верхней половине ее разреза. Мощность свиты 190 м.

Изучением крупномерных растительных остатков, а также выделенных спор и пыльцы в разные годы занимались Г. М. Ковальчук, В. И. Ильина, Н. И. Стукалова и Л. И. Котова. Палеоботанические исследования Г. М. Ковальчук завершились составлением списка форм в составе *Cladophlebis* sp., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer., *G. quadrilobus* Brick., *Czekanowskia setacea* Heer., *Phoenicopsis* sp., которые тяготеют более к флоре раннеюрской эпохи.

Н. И. Стукалова и Л. И. Котова получили палинокомплекс из пород верхней половины разреза койтасской свиты (скв. 155, интервал 157—258 м). Ведущая роль в нем принадлежит спорам папоротникообразных растений родов *Osmundacidites* (33%), *Cyathidites* (17,5%), *Cheiropleuria compacta* Bolch. (8,5%). Пыльца представлена двухмешковыми формами сосновых и ногоплодниковых (до 23%) и безмешковой пылью цикадофитов (17,5%); единично присутствует пыльца рода *Classopollis*. Принимая во внимание результаты изучения крупномерных растительных остатков и микрофитофоссилий двух палинокомплексов, возраст койтасской свиты Кзылтуской депрессии следует считать отвечающим отрезку времени тоарский век — начало среднеюрской эпохи.

Ушсорская свита представлена толщей конгломератов мелко- и среднегалечных, крупные пачки которых разделяются редкими слоями разнозернистых песчаников серой окраски. Эти грубообломочные породы налегают на размытую поверхность койтасской свиты. Скв. 157 в интервале 180—307 м пересекла серые алевролиты с прослоями граве-

литов, содержащие растительные остатки *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp., и большое количество обуглившегося детрита. Мощность свиты 300 м.

В Тургайском прогибе юрские отложения не участвуют в строении платформенного чехла. Они слагают пространственно изолированные депрессии домезозойского фундамента, которые сосредоточиваются главным образом в восточной половине прогиба. Установлено, что депрессии различаются между собой мощностью юрских отложений и количеством выделенных стратиграфических подразделений местного значения, а также формами тектонических дислокаций. Если сравнивать депрессии по этим показателям, то можно их разделить на две группы — Убаганскую и Приишимско-Арыкумскую.

Убаганскую группу составляют Кушмурунская, Харьковская, Черниговская, Панфиловская, Приозерная, Эгинсайская, Былкулдакская и другие депрессии, юрские отложения которых выделены в убаганскую серию, включающую пять свит — черниговскую, кушмурунскую, караганскую, дузбайскую и коскольскую. Общая мощность юрских отложений в этих депрессиях не превышает 500 м.

Приишимско-Арыкумскую группу составляют Жаныспайская, Савинковско-Кызылтальская, Мхатовская, Арыкумская, Сарылганская, Бозингенская и другие депрессии, характеризующиеся повышенной мощностью юрских отложений. В пределы рассматриваемого региона входит лишь небольшая часть площади Жаныспайской и Савинковско-Кызылтальской депрессий, юрские отложения которых служили исходным фактическим материалом в обосновании необходимости выделения на восточной периферии Тургайского прогиба приишимско-арыкумского типа стратиграфического разреза в составе двух свит — орловской и кызылтальской.

Орловская свита выделена в Жаныспайской, Савинковско-Кызылтальской и Мхатовской депрессиях, где она залегает с угловым несогласием на разновозрастных породах палеозоя. Полного послыстного разреза орловской свиты пересечением одной глубокой скважиной не получено, поэтому ее общая мощность не установлена. По данным геофизических наблюдений, в местах максимального погружения поверхности домезозойского фундамента Кызылтальской и Мхатовской депрессий она оценивается в 800—1000 м. В низах свиты располагаются конгломераты и разнозернистые песчаники, заключающие одиночные слои алевролитов, среди которых чаще выделяются с текстурой «мусорного» облика и пестрой окраской. Мощность пачки грубообломочных пород в понижениях рельефа поверхности домезозойского фундамента достигает 90 м. Большую часть свиты слагают алевролиты, песчаники, аргиллиты и угли; последние приурочены к пачкам тонкозернистых пород. Обнаруженные в этих породах крупномерные растительные остатки В. П. Владимирович включила в состав верхнекушмурунского флористического комплекса.

Угленасыщенную часть разреза орловской свиты вскрыли глубокие скважины на площади Кызылтальской депрессии. Отсюда Л. И. Котова выделила из пород и углей (скв. 2, интервал 730—1026 м) представительный палинокомплекс, где пыльца голосеменных растений составляет 66—80%. Многочисленна в комплексе двухмешковая пыльца хвойных родов *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (38—56%). Особое место принад-

лежит пыльце хвойных примитивного строения из группы *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. flaus* Bolch., *Protopinus vastus* Bolch., *P. subluteus* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protoabietipites oblatinoides* Mal., *Protopodocarpus mollis* Bolch., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. (до 12%), морфологическими особенностями которых являются большие размеры, слабая обособленность воздушных мешков и нечеткая структура экзины. Встречаются единичные зерна реликтов палеозойской флоры *Walchiites* sp. Из безмешковой пыльцы численностью выделяются *Ginkgo typica* (Nal.) Bolch., *G. parva* (Naum.) Bolch., *G. praeacuta* Bolch., *Bennettites dilucidus* Bolch., *Chasmatosporites elegans* Nil. (до 22%). Споровую часть комплекса образуют папоротники семейств *Osmundaceae* (до 16,5%) и *Marattiaceae* (до 15%), реже отмечаются *Cynthidites minor* Coup., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *Leiotriletes* sp., *Toroisporis* sp., *Todisporites minor* Coup., *T. major* Coup., *Sphagnumsporites* sp., *Lycopodimsporites subrotundus* (К.-М.) Vin., *Calamospora microrugosa* Coup.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс позволяет датировать возраст пород, слагающих нижнюю половину разреза орловской свиты, ранним лейасом, условно геттанг-плинсбахом.

Кызылтальская свита налегает с угловым несогласием на породы девона и карбона. Стратотипическим разрезом этой свиты служит литологическая колонка глубокой скв. I-C в интервале 124,3—771 м. Общая мощность кызылтальской свиты 690 м. В ее слоении участвуют все литологические разности обломочных пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты) и угли. Неравномерное наслоение этих пород позволяет выделить две подсвиты.

Нижнекызылтальская подсвита литологически выражена чередованием крупных слоев алевролитов и аргиллитов серой окраски. Постоянство ее литологического состава утрачивается на западной периферии Кызылтальской депрессии, где тонкозернистые породы на близком расстоянии замещаются конгломератами и гравелитами, образующими базальный горизонт компактного сложения. Мощность подсвиты 130 м.

Возраст нижнекызылтальской подсвиты определяется по результатам палинологических исследований. Полученный Л. И. Котовой из аргиллитов и алевролитов палинокомплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений *Piceapollenites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpites*, но видовой ее состав по сравнению с палинокомплексом орловской свиты заметно меняется вследствие сокращения количества форм примитивного строения и увеличения видов, по морфологическим признакам близких современным хвойным растениям. Пыльца реликтов палеозойской флоры отсутствует. В споровой части комплекса возрастает видовое разнообразие представителей папоротникообразных растений *Cyathidites* sp., *Calamospora microrugosa*, *Todisporites minor*, *Osmundacidites* sp. и др. Состав пыльцы и спор позволяет определить возраст нижнекызылтальской подсвиты раннеюрским, условно тоарским.

Верхнекызылтальская подсвита выделяется многократным чередованием в разрезе мощных горизонтов углей и пачек обломочных пород, в которых различным образом сочетаются слои аргиллитов, алевролитов и песчаников. Отличительным признаком подсвиты является большая угленасыщенность, фиксируемая наличием нескольких горизонтов.

Угольные пласты в них разделяются аргиллитами и алевролитами, преимущественно темно-серой окраски.

Растительные остатки по сборам в угленосных породах Кызылтальской и Мхатовской депрессий изучались В. П. Владимирович, которая описала два флористических комплекса — верхнекушмурунский и пришимский; последний указывает на среднеюрский возраст пород верхней части разреза подсвиты. Определенную ясность в вопрос о возрасте верхней подсвиты внесли палинологические исследования, выполненные Л. И. Котовой на каменном материале последнего периода разведки карьерных полей Орловского и Кызылтальского угольных месторождений. Выделенные спектры показали неустойчивые количественные соотношения спор и пыльцы, однако в их составе вверх по разрезу подсвиты прослеживается закономерное увеличение спор *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Dictyophyllidites mortoni* (Jersey) Pl. et Dett., *Urkasporites argenteiformis* (Bolch.) Schuls., *Giratisporites kemtchugiensis* Il., *Densoisporites crassus* Tralau, *Contignisporites problematicus* Tralau, *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Tar. при постепенном уменьшении пыльцы *Piceapollenites*, *Podocarpites*.

Верхняя половина разреза кызылтальской свиты охарактеризована палинокомплексом, в котором преобладают споры растений, типичных представителей флоры среднеюрской эпохи. В их составе следует отметить *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Dictyophyllidites*, *Dipteridaceae*, *Gleicheniidites*, *Triparitina variabilis* Mal., *Osmundacidites wellmanii* Coup., *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Tar., указывающие на байосский возраст пород, слагающих верхи разреза кызылтальской свиты.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые песчано-глинистые отложения в Северном Казахстане развиты не повсеместно. Наиболее полные разрезы прослеживаются в северной и северо-восточной частях района, где мощности их достигают 400 м; к югу они резко сокращаются, а часть свит выпадает из разрезов. В Ишим-Чаглинском междуречье фрагменты верхнемеловых осадков сохранились лишь в карстовых полостях на площадях развития бокситов. Среди них выделяются отложения готерива — баррема, альба — сеномана, турона, коньяка — сантона, кампана и маастрихта.

Нижний отдел

Готерив-барремский ярус. *Киялинская свита.* Нерасчлененные отложения готерив-барремского возраста широко распространены в северных частях района, где их максимальная мощность достигает 350 м. К югу мощность осадков сокращается до 30 м, а в некоторых частях региона они отсутствуют. Отложения свиты представлены толщей карбонатных пестроцветных и красноцветных (в основном красновато-коричневых, красно-бурых и серовато-зеленых) глин, иногда каолинизированных, с большим количеством обломочного материала. Глины аргиллитоподобные, алевролитистые и песчаные с прослоями и гнездами песка, алевролитов и песчаников (рис. 12). В основании толщи хорошо выражен базальный горизонт.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ				СИСТЕМА	АНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	АНТОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	АНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	КОМПЛЕКСЫ СПОР И ПЫЛЬЦЫ
ПАЛЕО- ГЕН	ЗОЦЕН	ОЛКИЦЕН	ОТДЕЛ						
ТАВДИНСКАЯ	ЛЮДИНВОРСКАЯ	ТАВДИНСКАЯ	ЖУРАВ- КОВАЯ СЛАЯ	СВИТА ГЕОЛОГИЧЕСКИИ ИДИДЕКА	Пески, глинистые алебриты		Пески, глинистые алебриты	Палинокомплексы с <i>Fagus grandifoliiformis</i> - <i>Pterocarya stenopteroideis</i>	
			Р ¹⁺²	Р ²	Глины, алебриты серые, коричнево- серые, прослои ли- нгита, песков.		Глины, алебриты серые, коричнево- серые, прослои ли- нгита, песков.	Палинокомплексы с <i>Juglans siboldianiformis</i> - <i>Betula gracilis</i>	
			Р ³	Р ³	Глина алебритовая, алебриты глини- стые, пески.		Глина алебритовая, алебриты глини- стые, пески.	Палинокомплексы с <i>Corya spachiana</i> - <i>Juglans polyvarata</i> - <i>Tilia tomentosiformis</i> .	
			Р ³ - Р ¹	Р ³ - Р ¹	Дубово-зеленые алебритистые ли- стоватые глины, слоистые, реже песчано-алебрити- стые.		Дубово-зеленые алебритистые ли- стоватые глины, слоистые, реже песчано-алебрити- стые.	Палинокомплексы с <i>Quercus gracilis</i> - <i>Q. graciliformis</i>	
			Р ²	Р ²	Глина светло-се- рая, опокобидная, опесчаненная, кварцито-глини- стые песчаники		Глина светло-се- рая, опокобидная, опесчаненная, кварцито-глини- стые песчаники	Ф: <i>Rhabdammina cylindrica</i> Ylnessner, <i>Technitella spiculitesta</i> <i>Bulatova</i> , <i>Hyperammina cf. fragilis</i> Brady, <i>Reophax cf. ampullacea</i> Brady, <i>Bolivinaopsis spectabilis</i> Grzybowski. Р: <i>Thecosphaera sp. Koslova</i> , <i>Amphistylus ensiger</i> Koslova, <i>Xiphotrachus videndus</i> Koslova.	Палинокомплексы с <i>Castanopsis pseudocingulum</i> - <i>Quercus gracilis</i> .
Р ¹	Р ¹	Глина опокобидная зеленовато-серая, опоки		Глина опокобидная зеленовато-серая, опоки	Р: <i>Amphistylus ensiger</i> Koslova, <i>Dryoptrachus santae- natae</i> (Crompton et Clark), <i>Prunopyle adelostoma</i> Koslova, <i>Stylotrachus cf. paciferum</i> Zipman.	Палинокомплексы с <i>Castanea crenataeformis</i> - <i>Castanea</i> <i>sativa</i> - <i>Castanopsis</i> sp.			
Р ¹	Р ¹	Зеленовато-серые опоки, пески кварцито-магнитовые, песчаники		Зеленовато-серые опоки, пески кварцито-магнитовые, песчаники	Палинокомплексы с <i>Triatriopollenites excelsus</i> - <i>Anacolosidites</i> (<i>Interparapollenites</i>).				
Р ¹	Р ¹	Глины опокобид- ные серого цвета, алебритовые гли- ны, пески глауко- нитовые		Глины опокобид- ные серого цвета, алебритовые гли- ны, пески глауко- нитовые	Доминанты: <i>Notropollis</i> - <i>Trudopollis</i> , <i>Oculipollis</i> (мелкие) <i>Extratrapapollenites</i> ; <i>Postnotropollis</i> - <i>Trapapollenites</i> <i>gracilis</i> Pfl., <i>T. vaosus</i> Pfl., <i>Triatriopollenites</i> Pfl. Субдоминанты: <i>Taxodiaceae</i> , <i>Pinulocladus</i> , <i>Cedrus</i> . Спутывающие: <i>Strataeapollenites</i> , <i>Classapollis</i> .				

М Е Л О В А Я		В Е Р Х Н И Й		140	Серые известковые глины. Мергели с прослоями глинистых алебритов и песчаников. Пески с глауконитом.	Ф: <i>Spiroplectammima variabilis</i> Meckaja, <i>S.brevis</i> Kisselman, <i>Gaudryina affinis</i> Bulatova, <i>Cibicides</i> <i>dem-blix</i> (Marsson) Kasahstanica (Meckaja), <i>Bolivinoidea senonensis</i> (Dalm). D: <i>Cytherella temporalis</i> Mand, <i>Spongoprimum articulatum</i> Zipm., <i>Clythrocytheridea sehweyefi</i> Mand.	Доминанты: <i>Normapollis</i> : <i>Oculapollis</i> , <i>Vacuapollis</i> , <i>Plicapollis</i> , <i>Pinaceae</i> (<i>Pinus</i> , <i>Abies</i> , <i>Paraliba</i> , <i>Cedrus</i>). Субдоминанты: <i>Moniacarpus</i> , <i>Aquilapollenites</i> , <i>Elytranthe</i> , <i>Betulapollenites microxcelisus</i> Chl., <i>Myricaceae</i> , <i>Conyctomyruceae</i> : <i>Ynetaceapollenites</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Ephedriplites</i> .
		ГАНЬКИНСКАЯ	САВЕРГОРДСКАЯ				
НИЖНИЙ		ИПАТОВСКАЯ		88	Зеленоватые-серые алебриты, песчаники, мергели, глауконитовые глины. Пески кварца-глауконитового состава. Лески с глауконитовыми зернами.	Ф: <i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaessner, <i>Psommosphaera fusca</i> Schulze, <i>Platyspira coronata</i> Cushman, <i>Spiroplectammima rotata</i> Kisselman, <i>Eponides sibiricus</i> Meckaja. P: <i>Prunobrachium articulatum</i> Zipman, <i>Cromydruppa concentrica</i> Zipman, <i>Paroalsiscus vulgaris</i> Zipman	Доминанты: <i>Pinaceae</i> (<i>Pinus</i> , <i>Cedrus</i>), <i>Podocarpaceae</i> (<i>Podocarpus</i> , <i>Phyllocladus</i> , <i>Jacqulium</i>). Субдоминанты: <i>Plicapollis</i> , <i>Vacuapollis</i> , <i>Tricolpopollenites</i> Pfl., <i>Tricolporopollenites</i> Pfl. Сопутствующие: <i>Ynetaceapollenites</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Taxodiaceae</i> , <i>Betulapollenites</i> sp., <i>Triarctites</i> sp.
		ЛЕНЬКОВСКАЯ	КУЗНЕЦОВСКАЯ				
НИЖНИЙ		ИПАТОВСКАЯ		170	Пески глауконитоварцевые серые, темно-серые. Песчаники зеленоватые-серые, глауконитоварцевые алебриты, алебритовые глины, пестроцветные глины.	Ф: <i>Reophax inordinatum</i> Young, <i>R.angustus</i> Belousova, <i>R.cf.guttiformis</i> Podabina, <i>Naftaphragmoides aff.tumidus</i> Podabina. P: <i>Conosphaera cf.mammilata</i> Zipm., <i>Cromydruppa repressus</i> Zipm., <i>Cenodiscus cf.lens</i> Zipm., <i>Spongadiscus multus</i> Kostova, <i>Dictyomitra placentalis</i> Zipman.	Доминанты: <i>Pinaceae</i> , <i>Taxodiaceae</i> , <i>Tricolpopollenites</i> Pfl. и <i>Tricolporopollenites</i> (с гладкой экваторной и сетчатой скульптурой экзины). Субдоминанты: <i>Yleicheniaceae</i> , <i>Yothanipollis</i> Krutz, <i>Complexiopollis</i> Pfl. Сопутствующие: <i>Ynetaceapollenites</i> , <i>Hemitelia</i> , <i>Monacolpites bisulcus</i> Mart.
		ЛЕНЬКОВСКАЯ	КУЗНЕЦОВСКАЯ				
НИЖНИЙ		ИПАТОВСКАЯ		60	Зеленоватые-серые алебритовые глины с гнездами алебритового материала. Лесок с глауконитом.	Ф: <i>Zabrospira fraseri</i> (Wick) stat. Podabina, <i>Naftaphragmoides rota</i> (Nauis) sibiricus, <i>Zaspelora</i> , <i>Pseudoclavulina hastata</i> (Cusck), <i>Gaudryina filiformis</i> (Berthelin) angusta Podabina. P: <i>Cromydruppa concentrica</i> Zipm.	Доминанты: споры искусственных групп: <i>Stenozonolites radiatus</i> Chl., <i>Tauracuspites reductus</i> (Bolck) stat., <i>Foraminisporis asymmetricus</i> (Cook et Det), <i>Divisiporites Th.et. Pfl.</i> , <i>Pinaceae</i> . Субдоминанты: <i>Tricolpopollenites</i> Pfl., <i>Tricolporopollenites</i> Pfl. Единично: <i>Yothanipollis</i> Krutz.
		ЛЕНЬКОВСКАЯ	КУЗНЕЦОВСКАЯ				
НИЖНИЙ		ИПАТОВСКАЯ		210	Серые, темно-серые глины алебритовые с вкраплениями и интрузивными остатками. В верхней части - линзы докситов. Пески грубозернистые. Прослой бурого угля.	Ф: <i>Zabrospira fraseri</i> (Wick) stat. Podabina, <i>Naftaphragmoides rota</i> (Nauis) sibiricus, <i>Zaspelora</i> , <i>Pseudoclavulina hastata</i> (Cusck), <i>Gaudryina filiformis</i> (Berthelin) angusta Podabina. P: <i>Cromydruppa concentrica</i> Zipm.	Доминанты: <i>Yleicheniaceae</i> (8 видов), <i>Pinaceae</i> (<i>Pinus</i> , <i>Cedrus</i>), <i>Schizaeaceae</i> (<i>Aneites</i> , <i>Zigadium</i> , <i>Pelletieria</i>). Субдоминанты: <i>Cyathecaceae</i> , <i>Dicksoniaporites</i> , <i>Taxodiaceae</i> . Сопутствующие: <i>Kornilovites</i> , <i>Cingulatisporites</i> , <i>Stenozonolites exuperans</i> Chl., <i>Tauracuspites reductus</i> (Bolck) stat., <i>Tricolpopollenites</i> Pfl., <i>Tricolporopollenites</i> Pfl.
		ЛЕНЬКОВСКАЯ	КУЗНЕЦОВСКАЯ				
НИЖНИЙ		ИПАТОВСКАЯ		350	Красноцветные, пестроцветные глины. С прослоями песчаников и алебритов, с гнездами песка и алебритов.	Ф: <i>Zabrospira fraseri</i> (Wick) stat. Podabina, <i>Naftaphragmoides rota</i> (Nauis) sibiricus, <i>Zaspelora</i> , <i>Pseudoclavulina hastata</i> (Cusck), <i>Gaudryina filiformis</i> (Berthelin) angusta Podabina. P: <i>Cromydruppa concentrica</i> Zipm.	Доминанты: <i>Schizaeaceae</i> (<i>Zigadium</i> , реже <i>Pelletieria</i>), <i>Pinaceae</i> (<i>Pinus</i> , <i>Coniferales</i>). Субдоминанты: <i>Coniopteris</i> , <i>Adiantum</i> , <i>Hymenophyllaceae</i> , <i>Qstundaceae</i> . Сопутствующие: <i>Taxodiaceae</i> , <i>Classopollis</i> .
		ЛЕНЬКОВСКАЯ	КУЗНЕЦОВСКАЯ				

Рис. 12. Сводный стратиграфический разрез меловых и палеогеновых отложений

Красноцветные отложения несогласно залегают на корях выветривания кристаллических пород нижнего протерозоя либо на осадках средней или верхней юры. По литологическому составу и стратиграфическому положению они сопоставляются с разрезом киялинской свиты Западной Сибири и восточного склона Урала.

Палеонтологически глины охарактеризованы слабо: содержат обедненные палиноспектры, свидетельствующие о готерив-барремском возрасте вмещающих отложений. В районе г. Петропавловска, по данным З. Т. Алескеровой и др., в них были найдены скопления готеривских пеллеципод и комплекс фораминифер. В Барабинской скважине обнаружены пресноводные остракоды. Из этих отложений Н. В. Кручининой и Л. Г. Марковой [94] описаны комплексы спор и пыльцы валанжина и готерива — баррема.

В северной части Иртышской синеклизы в красноцветных глинах встречены палеонтологические остатки, свидетельствующие об их готерив-барремском возрасте [80]. Однако в Павлодарском Прииртышье в аналогичных глинах З. К. Пономаренко и др. [115] установлены палинокомплексы позднеюрского возраста. Проведя широкое сопоставление их с одновозрастными комплексами близлежащих районов, они обнаружили их сходство с келловей-кимериджскими палинокомплексами Западной Сибири [42].

Таким образом, красноцветная толща, охарактеризованная в нижней части комплексами спор и пыльцы позднеюрского и готерив-барремского возраста и перекрывающаяся позднеальбскими — сеноманскими комплексами миоспор в верхней, формировалась, видимо, от поздней юры до готерива — баррема включительно. Красноцветные породы — свидетельство сухого жаркого климата этого промежутка времени. Влияние аридного климата проявилось в повсеместном формировании красноцветов и прекращении процесса угленакопления, характерного для среднеюрского времени. Аридность климата отразилась не только на характере пород, но и в резкой смене растительности: на смену среднеюрской мезофильной растительности пришла ксерофильная. В палинокомплексах поздней юры и готерива — баррема наиболее распространены ксерофильные хвойные, принадлежавшие вымершему семейству хейролепидиевых. Наряду с ними много пыльцы древних хвойных со слабо дифференцированными воздушными мешками.

Аптский — альбский ярусы. Отложения апта — альба распространены только на севере региона, где они представлены светлыми песками, песчаниками, алевритами, переслаивающимися с алевритовыми глинами, реже гравелитами; содержат прослой бурого угля. По З. Т. Алескеровой и др., в разрезе нижнемеловых отложений выделяются: нижнепокурская подсвита, соответствующая викуловской свите, и среднепокурская подсвита, отвечающая ханты-мансийской свите. Пересмотр списочного состава материала показал, что он имеет большое сходство с альбскими палинокомплексами многих районов Казахстана [114] и Западной Сибири [94].

Имеющийся фактический материал по нижнемеловым отложениям позволяет считать, что аптские, ниже- и среднеальбские осадки в пределах региона распространены ограниченно. Альбский ярус на большей части Северного Казахстана представлен отложениями верхнего альба,

залегаящими с размывом на готерив-барремских. Это подтверждается и присутствием в основании грубообломочного материала, песка и конгломерата.

Нижний — верхний отделы

Верхнеальбский — сеноманский ярусы. Леньковская свита. Континентальные отложения альба — сеномана широко распространены в регионе и вскрыты многочисленными скважинами. Обнажения их встречены лишь на северо-восточной окраине Казахстанского щита. Они с размывом залегают на киялинской свите или на породах коры выветривания. По литологическим особенностям свита подразделяется на два горизонта. Нижний сложен серыми, светло-серыми глинами с растительными остатками и прослоями бурого угля. В основании его наблюдаются слои разнозернистого песка и конгломерата. В верхнем горизонте преобладают темно-серые глины, алевроиты, чередующиеся с песками и прослоями песчаника. В южной части региона встречается лишь верхний горизонт: это темно-серые, серые каолиновые глины с прослоями лигнитовых глин и светло-серых глинистых песков. Здесь прослеживаются линзы и прослои бокситов и каолиновых глин. Породам альба — сеномана в целом присуще присутствие большого количества растительного детрита, обуглившейся древесины и конкреций пирита. Мощность их колеблется от 20 до 210 м, возрастая с юга на север.

Морские отложения, по данным А. Ф. Драгуна и др., распространены только у северной границы Казахской ССР. Альбский — сеноманский возраст их дан по находкам фауны фораминифер с *Glomospira* sp., *Verneuilina* sp. и палинологическим комплексам.

Из глин нижней пачки установлены богатые спорово-пыльцевые комплексы позднеальбского возраста*. В них господствуют глейхениевые папоротники, представленные большим количеством и видовым разнообразием спор, что свидетельствует о расцвете этого семейства. Разнообразны схизейные папоротники. Постоянно встречаются споры искусственных групп: *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stov., *Kornilovites tresegmentatus* Kalmeneva. Среди голосеменных преобладает семейство Pinaceae (Pinus, Picea), особенно много пыльцы кедра. Иногда отмечается значительное количество Taxodiaceae. Среди покрытосеменных присутствуют в основном формы меридионально трехбороздного и трехбороздно-порового строения (мелких размеров), определенные как *Tricolporopollenites* Pfl. и *Tricolporopollenites* Pfl. и близкие *Corylopsis*, *Castanea*, *Quercus*. Единично отмечаются *Ericipites*, *Clavatipollenites rotundus* Kemp., *C. sp.*

Из темно-серых глин верхней пачки изучены палинокомплексы, в которых господствуют глейхениевые и схизейные папоротники. Однако заметно обеднение видов первого семейства. Среди голосеменных наблюдается многообразие сосновых (сосна, кедр, ель). Покрытосеменные, как и в позднеальбских палинокомплексах, представлены пылью трехбороздного и трехбороздно-порового строения, но в сумме они составляют уже значительный процент. Часть таксонов сближается с представите-

* Здесь и дальше использованы палинологический материал З. С. Паскарь, М. А. Сахаровой, Н. С. Евлентьевой (ПГО Севказгеология) и палеонтологический материал И. А. Богоявленской (ПГО Центразгеология).

Красноцветные отложения несогласно залегают на корях выветривания кристаллических пород нижнего протерозоя либо на осадках средней или верхней юры. По литологическому составу и стратиграфическому положению они сопоставляются с разрезом киялинской свиты Западной Сибири и восточного склона Урала.

Палеонтологически глины охарактеризованы слабо: содержат обедненные палиноспектры, свидетельствующие о готерив-барремском возрасте вмещающих отложений. В районе г. Петропавловска, по данным З. Т. Алескеровой и др., в них были найдены скопления готеривских пеллеципод и комплекс фораминифер. В Барабинской скважине обнаружены пресноводные остракоды. Из этих отложений Н. В. Кручининой и Л. Г. Марковой [94] описаны комплексы спор и пыльцы валанжина и готерива — баррема.

В северной части Иртышской синеклизы в красноцветных глинах встречены палеонтологические остатки, свидетельствующие об их готерив-барремском возрасте [80]. Однако в Павлодарском Прииртышье в аналогичных глинах З. К. Пономаренко и др. [115] установлены палинокомплексы позднеюрского возраста. Проведя широкое сопоставление их с одновозрастными комплексами близлежащих районов, они обнаружили их сходство с келловей-кимериджскими палинокомплексами Западной Сибири [42].

Таким образом, красноцветная толща, охарактеризованная в нижней части комплексами спор и пыльцы позднеюрского и готерив-барремского возраста и перекрывающаяся позднеальбскими — сеноманскими комплексами миоспор в верхней, формировалась, видимо, от поздней юры до готерива — баррема включительно. Красноцветные породы — свидетельство сухого жаркого климата этого промежутка времени. Влияние аридного климата проявилось в повсеместном формировании красноцветов и прекращении процесса угленакопления, характерного для среднеюрского времени. Аридность климата отразилась не только на характере пород, но и в резкой смене растительности: на смену среднеюрской мезофильной растительности пришла ксерофильная. В палинокомплексах поздней юры и готерива — баррема наиболее распространены ксерофильные хвойные, принадлежавшие вымершему семейству хейролепидиевых. Наряду с ними много пыльцы древних хвойных со слабо дифференцированными воздушными мешками.

Аптский — альбский ярусы. Отложения апта — альба распространены только на севере региона, где они представлены светлыми песками, песчаниками, алевролитами, переслаивающимися с алевроитовыми глинами, реже гравелитами; содержат прослой бурого угля. По З. Т. Алескеровой и др., в разрезе нижнемеловых отложений выделяются: нижнепокурская подсвита, соответствующая викуловской свите, и среднепокурская подсвита, отвечающая ханты-мансийской свите. Пересмотр списочного состава материала показал, что он имеет большое сходство с альбскими палинокомплексами многих районов Казахстана [114] и Западной Сибири [94].

Имеющийся фактический материал по нижнемеловым отложениям позволяет считать, что аптские, ниже- и среднеальбские осадки в пределах региона распространены ограниченно. Альбский ярус на большей части Северного Казахстана представлен отложениями верхнего альба,

залегаящими с размывом на готерив-барремских. Это подтверждается и присутствием в основании грубообломочного материала, песка и конгломерата.

Нижний — верхний отделы

Верхнеальбский — сеноманский ярусы. *Леньковская свита.* Континентальные отложения альба — сеномана широко распространены в регионе и вскрыты многочисленными скважинами. Обнажения их встречены лишь на северо-восточной окраине Казахского щита. Они с размывом залегают на киялинской свите или на породах коры выветривания. По литологическим особенностям свита подразделяется на два горизонта. Нижний сложен серыми, светло-серыми глинами с растительными остатками и прослоями бурого угля. В основании его наблюдаются слои разнозернистого песка и конгломерата. В верхнем горизонте преобладают темно-серые глины, алевриты, чередующиеся с песками и прослоями песчаника. В южной части региона встречается лишь верхний горизонт: это темно-серые, серые каолиновые глины с прослоями лигнитовых глин и светло-серых глинистых песков. Здесь прослеживаются линзы и прослои бокситов и каолиновых глин. Породам альба — сеномана в целом присуще присутствие большого количества растительного детрита, обуглившейся древесины и конкреций пирита. Мощность их колеблется от 20 до 210 м, возрастая с юга на север.

Морские отложения, по данным А. Ф. Драгуна и др., распространены только у северной границы Казахской ССР. Альбский — сеноманский возраст их дан по находкам фауны фораминифер с *Glomospira* sp., *Verneuilina* sp. и палинологическим комплексам.

Из глин нижней пачки установлены богатые спорово-пыльцевые комплексы позднеальбского возраста*. В них господствуют глейхениевые папоротники, представленные большим количеством и видовым разнообразием спор, что свидетельствует о расцвете этого семейства. Разнообразны схийейные папоротники. Постоянно встречаются споры искусственных групп: *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stov., *Kornilovites tresegmentatus* Kalmeneva. Среди голосеменных преобладает семейство Pinaceae (Pinus, Picea), особенно много пыльцы кедр. Иногда отмечается значительное количество Taxodiaceae. Среди покрытосеменных присутствуют в основном формы меридиально трехборздного и трехборздно-порового строения (мелких размеров), определенные как *Tricolporopollenites* Pfl. и *Tricolporopollenites* Pfl. и близкие *Corylopsis*, *Castanea*, *Quercus*. Единично отмечаются *Ericipites*, *Clavatipollenites rotundus* Kemp., *C. sp.*

Из темно-серых глин верхней пачки изучены палинокомплексы, в которых господствуют глейхениевые и схийейные папоротники. Однако заметно обеднение видов первого семейства. Среди голосеменных наблюдается многообразие сосновых (сосна, кедр, ель). Покрытосеменные, как и в позднеальбских палинокомплексах, представлены пыльцой трехборздного и трехборздно-порового строения, но в сумме они составляют уже значительный процент. Часть таксонов сближается с представите-

* Здесь и дальше использованы палинологический материал З. С. Паскарь, М. А. Сахаровой, Н. С. Евлентьевой (ПГО Севказгеология) и палеонтологический материал И. А. Богоявленской (ПГО Центрказгеология).

лями современной флоры, что позволяет использовать их при палеоландшафтных реконструкциях. Появляются более высокоорганизованные цветковые, отнесенные к формальным родам — *Complexiopollis* Krutz., *Kuprianipollis* Kom.

Описанные комплексы спор и пыльцы по составу наиболее близки к таковым из отложений леньковской свиты Иртышской синеклизы [80] и Павлодарского Прииртышья, возраст которых подтвержден и находками листовой флоры (данные В. С. Корниловой). Близкие палинокомплексы установлены в отложениях верхнепокурской подсвиты Западно-Сибирской низменности и во многих районах Казахстана [114].

Таким образом, возраст леньковской свиты по палинологическим данным определяется поздним альбом — сеноманом.

На северном склоне Казахстанского щита к верхней части леньковской свиты приурочены бокситоносные отложения — пестроцветные каолиновые глины с линзами и прослоями бобовых каменистых бокситов и бокситоподобных пород. В Центральном Казахстане аналогичные бокситоносные отложения выделены в майсорскую свиту [56], в Тургайском прогибе — в козыревскую [89].

В позднем альбе — сеномане на территории существовали континентальные условия (за исключением самой северной части, где был, видимо, залив Западно-Сибирского моря). Обширная аккумулятивная равнина, изобиловавшая озерами, заболоченными водоемами, была покрыта монодоминантными зарослями папоротников, хвойно-папоротниковыми и смешанными лесами. С юга аккумулятивная равнина была окружена холмистыми денудационными равнинами, переходящими к югу в платообразные низкие горы. Анализ палинофлоры позднего альба — сеномана показал, что в ней господствовала гигромезофильная группа растений, большая часть которых сближается с современными обитателями тропической, субтропической, реже умеренной зон. Обилие и разнообразие папоротников, часть которых были, видимо, древовидными, а часть лианами и эпифитами, многообразие представителей тропических и субтропических семейств среди голосеменных и цветковых — свидетельство благоприятных условий их произрастания. Климат был, видимо, палеотропическим, со среднегодовой температурой +22, +24° и количеством атмосферных осадков около 2000 мм в год [75].

Верхний отдел

Туронский ярус. Кузнецовская свита. Морские отложения турона, выделенные в кузнецовскую свиту, широко распространены. Они трансгрессивно залегают на осадках леньковской свиты либо на образованиях коры выветривания, реже — на породах фундамента. Представлены они алевритовыми глинами с линзами и прослоями алевритов, песков и песчаников. К югу мощность глин сокращается, и они фациально замещаются песками и песчаниками. Глины серые, темно-серые, бейделлитовые, плотные, с включениями чешуек мусковита и зерен глауконита. В основании их прослеживается песчано-гравийный горизонт мощностью до 2 м. Максимальная мощность до 60 м, минимальная 1 м. Для отложений характерно обилие обломков позвонков и чешуи рыб, спикул губок. Возраст осадков устанавливается на основании определений фауны фораминифер и палинологии.

Комплекс агглютинированных фораминифер с хрупкой песчаной раковинной, нередко выполненной пиритом, характеризуется преобладанием *Haplophragmoides rota* (Nauss.) *sibiricus* Zaspelova, *Labrospira collyra* (Nauss.), *Recurvoides sewellensis* (Olsson.) *parvus* (Belousova), *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin) *angusta* Podobina. Здесь же встречаются радиолярии: *Cromyodruppa concentrica* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Grig. с преобладанием *Dictyomitra pyramidalis* Grig.

Из этих же пород выделены эталонные спорово-пыльцевые комплексы, в которых все еще господствуют споры глейхениевых папоротников, но встречено всего три вида. Возрастает участие спор искусственных групп: *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stov., *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *Divisisporites euskirchenensis* Thoms., *Foraminisporis transversus* (Nagy.) Pacl., *Heliodiscus kemensis* (Chlon.) Srivastava, *Couperisporites tabulatus* Dett., характерных для туронских палинокомплексов северных районов Казахстана. Постоянны схизейные (*Lygodium*, *Anemia*), кочедыжниковые. Среди голосеменных доминирует семейство Pinaceae (много *P. aralica* Bolch.). Субдоминантами являются ногоплодниковые и таксодиевые. Постоянно присутствуют хейролепидиевые и формальный род *Gnetaceapollenites* Thiery. et Jans, имеющий генетические связи с современными гнетовыми. Среди покрытосеменных, составляющих значительный процент в комплексах, наряду с пылью трехбороздной с гладкой эскиной и сетчатой скульптурой эскины встречается пыльца формальных родов *Kuprianipollis* [*K. santaloides* (Stelm.) Kom., *K. rhamnoides* (Bolch.) Kom., *K. elegans* (Zakl.) Kom.], *Complexiopollis* Krutz.

Кроме того, встречено большое количество фитомикропланктона, указывающего на морской генезис осадков: *Deflandrea acuminata* Cook., *Odontochitina operculata* (O. We) Defl., *Microdinium ornatum* Cook. et Eisen., *M. punctatum* (Vozzh., *Australiella tripartita* (Cook. et Eisen.) Vozzh., *Chlamydothorella nyei* Cook. et Eisen., *Cyclonephelium distinctum* Dett. et Cook.

Приведенный состав палинокомплексов и микрофитопланктона свидетельствует об их туронском возрасте. Они близки туронским комплексам Центрального и Западного Казахстана [56, 114] и эталонным спорово-пыльцевым комплексам Западной Сибири.

Палеогеографическая обстановка туронского времени определяется морской трансгрессией с севера. Более глубоководные фации (зеленовато-серые пластинчатые глины и алевролиты) приурочены к самой северной части региона. Южнее широко распространены прибрежно-морские мелководные отложения — алевролитовые глины, переслаивающиеся с глауконит-кварцевыми песками. К югу мощность глин уменьшается, и они замещаются глауконит-кварцевыми песками и песчаниками. Близость морского бассейна повлияла на климат и растительность.

Анализ туронской палинофлоры показал, что в ее составе господствовали мезофильная и гигрофильная группы растений. Однако по сравнению с сеноманом наблюдается некоторое похолодание. Это отразилось в большем, чем ранее, участии умеренного элемента палинофлоры. Заметное увеличение в палинокомплексах ксерофитов указывает на относительную засушливость. Климат стал, видимо, переменено-влажным, со среднегодовой температурой около +18, +20°, палеосубтропическим. Состав фауны фораминифер, радиолярий и микрофитопланктона свидетельствует о существовании на большей части исследуемой террито-

des Klump., *Oligosphaeridium complex* (White) Defl., *Spinifirites ramosa* (Ehr.) Wetzell.

Комплекс агглютинирующих фораминифер с грубopесчаной раковинной: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Reophax remotus* Podobina, *R. marginatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss.) *senonica* Podobina, *Spiroplectammina senonana* Laricker *pocura* Balakhmatova, *Trochammina böhmi* Franke и фораминифер с известковистой раковинной: *Psammosphæra fusca* Schulze, *Recurvoides magnificus* Podobina, *Spiroplectammina optata* Kissel., *Bolivinoides decoratus* (Jones) характерен для верхнего кампана северных районов Казахстана и юга Западной Сибири. Здесь же установлены две радиоляриевые зоны. Комплекс нижней зоны с *Prunobrachium crassum* близок к зоне с *Stromyodruppa concentrica*. Появляется *Prunobrachium articulatum*. Возраст обеих зон — кампанский. Указанные комплексы фауны, спор и пыльцы близки к таковым из глинистой пачки славгородской свиты Прииртышья и березовской свит Западной Сибири [56, 80], а также сходен с эталонным кампанским спорово-пыльцевым комплексом Северного Приаралья [104], что свидетельствует об их одновозрастности.

В верхнем кампане вновь наблюдается морская трансгрессия. Море проникло на юг региона. На севере оно было более глубоководным, температура воды была низкой, о чем свидетельствует накопление опок и опокovidных глин, а также состав микрофауны. В прибрежной части мелководного бассейна вода хорошо прогревалась. Об этом говорят присутствие глауконита в песках, комплексы фауны и богатый микрофитопланктон.

Маастрихтский ярус. *Ганькинская свита.* Морские отложения маастрихта широко распространены в регионе. Они согласно залегают на славгородской свите и представлены серыми, светло-серыми алевритовыми, известковистыми глинами с прослоями песков и песчаников, залегающих в низах разреза. Мощность их увеличивается в северном направлении от 20 до 140 м. Выделены они в ганькинскую свиту. В южной части региона это — прибрежно-морские и континентальные фации. Первые — разнозернистые полевошпат-глауконит-кварцевые песчаники, пески и зеленовато-серые известковистые глины и алевриты.

Континентальные фации распространены ограниченно в пределах Драгомировской ступени, где слагают верхнюю часть бокситоносной толщи (надрудная пачка), представленной обломочными каолинитовыми глинами. В Центральном Казахстане этим отложениям соответствует ашутская свита.

В комплексе фораминифер преимущественно с известковистой раковинной широко распространены зональные виды: *Spiroplectammina variabilis* Neck., *Gaudryina rugosa* Orb. var. *spinulosa* Neck. Здесь встречены *Spiroplectammina brevis* Kisselman, *Cibicides globigeriniformis* Neck., *Cibicoides bembix* (Marsson) *kazakhstanica* (Neck.), *Anomalina pinguis* Neck. (Vassilenko), *Reussela minuta* (Marsson), *Bolivinoides senonicus* Dain.

Кроме того, здесь же установлен комплекс остракод: *Cytherella temporalis* Mand., *Clithrocytheridea schweyeri* Mand., *Pterygocythereis pal lensa* Mand., *Brachycythere ferganica* Mand. и обедненный комплекс радиолярий *Cenosphaera minor* Lipm., *Amphibrachium spongiosus* Lipm., *Spongoprnum articulatum* Lipm. Подобные ассоциации, по мнению

В. П. Нижегородовой, известны в верхней части кампана — низах маастрихта северных районов Казахстана.

В спорово-пыльцевых комплексах доминирует пыльца цветковых. Наиболее преобладающей является стемма *Normapollis* Pfl.: *Trudopollis nonperfectus* Pfl., *Oculopollis praedicatus* Weyl. et Krieg., *Basopollis ortobasalis* Pfl. Постоянны *Kuprianipollis*, *Plicapollis*, *Vacuopollis* Pfl., *Triatriopollenites* sp. Разнообразна пыльца стеммы *Postnormapollis* Pfl.: *Triporopollenites plicoides* Zakl., *T. robustus* Pfl., *Triatriopollenites* sp., а также близкие *Betulaepollenites*, *Casuarinidites* sp., *Myricipites*. Постоянно участие *Aquilapollenites*, *Mancicorpus*, *Proteacidites*, разнообразной трехбороздной пыльцы. Голосеменные и споры папоротникообразных существенной роли не играют. Палинокомплексы из морских и прибрежно-морских отложений содержат большое количество фитомикропланктона (составляющего более 60% общего количества спор и пыльцы в палинокомплексах), среди которого преобладают перидиниевые водоросли: *Microdinium punctatum* Vozzh., *M. ornatum* Cook. et Eisen., *Palaeostomacystis chytra* Drugg., *P. laevigata* Drugg., *Albertia recticornis* Vozzh., *A. curvicornis* Vozzh., *Australiella cooksoni* Alb., *Gonyaulax* sp., *Diconodinium* sp.

По составу описанные палинокомплексы наиболее близки маастрихтским комплексам Центрального Казахстана [114], юга Западной Сибири и фаунистически охарактеризованным комплексам северной части Тургайского прогиба [22, 104].

В кампан-маастрихтское время произошла новая обширная морская трансгрессия. В позднем кампане Западно-Сибирский бассейн через Тургайский прогиб соединился с южным морем Тетис, что повлекло за собой значительное потепление северного моря. Об этом свидетельствует обилие фауны фораминифер и радиолярий, а также расцвет микрофитопланктона, представленного здесь наиболее разнообразно. Богатство агглютинирующих форм, а также присутствие бентосных фораминифер с известковистой раковиной отражает условия шельфа.

Анализ палинофлор кампанского и маастрихтского времени показал их однотипность. Зональным типом растительности были, видимо, хвойно-лиственные и лиственные леса, ксерофильные редколесья, жестколистные древесно-кустарниковые формации. Климат был, видимо, палеосубтропическим, переменено-влажным, с засушливым сезоном.

КАЙНОЗОИ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена, перекрывающие мощным чехлом верхнемеловые, представлены осадками континентального и морского генезиса. Среди них установлены: палеоценовые, нижне-, средне- и верхнеэоценовые, нижне-, средне- и верхнеолигоценовые. Мощности их колеблются в широких пределах: от 0 до 25—30 м на юге до 300—400 м на северо-востоке.

В Петропавловском районе отложения, относимые к датскому ярусу — палеоцену — эоцену, выделены условно. Это светло-серые, голубовато-серые опоковидные глины с прослоями песчаников и алевролитов. В глинах наблюдаются гнездовидные включения глауконитового песчаного материала. Из органических остатков в них встречены плохо определимые радиолярии, фораминиферы и диатомовые водоросли (З. Т. Алескерова и др., 1959 г.). На остальной территории породы датского яруса не фиксируются.

Палеоцен

Талицкая свита. Морские отложения палеоценового возраста, выделенные в талицкую свиту, развиты не повсеместно. Они с размывом залегают на осадках маастрихтского возраста либо на породах коры выветривания и сложены опоковидными сильно песчанистыми глинами зеленовато-серого цвета с прослоями кварц-глауконитовых песков, слабосцементированными песчаниками, алевролитами, глинами темно-серого и грязно-серого цвета.

Возраст отложений дан на основании фауны фораминифер с *Cibicides lectus* Vass. и немногочисленных радиолярий рода *Spongodiscus*. Кроме того, А. Г. Файзулиной установлены фораминиферы: *Paragaudryina* (?) *gigantica* (Subb.), *Nodosaria obscura* Reuss., *Frondicularia inversa* Reuss., *Cibicides* sp. (cf. *C. lectus*), характерные для маастрихта — палеоцена.

Комплексы миоспор с *Trudopollis hemiperfectus* — *Extratriporopollenites menneris* и микрофитопланктона: *Deflandrea dilwynensis* (Cook. et Eisen.), *Epicephalopyxis indentata* Defl. et Cook., *Albertia* sp., *Austra-*

liella tripartita (Cook. et Eisen.) Vozzh., *Ceratiopsis leptoderma* Vozzh. свидетельствуют о палеоценовом возрасте вмещающих их отложений.

Бликие по составу спорово-пыльцевые комплексы палеоценового и дат (?) -палеоценового возраста установлены в Центральном Казахстане [21], Тургайском прогибе [22], Прииртышье [80] и юге Западно-Сибирской низменности [111], что позволяет считать их одновозрастными.

Эоцен

Люлинворская свита. На палеоценовых, маастрихтских осадках либо на породах коры выветривания трансгрессивно залегают отложения люлинворской свиты, сложенной опоками, опокovidными глинами серого, зеленовато-серого цвета, песками и песчаниками глауконит-кварцевого состава, алевритами, иногда глинистыми песками (в нижней части разреза), алевритистыми серыми глинами и зеленовато-серыми песками (в верхней части). Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются в северной части региона; на юге разрез эоцена представлен песками с глауконитом, запесоченными зеленовато-серыми глинами, песчаниками и грубообломочным материалом. Для отложений люлинворской свиты в целом характерна насыщенность кремниевыми скелетами радиолярий, спикулами губок и панцирями диатомовых водорослей. Мощность ее варьирует в широких пределах: от 0 до 150 м. По литологическим особенностям и палинологическим данным свита подразделяется на три подсвиты.

Нижнелюлинворская подсвита сложена преимущественно зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми песчаниками и песками, реже опокovidными глинами и алевритами. В основании свиты наблюдается слой разнозернистого песчаника с гравием. В глинах встречен комплекс радиолярий с *Amphistylus ensiger* Koslova, *Stylosphaera* sp., *Drupptractus santaennae* (Campbell et Clark), *Prunopyle adelostoma* Kozlova, *Stylotrachus* aff. *paciferum* Lipm., *S.* aff. *nativus* Lipm. Здесь же отмечены единичные обломки фораминифер *Bolivinopsis akmursensis* Aisen. и овальные тельца губок. Подобный комплекс с немногочисленными скелетами плохой сохранности, по мнению И. А. Богоявленской, часто отмечается в отложениях нижнелюлинворской подсвиты, которая обеднена микрофауной или не содержит ее совсем. Фораминиферы вида *Bolivinopsis akmursensis* типичны для нижнего эоцена Тургайского прогиба. Из этих же осадков установлены спорово-пыльцевые комплексы раннего эоцена с *Anacolosidites supplingensis* — *Triatriopollenites excelsus*. Постоянно присутствуют динофлагеллят *Deflandrea phosphoritica* Cook. et Eisen. и диатомовых водорослей (*Coscinodiscus*, *Triceratium*). По составу изученные комплексы близки нижнеэоценовым палинокомплексам Прииртышья [75], Тургайского прогиба и юга Западной Сибири [112].

Среднелюлинворская подсвита сложена опоками, опокovidными глинами с прослоями трепелов, радиоляритов, диатомитов и кварц-глауконитовых песков и песчаников. Для отложений характерны спорово-пыльцевые комплексы с *Castanea satina*, *C. crenataeformis* и микрофитопланктон: *Spiniferites ramosa* (Ehr.) We, *Cordosphaeridium inodes* Klump, *Oligosphaeridium complex* (White) Defl., *Wetzeliella arcuata* (We) Eisen, *Rhombodinium* sp. Много диатомовых водорослей рода *Coscinodiscus*.

Одновозрастные комплексы миоспор установлены в Прииртышье [75] и южной части Западно-Сибирской низменности (нижний комплекс верхнелюлинворской подсвиты). Сопоставляются они и со спорово-пыльцевыми комплексами нижнетасаранской подсвиты Тургайского прогиба.

Верхнелюлинворская подсвита представлена светло-серыми, зеленовато-серыми опоковидными глинами с редкими прослоями кварц-глауконитовых песков. На северо-востоке и юге региона встречаются сливные песчаники, содержащие листовую флору и палинокомплексы позднего эоцена. Из зеленовато-серых опоковидных глин изучен богатый комплекс фораминифер с агглютинированной раковиной, в составе которой присутствуют представители рода *Reophax*: *R. subfusiformis* Earland, *R. dentaliniformis* Brady, *R. difflugiformis* Brady, *R. spicilifera* Brady; единичные обломки *Spiroplectammina turgaica* (Balakhmatova), более многочисленны *Bolivinaopsis spectabilis* (Grzybowski), *Gaudryina superturkestanica* N. Вукова. Все вышеперечисленные виды характерны для палеоцен-эоценовых отложений, а два последних вида и *Textularia carinatiformis* (Mogoz.) — для позднего эоцена Западной Сибири. Здесь же установлен комплекс радиолярий, в котором резко преобладают сферические формы: *Thecosphaera scabra* Koslova, *T. diligens* Koslova, *Amphistylus ensiger* Koslova, *Staurocontium hirtum* Koslova, *S. densum* Kozlova, *Actinomma undosa* Kozlova. В меньшем количестве присутствуют представители подотрядов Prunoidea и Discoidea: *Drupptractus santaennae* (Clark et Campbell), *Xiphotractus visendus* Koslova, *Phacodiscus duplus* Koslova, *Stylotrochus paciferum* Lip. *pacifera* Gorbovetz, *S. paciferum* Lipm. *curganica* Gorbovetz, *S. nativus* Lipm. Из отряда Nassellaria преобладает вид *Sethocyrtis elegans* Lipm., в меньшем количестве — *Clathrospyris mitra* Koslova, *Podocyrtis unicum* Lipm.

Все эти виды характерны для верхней радиоляриевой зоны верхнелюлинворской подсвиты Западной Сибири и Прииртышья. Кроме радиолярий и фораминифер в этих же породах отмечаются остатки губок (спикулы и овальные тельца), обломки мелких зубов и костей рыб.

Комплексы спор и пыльцы с *Castanopsis pseudocingulum* — *Quercus gracilis* и микрофитопланктон, представленный в основном перидиниевыми водорослями — *Deflandrea* sp., *Wetzeliella articulata* Eis., *W. clathrata* Eis., характерны для позднего эоцена.

Аналогичные комплексы фораминифер, радиолярий и спор и пыльцы установлены в Западной Сибири.

Таким образом, по литологии и палеонтологическим находкам отложения верхнелюлинворской подсвиты сопоставляются с одноименной подсвитой Западной Сибири и саксаульской свитой Тургайского прогиба.

Тавдинская свита. Отложения тавдинской свиты, трансгрессивно перекрывающие люлинворскую, широко распространены и представлены зеленовато-серыми, оливково-зелеными листоватыми глинами, алевроитами и глауконит-кварцевыми песками. Мощность возрастает с юго-запада на северо-восток от 0 до 95 м. Для свиты характерно отсутствие морской фауны. Отложения содержат два типа спорово-пыльцевых комплексов: с *Quercus gracilis* — *Castanopsis pseudocingulum* и микрофитопланктоном: *Wetzeliella clathrata* Eisen., *W. articulata* Eisen., *Rhombodi-*

nium sp., *Kisselevia* sp. (в нижней части разреза) и *Quercus gracilis* — *Quercus graciliformis* (в верхней части). В верхней части свиты присутствуют мегаспоры водяного папоротника *Azolla vera* Kryscht. и споры *Hydropteris indutus* Kond. Сопоставление их с одновозрастными палинокомплексами близлежащих территорий показало наибольшее сходство с комплексами миоспор тавдинской свиты Западно-Сибирской низменности [45], второго комплекса чеганской свиты Павлодарского Прииртышья [75, 126] и Кокчетавского района [103]. Наиболее близки они комплексам салатской свиты, выделенной С. Б. Шацким и др. для центральных районов Западной Сибири.

Олигоцен

Нижний + средний олигоцен

Атлымская свита. Отложения атлымской свиты начинают разрез континентального палеогена. Они с размывом лежат на породах фундамента, а местами — на тавдинской свите. Это серые алевритовые глины, пески, реже тонкие пески с разнообразной слоистостью, содержащие большое количество растительного детрита. Часто наблюдаются прослои зеленовато-серых, буровато-серых алевритовых глин, лигнитов и грубозернистых валунов. Из глин с прослоями лигнитов выделены палинокомплексы с *Carya spactmania* — *Juglans polyporata* — *Tilia tomentosiformis*, видами, характерными для раннего — среднего олигоцена Северного Казахстана. Близкие по составу комплексы спор и пыльцы изучены в Павлодарском Прииртышье и юге Западно-Сибирской низменности [112].

Осадки атлымской свиты по времени образования отвечают нижнему + среднему олигоцену и сопоставляются с уркимбайской свитой Тургайского прогиба, чиликтинской свитой Северного Приаралья.

Новомихайловская свита. На отложениях тавдинской, атлымской свит либо на породах фундамента залегают серые, коричнево-серые глины, алевриты, глинистые алевролиты и мелкозернистые кварцевые пески, содержащие растительные остатки, обломки лигнитизированной древесины, прослой бурых углей и линзы шоколадно-коричневых лигнитовых глин, в которых встречаются отпечатки листьев.

Из глин, содержащих многочисленные растительные остатки, установлены палинокомплексы с *Juglans siebdiiformis* — *Betula gracilis*, типичные для отложений новомихайловской свиты Северного Казахстана и юга Западной Сибири [45]. В Тургайском прогибе им соответствуют осадки челкарнуринской свиты, а в Северном Приаралье — верхняя часть чиликтинской свиты.

По данным палинологии и листовых отпечатков, это время характеризуется значительным присутствием водных растений (*Taxodium*, *Tra-pa*, *Sparganium*, *Polygotum*, *Nyssa*), произраставших, видимо, по берегам водоемов и рек.

Верхний олигоцен. **Журавская свита.** Отложения журавской свиты распространены ограниченно. Они с размывом залегают на осадках новомихайловской, тавдинской свит либо на породах фундамента. Представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и полевошпат-кварцевыми песками, в кото-

рых отмечается примесь аутигенного глауконита и линзы лигнита. В породах часто отмечаются панцири диатомовых водорослей, спикулы губок и единичный морской микрофитопланктон, что свидетельствует о существовании в это время небольшого морского залива либо лагуны.

Из алевроитовых глин выделены палинокомплексы с *Fagus grandifoliaiformis* — *Pterocarya stenopteroides*. Близкие по составу комплексы спор и пыльцы, характерные для журавского горизонта, встречаются в Западной Сибири [45, 98, 112], Обь-Томском междуречье [8] и Павлодарском Прииртышье, что позволяет считать их одновозрастными. Отложения, вмещающие данные комплексы спор и пыльцы, сопоставляются с осадками кайдагульской свиты Тургайского прогиба и нижнебайгубекского подгоризонта Северного Устья.

Верхний олигоцен — нижний миоцен. Абросимовская свита. Континентальные отложения абросимовской свиты по литологическому составу близки осадкам нижнего и среднего олигоцена. Они сложены темно-серыми, серовато-коричневыми алевроитовыми глинами, глинистыми алевроитами и разнозернистыми песками. Глины неравномерно окрашены и содержат растительный детрит. Залегают на осадках журавской, новомихайловской или тавдинской свит.

В палинокомплексах господствует пыльца широколиственных листопадных растений из семейств Juglandaceae (*Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*), Fagaceae (*Fagus*, *Quercus*, *Castanea*), Ulmaceae (*Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*), Tiliaceae. Сокращается по сравнению с журавской свитой количество пыльцы березы. В основном встречается ольха. Субтропические растения представлены: Sterculiaceae, Ericaceae, Symplocaceae, *Nyssa*, *Rhus*, *Ilex*. Более разнообразны, чем в ранее описанных комплексах, травянистые растения: *Lonicera*, *Dierovilla*, Chenopodiaceae, Compositae, Umbelliferae, Cruciferae, Utricaceae, Leguminosae, Polygonaceae, Violaceae, Rhamnaceae, Caryophyllaceae.

Указанный состав спорово-пыльцевых комплексов характерен для отложений позднего олигоцена Северного Казахстана.

Близкие комплексы спор и пыльцы выделены в осадках чаграйской свиты Иртышской синеклизы [80] и абросимовской свиты юга Западно-Сибирской низменности [112].

К. А. Меркуловой [98] в породах абросимовской свиты были изучены палиноспектры, типичные для позднего олигоцена. Здесь же найдены отпечатки плодов и семян. Флороносный горизонт П. И. Дорощевым первоначально также датировался поздним олигоценом; в настоящее время он отнесен к раннему миоцену. По мнению М. Г. Горбунова и И. П. Васильева [52], тарская флора относится к миоцену.

Сравнение палинокомплексов абросимовской свиты Северного Казахстана и юга Западной Сибири показало, что, несмотря на близкий состав, они отличаются тем, что в сибирских почти нет пыльцы субтропических растений, а травянистые присутствуют в незначительном количестве. Палинокомплексы Северного Казахстана отражают развитие типичной тургайской мезофильной флоры с примесью субтропической, когда были значительно развиты широколиственные, смешанные и хвойные леса, но уже сказывается изменение климата в сторону иссушения, о чем свидетельствует возрастание участия степного элемента (разнообразные представители травянистых растений).

Видимо, палинофлора абросимовского времени Северного Казахстана носила переходный характер и содержала элементы как позднеолигоценовой (обилие широколиственных, присутствие субтропических элементов), так и раннемиоценовой флоры (участие мелколиственных пород древесной и кустарниковой и травянистой растительности).

По данным листовых отпечатков, флора позднего олигоцена Казахстана представляет собой следующий этап в развитии мезофильной лесной флоры, но уже на пути ее угасания. Это время характеризуется господством широколиственных растений, уменьшением роли хвойных и развитием степных формаций. Для миоцена типично сокращение широколиственных пород (присутствие в виде азональных группировок), участие сережкоцветных и дальнейшее распространение степных ландшафтов [83].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний миоцен

На юге Западной Сибири геологи почти единодушно проводят палеоген-неогеновую границу в подошве *абросимовской угленосной свиты* с флорой миоцена, а по палинологическим данным близкой к верхнебайгубекскому горизонту Устюрта, содержащему комплекс моллюсков аквитанского яруса миоцена (ранее олигоцена). Большинство исследователей Северного Казахстана разделяют эту точку зрения, и в настоящее время достаточно уверенно картируемые отложения абросимовской свиты или ее аналогов считают нижнемиоценовыми.

В Петропавловском Приишимье (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др., 1981 г.) к абросимовской свите отнесены серые и темно-серые с коричневым оттенком глины и глинистые алевриты с прослоями мелкозернистого и разнозернистого кварцевого песка, обогащенные растительным детритом и содержащие лигнит. Средняя мощность около 5 м. Распространение ограниченное, свойственное озерно-болотным отложениям. В отличие от также лигнитизированных алевритовых глин среднего олигоцена породы абросимовской свиты не имеют характерной тонкой горизонтальной слоистости.

На площадях южнее оз. Шаглытениз с абросимовской сопоставляется линеевская свита (Н. Х. Адамьян, В. И. Кирнос, Л. А. Мещихин, 1980 г.), которая имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя часть сложена светлыми мелко- и разнозернистыми косослоистыми кварцевыми песками и алевритами. Полевошпатовый песчаный материал обычно каолинитизирован. Встречаются сидеритовые конкреции, часто уплощенной формы, размером от нескольких сантиметров до 2 м. Мощность песчано-алеваитовой части 7—12 м. Верхняя часть свиты — светло-серые плотные глины с прослоями лигнитов. Состав глин преимущественно каолинитовый, мощность 3—6 м. По спорово-пыльцевым спектрам З. С. Паскарь относит всю толщу к нижнему миоцену.

Восточнее, в районе оз. Карой, Теке, Селеты и в Павлодарском Прииртышье озерно-аллювиальные отложения, стратиграфически соответствующие абросимовской свите, как правило, не содержат лигнитов. Зато в Омско-Тарском Прииртышье (стратотип абросимовской свиты) прослой и пласты бурых углей — явление обычное. Не свидетельство ли это

рых отмечается примесь аутигенного глауконита и линзы лигнита. В породах часто отмечаются панцири диатомовых водорослей, спикулы губок и единичный морской микрофитопланктон, что свидетельствует о существовании в это время небольшого морского залива либо лагуны.

Из алевритовых глин выделены палинокомплексы с *Fagus grandifoliiformis* — *Pterocarya stenopteroides*. Близкие по составу комплексы спор и пыльцы, характерные для журавского горизонта, встречаются в Западной Сибири [45, 98, 112], Обь-Томском междуречье [8] и Павлодарском Прииртышье, что позволяет считать их одновозрастными. Отложения, вмещающие данные комплексы спор и пыльцы, сопоставляются с осадками кайдагульской свиты Тургайского прогиба и нижнебайгубекского подгоризонта Северного Устья.

Верхний олигоцен — нижний миоцен. Абросимовская свита. Континентальные отложения абросимовской свиты по литологическому составу близки осадкам нижнего и среднего олигоцена. Они сложены темно-серыми, серовато-коричневыми алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и разнозернистыми песками. Глины неравномерно окрашены и содержат растительный детрит. Залегают на осадках журавской, новомихайловской или тавдинской свит.

В палинокомплексах господствует пыльца широколиственных листопадных растений из семейств: Juglandaceae (*Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*), Fagaceae (*Fagus*, *Quercus*, *Castanea*), Ulmaceae (*Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*), Tiliaceae. Сокращается по сравнению с журавской свитой количество пыльцы березы. В основном встречается ольха. Субтропические растения представлены: Sterculiaceae, Ericaceae, Symplocaceae, *Nyssa*, *Rhus*, *Ilex*. Более разнообразны, чем в ранее описанных комплексах, травянистые растения: *Lonicera*, *Diervilla*, Chenopodiaceae, Compositae, Umbelliferae, Cruciferae, Utricaceae, Leguminosae, Polygonaceae, Violaceae, Rhamnaceae, Caryophyllaceae.

Указанный состав спорово-пыльцевых комплексов характерен для отложений позднего олигоцена Северного Казахстана.

Близкие комплексы спор и пыльцы выделены в осадках чаграйской свиты Иртышской синеклизы [80] и абросимовской свиты юга Западно-Сибирской низменности [112].

К. А. Меркуловой [98] в породах абросимовской свиты были изучены палиноспектры, типичные для позднего олигоцена. Здесь же найдены отпечатки плодов и семян. Флороносный горизонт П. И. Дорощевым первоначально также датировался поздним олигоценом; в настоящее время он отнесен к раннему миоцену. По мнению М. Г. Горбунова и И. П. Васильева [52], тарская флора относится к миоцену.

Сравнение палинокомплексов абросимовской свиты Северного Казахстана и юга Западной Сибири показало, что, несмотря на близкий состав, они отличаются тем, что в сибирских почти нет пыльцы субтропических растений, а травянистые присутствуют в незначительном количестве. Палинокомплексы Северного Казахстана отражают развитие типичной тургайской мезофильной флоры с примесью субтропической, когда были значительно развиты широколиственные, смешанные и хвойные леса, но уже сказывается изменение климата в сторону иссушения, о чем свидетельствует возрастание участия степного элемента (разнообразные представители травянистых растений).

Видимо, палинофлора абросимовского времени Северного Казахстана носила переходный характер и содержала элементы как позднеолигоценовой (обилие широколиственных, присутствие субтропических элементов), так и раннемиоценовой флоры (участие мелколиственных пород древесной и кустарниковой и травянистой растительности).

По данным листовых отпечатков, флора позднего олигоцена Казахстана представляет собой следующий этап в развитии мезофильной лесной флоры, но уже на пути ее угасания. Это время характеризуется господством широколиственных растений, уменьшением роли хвойных и развитием степных формаций. Для миоцена типично сокращение широколиственных пород (присутствие в виде азональных группировок), участие сережкоцветных и дальнейшее распространение степных ландшафтов [83].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний миоцен

На юге Западной Сибири геологи почти единодушно проводят палеоген-неогеновую границу в подошве *абросимовской угленосной свиты* с флорой миоцена, а по палинологическим данным близкой к верхнебайгубекскому горизонту Устюрта, содержащему комплекс моллюсков аквитанского яруса миоцена (ранее олигоцена). Большинство исследователей Северного Казахстана разделяют эту точку зрения, и в настоящее время достаточно уверенно картируемые отложения абросимовской свиты или ее аналогов считают нижнемиоценовыми.

В Петропавловском Приишимье (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др., 1981 г.) к абросимовской свите отнесены серые и темно-серые с коричневым оттенком глины и глинистые алевриты с прослоями мелкозернистого и разнозернистого кварцевого песка, обогащенные растительным детритом и содержащие лигнит. Средняя мощность около 5 м. Распространение ограниченное, свойственное озерно-болотным отложениям. В отличие от также лигнитизированных алевритовых глин среднего олигоцена породы абросимовской свиты не имеют характерной тонкой горизонтальной слоистости.

На площадях южнее оз. Шаглытениз с абросимовской сопоставляется линеевская свита (Н. Х. Адамьян, В. И. Кирнос, Л. А. Мещихин, 1980 г.), которая имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя часть сложена светлыми мелко- и разнозернистыми косослоистыми кварцевыми песками и алевритами. Полевошпатовый песчаный материал обычно каолинитизирован. Встречаются сидеритовые конкреции, часто уплощенной формы, размером от нескольких сантиметров до 2 м. Мощность песчано-алевритовой части 7—12 м. Верхняя часть свиты — светло-серые плотные глины с прослоями лигнитов. Состав глин преимущественно каолинитовый, мощность 3—6 м. По спорово-пыльцевым спектрам З. С. Паскарь относит всю толщу к нижнему миоцену.

Восточнее, в районе оз. Карой, Теке, Селеты и в Павлодарском Прииртышье озерно-аллювиальные отложения, стратиграфически соответствующие абросимовской свите, как правило, не содержат лигнитов. Зато в Омско-Тарском Прииртышье (стратотип абросимовской свиты) прослой и пласты бурых углей — явление обычное. Не свидетельство ли это

того, что существующая ныне ландшафтная зональность наметилась еще в конце палеогена?

Постседиментационные изменения в отложениях абросимовской свиты — ожелезнение и глубокая каолинитизация полевошпатового материала — отмечаются в различных частях региона. В. В. Лавров [88], рассматривая углистые горизонты абросимовской свиты как аналог кушукских слоев чаграйского горизонта, отмечает, что гальки в грубозернистой части разрезов Северо-Восточного Казахстана иногда можно размять рукой, так как полевой шпат в них нацело замещен каолинитом. К его примерам выветрелых отложений чаграйской свиты у аула Акжар на Иртыше и р. Кобенсай, впадающей в оз. Теке, можно добавить, что такое характерно и для разрезов в долинах рр. Шидерты, Жанасу (впадает в оз. Алабота) и Чаглинка (у пос. Бол. Изюм). Однако выветрелость полевых шпатов вряд ли может стать руководством для корреляции. Во всех случаях отложения водоносные или водопроницаемые, и процесс каолинитизации за счет инфильтрации вод мог произойти не только в миоцене, но и позже, равно как и интенсивное ожелезнение. Существенно то, что имел место этап размыва, коррелянтами которого являются грубозернистые песчано-гравелистые и галечные косослоистые образования, кверху сменяющиеся спокойно-слоистыми песчано-алевритовыми и песчано-глинистыми породами. Эта толща известна по всему северо-восточному и северному обрамлению Казахстанского щита. По мере удаления от области сноса, как в Павлодарском Прииртышье, так и в Иртыш-Ишимском междуречье, обломочный материал в целом становится тоньше, но общая закономерность строения разреза выдерживается. Эти отложения по стратиграфическому положению рассматриваются как аналоги чаграйской свиты. В Северном Казахстане такое название более приемлемо и привычно, чем синоним — тургайская свита или сопоставимые — наурзумская Северного Тургая либо крутихинская юга Кулунды и предгорий Алтая. Название «шидертинская свита» не получило регионального значения, поскольку это лишь грубозернистая часть условно чаграйской толщи.

Возрастной диапазон, ранее принятый для чаграйской и абросимовской свит, совпадал в значительной степени, и умозрительно их можно было рассматривать как переходящие по простирацию одна в другую. Но материалы бурения, проведенного в последние годы на закрытых площадях севернее Кокчетава, показали, что косослоистые, песчано-гравийно-галечные, интенсивно ожелезненные отложения с размывом лежат на каолиновых лигнитизированных глинах и тонкозернистых песках абросимовской свиты. Такие взаимоотношения свит можно наблюдать и в балластных карьерах пос. Бол. Изюм. Иными словами, получена относительно конкретная нижняя граница аллювиальных, а ближе к области сноса и пролювиальных отложений условно чаграйской свиты. Прежнее положение толщи занимало более широкий интервал — между тавдинским (чеганским) и калкаманским (аральским) горизонтами. Объясняется это глубиной вреза на склонах Казахстанского щита, особенно в его северо-восточной части, а также отсутствием лигнитов в аналогах абросимовской свиты в Иртыш-Чаглинском междуречье.

Положение верхней границы условно чаграйской свиты неясно, поскольку переходы от грубозернистых песков к перекрывающим глинам миоцена обычно постепенные, через тонкозернистые пески и алевриты.

Вероятнее всего, генетически и по положению в сводном разрезе данная толща сопоставима с петропавловской, или бещеульской, свитой западно-сибирской шкалы, охарактеризованной органикой раннего — среднего миоцена.

Нижний — средний миоцен

Бещеульская (петропавловская) свита. В Петропавловском Приишимье на ограниченно развитые отложения абросимовской свиты либо на более древние палеогеновые отложения с четким базальным прослоем ложатся коричневато-серые разнозернистые кварцевые пески, светло-серые слюдяно-кварцевые алевриты и песчано-алевроитовые глины речного и озерного генезиса. На водоразделах они распространены шире, чем другие континентальные отложения палеогена и неогена, но размыты в долинах Ишима, Камышловского лога и в котловинах крупных озер. Отличительными чертами можно считать грубую слоистость и ожелезнение, местами интенсивное. По данным А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедовой и др. (1981 г.), мощность отложений изменяется от 3 до 20 м.

Палинологический комплекс, по З. С. Паскарь, содержит пыльцу *Pinaceae*, *Alnus*, разнообразных травянистых (*Potamogeton*, *Sparganium*, *Gramineae*, *Polygonum*, *Compositae*), а также редкую пыльцу *Juglans*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, споры *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Sphaqnum*.

Особое место занимает верхняя часть разреза, сложенная белыми мучнистыми, бархатистыми на ощупь алевритами мощностью до 5 м, в которых содержатся редкие линзы кварцевого песка. В правобережном обрыве р. Ишим, у г. Петропавловска, видно, что отбеленная алевритовая часть разреза отделена от подстилающих зеленовато-серых алевритов погребенным почвенным горизонтом бурого цвета толщиной 15—20 см. Разность в цвете определяется, видимо, составом глинистых частиц. Под почвой состав нонтронит-гидрослюдистый, а над ней — гидрослюдистый (иллит). Следовательно, «белые алевриты» — самостоятельный слой, накопившийся после некоторого перерыва и в несколько иной обстановке. Из песчаных линз «белого алеврита» собраны костные остатки рыб: *Acipenstridae*, *Perca* sp., *Carassius* sp., *Dobto* sp., *Tinca* sp., *Scardinius* sp., *Esox* sp., дающих, по заключению Е. К. Сычевской, возраст не древнее миоцена. Отсюда же известны сборы костных остатков мелких млекопитающих и черепах. В. А. Николаев в 1947 г. выделил светлые алевриты в ишимскую свиту, первоначально датировав ее плиоценом, а затем ранним и средним миоценом.

Поскольку положение верхней границы свиты остается неясным, часть исследователей склонна относить ее к таволжанскому горизонту среднего миоцена, т. е. к бурлинской субаридной формации. По В. А. Мартынову, ишимские слои вместе с подстилающими бещеульскими входят в состав петропавловской свиты нижнего миоцена. В решении палеоген-неогеновой секции Сибирской комиссии МСК от 1967 и 1976 гг. ишимская и бещеульская свиты рассматриваются самостоятельно. В схеме И. Г. Зальцмана [63] последняя, включая и ишимские слои, сопоставлена с грушевской свитой Кулунды и нижней частью калкаманской свиты Северного и Восточного Казахстана и отнесена к нижнему миоцену.

Как сказано выше, в районе оз. Шаглытениз, по данным Н. Х. Адамьяна и др. (1980 г.), на каолиновых лигнитсодержащих глинах абросимовской (линеевской) свиты с размывом залегают отложения драгомировской свиты, которые разделены на нижнюю (чаграйскую) песчано-гравийно-галечную и верхнюю (аральскую) глинистую части, связанные между собой постепенным переходом через опесчаненные глины. Грубозернистая часть разреза, сопоставимая с бещеульской (петропавловской) свитой, в карьерах с. Бол. Изюм начинается галечником с желто-бурым песчано-гравийным ожелезненным заполнителем. Мощность 0,5 м. Выше идет переслаивание разномыслистых песков с гравийно-галечниками. Это, скорее всего, линза с максимальной мощностью до 0,8 м. На ней лежат светло-серые и белые, за счет мучнистого алеврита, пески с гравием и редкой галькой. Мощность 1—1,5 м, по простиранию выдержана. Венчают разрез слабосортированные буровато-серые кослоистые пески с гравием, по простиранию замещающиеся светло-серыми глинами с примесью песка и гравия. Мощность до 1 м. Состав галечного и гравийного материала преимущественно кварцевый и кремнистый. Обломки полевошпатового материала обычно каолинитизированы. По скважинам общая мощность грубозернистой части разреза достигает 15 м.

На востоке района, в полосе обрамления Казахстанского щита, с бещеульской свитой сопоставимы грубозернистые отложения условно чаграйской свиты, которые повсеместно согласно перекрываются озерными пестроцветными глинами с карбонатными стяжениями, гипсом и железистыми оолитами.

Средний — верхний миоцен

Таволжанская и калкаманская свиты. «Глины зеленые с карбонатными конкрециями, мергелями и гипсом» — такова общеизвестная краткая характеристика свиты, широко распространенной на Северо-Казахстанской равнине и в пределах мелкосопочника. С тех пор, как выяснилось, что они не являются полным аналогом аральской свиты [26], в Северном Казахстане их стали выделять в самостоятельную стратиграфическую единицу, хотя продолжает существовать традиционная точка зрения о едином возрастном горизонте озерных глин, прослеживающихся от Кустанайского Притоболья до Семипалатинского Прииртышья [87].

В Петропавловском Приишимье это — таволжанская свита, связанная постепенным переходом с подстилающими алевритами ишимских слоев бещеульской свиты и перекрытая плиоценовыми или четвертичными отложениями. Для плотных жирных тонкодисперсных озерных глин свиты характерны выдержанный зеленовато-серый различных тоналностей цвет, отсутствие слоистости, стяжения мергеля, железистые оолиты и, наконец, кремнисто-карбонатные конкреции различной формы и размеров. Озерно-болотная фация отличается прослоями темно-серых и коричневатых глин, комковатых, иногда с остатками растительной органики (погребенные почвы?). Состав глин в целом монтмориллонит (до 55%) - каолинит (до 25%) - гидрослюдистый (иллит). В верхних горизонтах разреза отмечается нонтронит, придающий глинам желтоватый оттенок.

Обычно отложения свиты размыты, отсутствуют в эрозионных доли-

нах и крупных озерных ваннах. Мощность часто в пределах первых метров, реже до 20 м. Палеонтологическая характеристика весьма невыразительна, редкие споры, пыльца и кости мелких млекопитающих не обосновывают возраста, поэтому большое значение имеет фауна из разрезов калкаманской свиты, которая коррелируется с таволжанской и по составу, и по положению в разрезе.

На левобережном Прииртышье серо-зеленые жирные глины монтмориллонит-гидрослюдистого состава с друзьями гипса, карбонатными конкрециями и железистыми оолитами выделены Б. Е. Антыпко [11] в калкаманскую свиту. Мощность ее изменчива: от 5—10 до 30—50 м. Первоначальный возраст свиты на основании фаунистического материала в стратотипе был определен как ранне-среднемиоценовый. Последующие исследования (Б. Ж. Аубекеров, 1974 г.) значительно дополнили список ископаемых позвоночных, включающий кроме мастодонтов (*Mastodont cf. turicensis*, *M. bosoni*) остатки анхитериев, носорогов, гиппарионов, оленей и мелких млекопитающих (определения Б. С. Кожамкуловой, П. А. Тлеубердиной, М. Д. Бирюкова, Г. Ф. Лычева, Л. Г. Мусакуловой, П. Ф. Савинова). Был выделен самостоятельный ермакский мастодонтовый комплекс, по которому возраст верхней части серо-зеленых глин должен рассматриваться как позднемиоценовый (М. Д. Бирюков и др., 1968 г.). Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются подавляющим развитием пыльцы травянистых растений ксерофитного состава (*Chenopodiaceae*, *Compositae*). Древесные породы редки (*Betula*, *Alnus*, *Salix*), т. е. в Павлодарском Прииртышье степные ландшафты преобладали уже в миоцене, тогда как в Петропавловском Приишимье растительность была травянисто-кустарниковой с участием древесных форм.

На севере и востоке региона глины калкаманской свиты нередко содержат прослойки песков и алевроитов, т. е. наряду с осадками замкнутых водоемов отмечаются и отложения низкой суши с временными потоками. В Омском районе толща переслаивающихся зеленых глин, алевроитов и песков мощностью до 10 м выделена В. А. Мартыновым в 1964 г. в горские слои среднего миоцена, которые он считает нижней частью таволжанского горизонта.

Нижний — средний плиоцен

Павлодарская свита. Стратотипический разрез в правобережных обрывах р. Иртыша у г. Павлодара, известный также как уникальное, ныне заповедное, местонахождение ископаемой фауны позвоночных (более 60 видов) — Гусиный Перелет, по общему мнению отвечает только нижней части свиты. Здесь на алевроитистых глинах калкаманской свиты с разрывом залегают рыхлые, косослоистые, главным образом среднезернистые серые и буровато-серые пески с прослоями и линзами неслоистых бурых суглинков и алевроитовых глин. Состав песков полимиктовый, заметно слюдистый. Мощность изменчива; от 3 до 10 м. Выше лежат спокойно-водные отложения — бурые опесчаненные глины, по простиранию замещающиеся серовато-зелеными мелко- и среднезернистыми либо коричневатыми глинистыми песками с гравийными зернами различного состава. В этом слое мощностью 1—2 м содержатся неокатанные кости позвоночных, иногда с ненарушенными скелетными сочле-

нениями. На костеносном слое лежат глины мощностью 2—3 м, в разрезе которых по цвету (коричневые, зеленовато-серые, красно-бурые) выделяются 3—4 слоя.

Полные описания свиты известны с 1951 г., когда она была выделена В. В. Лавровым, и приведены в многочисленных работах различных авторов (В. В. Лавров, 1959 г.; К. В. Никифорова, 1960 г.; И. Г. Зальцман, 1968 г.; В. С. Зыкин, 1982 г. и др.). Изучение фауны обнажения Гусиный Перелет начато еще в 1930 г. Ю. А. Орловым и продолжается поныне, однако единого мнения относительно ее возраста все еще нет. Большинство исследователей считают, что широкое расселение гиппарионов характерно для раннего плиоцена [60], что и дает основание отнести павлодарскую фауну к этому времени. Анализ эволюции других видов фауны (М. Д. Бирюков и др., 1968 г.), а также данные об абсолютном возрасте континентального плиоцена (Л. К. Габуния и др., 1975 г.) подтверждают такую точку зрения.

К северу от г. Павлодара аллювиально-озерная толща свиты постепенно достраивается кверху более молодыми типично озерными и озерно-болотными отложениями, которые содержат большое количество фауны моллюсков, богатый комплекс остракод и редкие остатки мелких млекопитающих. Обычно это темные, зеленовато-серые, реже бурые плотные глины, комковатые и оскольчатые в сухом виде, содержащие прослой глинисто-песчаных глин и крупные (до 0,5 м) мергельные конкреции. Встречаются ископаемые почвы. Общая мощность достигает 10—15 м. Новостаничная фауна млекопитающих [39], наземных гастропод (А. А. Стеклов, 1967 г.) и пресноводных моллюсков [66] свидетельствует о среднеплиоценовом возрасте данных осадков. Комплекс остракод (Т. А. Казмина, 1969 г.) дает средне-позднеплиоценовый возраст. Поскольку взаимоотношения гусиноперелетских и новостаничных слоев выяснены недостаточно, ранг последних не определен. Достаточно правомерной выглядит точка зрения В. А. Мартынова [96], который рассматривает новостаничные слои в составе павлодарского горизонта и считает возможным выделение самостоятельных гусиноперелетского (нижнеплиоценового) и новостаничного (среднеплиоценового) горизонтов.

В Иртыш-Ишимском междуречье павлодарская свита представлена зеленовато-серыми глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава с крупными известково-мергелистыми конкрециями. Отмечается несколько горизонтов погребенных почв. Глины выполняющие погребенные долины, как, например, между оз. Селеты и Теке, и достигают мощности 10—15 м. По Р. А. Зиновой [64], это глины новостаничной свиты начала среднего плиоцена. Подстилающие пески, возможно, являются аллювиально-озерной фацией павлодарской свиты.

В Петропавловском Приишимье глины павлодарской свиты темно-серые либо коричневатые-серые, комковатые, тонкодисперсные. Встречаются на разобщенных площадях и связаны постепенным переходом с подстилающей таволжанской свитой. Кверху обычно светлеют, преобладает зеленовато- и желтовато-светлая окраска. По всей толще содержатся мергельные стяжения, редкие кристаллы гипса и железисто-марганцовистые бобовины. В верхней части толщи отмечаются линзы песка и гравия, раковинный детрит. Местами в кровле толщи проявляется интенсивное ожелезнение, придающее глинам красно-бурый цвет. Со-

став глин в нижней части нонтронит-гидрослюдистый, в верхней иногда монтмориллонит-каолинитовый.

Органические остатки в отложениях свиты редки. Известны обедненные спорово-пыльцевые комплексы, свойственные степным ландшафтам, и остракоды из верхней части свиты, которые, по заключению Т. А. Казьминой, соответствуют новостаничным. На этом основании А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др. относят нижний горизонт темно- и грязно-серых глин к павлодарской свите, а верхние светлые зеленовато-серые глины — к новостаничной. Общая мощность обоих горизонтов изменяется от 3—5 до 15—20 м.

В мелкосопочной части Северного Казахстана выделение павлодарской свиты достаточно условно. К ней обычно относят красно-бурые глины с гипсом и карбонатными стяжениями, выполняющие эрозионные и тектоно-эрозионные депрессии, которые ныне нередко унаследованы речными долинами и озерными ваннами. Эти глины без перерыва лежат на условно миоценовых зеленовато-серых жирных глинах либо непосредственно на породах доюрского цоколя. В последнем случае красно-бурые глины в основании содержат базальные пески, гравий и гальки.

В отношении возраста типично аллювиальной, русловой фации павлодарской свиты, вскрытой правобережными притоками Ишима — ручьями Бетеке и Муккур, со времени исследований Е. В. Шанцера и Т. М. Микулиной [137] разногласий вроде бы не существует. Проанализировав разрозненные по времени и месту привязки костные остатки из бетекейского разреза, а также на основании собственных сборов костей *Paracamelus* sp., *Hipparion* sp. (определения Е. И. Беляевой), они выделили нижнюю 4-метровую толщу галечников, песков и супесей как аналог какой-то части павлодарской свиты плиоцена.

По данным Л. Н. Чупиной, для этих отложений характерна очень низкая концентрация пыльцы. Исключение составляет спектр из линзы голубоватых песчаных глин в основании горизонта. В нем выделено большое количество (54%) оболочек типа спор *Bryales*, а также пыльца полыней, маревых, злаков, разнотравья и сине-зеленые водоросли *Pediastrum*. Единичными зернами присутствует пыльца сосны. Реконструкцию растительного покрова затрудняет неизвестная систематическая принадлежность оболочек. Аналогичные оболочки обнаружены в современных илах мелких озер Северного Казахстана и, очевидно, являются фитопланктоном. Часть их принадлежит мхам *Bryales*. Таким образом, спорово-пыльцевые данные, как и всюду из павлодарской свиты, крайне бедны и непригодны для реконструкции типов растительности. Причиной обедненности, вероятно, является длительная аэрация отложений, при которой пыльца не сохраняется.

Верхний плиоцен

Бетекейская свита. На павлодарских и более древних отложениях с размывом лежит аллювиальная плохо сортированная косо- и горизонтально-слоистая песчано-гравийно-галечная толща. Стратотипический разрез ее, обнажающийся в уступах р. Бетеке, неоднократно описан в литературе, начиная с 1927 г. (Ю. А. Орлов). В 1959 г. В. В. Лавров выделил ее в качестве бетекейских слоев, а позже одноименная свита

была введена в корреляционную схему неогеновых отложений, используемую в Северном Казахстане.

Бетекейская свита широко распространена в Пришимье, где ее обнажения известны в долинах рр. Жаныспай, Бетеке, Муккур, Иманбурлук, а также в обрывах р. Ишим у г. Петропавловска [137]. Характерной особенностью толщи является карбонатный (мергельный) состав основной части галек и гравия. Гальки (хорошо окатанные конкреции или их обломки) имеют размеры 1—4 см. В реже встречающихся гальках из местных пород складчатого основания обычно преобладает кварцевая и кварцитовая. В стратотипическом разрезе в основании бетекейского аллювия отмечены неокатанные обломки песчаников карбона размером до 0,5 м, которые лежат на песках и алевролитах павлодарской свиты.

Бетекейская свита содержит хорошо изученный богатый биостратиграфический материал. Главным образом это малакофауна пресноводных гастропод и унионид. Раковины рассеяны по всей толще, но местами сконцентрированы в отдельных прослоях и линзах, нередко вместе с глиняными окатышами. Судя по сочлененным створкам унионид и сохранности раковин, можно считать, что они не испытали существенного переноса перед захоронением. Пресноводные моллюски (комплекс с *Sibirunio betekeiensis*) позволяют сопоставить бетекейскую свиту с нижними горизонтами ачкагыла, т. е. датировать ее возраст началом позднего плиоцена [66]. Несколькими более молодой, но также в пределах первой половины позднего плиоцена, получен возраст по фауне млекопитающих [39], а по ископаемым грызунам свита датируется в узком интервале позднего плиоцена (В. С. Зажигин, 1980 г.). Наземные моллюски (А. А. Стеклøv, 1967 г.; В. С. Зыкин, 1979 г.) и остракоды [73] датируют бетекейскую свиту поздним плиоценом.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений бетекейской свиты проинтерпретированы неоднозначно. Р. Е. Гитерман (1967 г.); Р. Ф. Букреева (1965 г.), В. С. Волкова в ранних работах (1966 г., 1970 г.) восстанавливают ксерофильную степь и аридный климат в период аккумуляции бетекейского аллювия. Р. А. Терещенко (1969 г.), В. С. Волкова в более поздних работах (1980 г.) выделяют фазы лесов, степей и полупустынь и неоднократные изменения климата от сухого и жаркого до влажного и холодного. Разногласия вызваны тем, что повышенное содержание пыльцы древесных в отдельных пробах одни авторы считают инситной, другие — перетолженной.

Полученный нами палинологический материал из бетекейского аллювия интерпретируется следующим образом (рис. 13). Прежде всего в прослоях глин и глинистых песков отмечается более высокая концентрация пыльцы по сравнению с аналогичными по составу образцами из подстилающей павлодарской толщи.

Спектр нижней в разрезе пробы бетекейского аллювия содержит в основном пыльцу злаков, маревых, полыней, сложноцветных и разнотравья, присутствующую в равных количествах. В группе древесных определены *Pinus* (50 пыльцевых зерен на 1000 зерен общего состава), а также единичные экземпляры *Betula*, *Tilia*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Juglans*. Кроме того, отмечены спорадические зерна *Liquidambar*, *Taxodiaceae*, *Bigoniacae*, в группе спор — единичные экземпляры *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Marsilia* и *Osmunda*. В пробе грубозернистых

песков с валунником пылицы не оказалось, а из прослоя глин и тонкозернистых песков получены спектры лесостепного типа. Пыльца древесных пород составляет 40% и представлена в основном сосной (300—400 пыльцевых зерен на 1000 общего состава). Спорадическими зернами отмечаются пыльца ели, сибирской сосны, карликовой березы, вяза, а также переотложенная пыльца таксоидных и протейных. В группе травянистых преобладает пыльца полыней и других сложноцветных, а также маревые и разнотравье. Из споровых определено одно зерно *Heraticesae*. В остальных пробах выше по разрезу руслового аллювия установлены спектры степного типа. Пыльца древесных пород в них составляет 10% и принадлежит сосне. В составе трав преобладают сначала маревые, затем полыни. Присутствует и переотложенная пыльца.

Таким образом, осадки русловой фации содержат спектры, по которым можно восстановить: а) разнотравно-злаковую степь; б) лесостепь (сочетание сосновых лесов и полынно-дерновинно-злаковых степей); в) ксерофильную степь (полынно-разнотравную). Не исключено, что восстановленные фазы не совсем точны, так как во многих пробах пыльца отсутствовала, а лесостепная фаза установлена только по двум образцам.

Наиболее достоверный и полный палинологический материал получен из слоя, который перекрывает русловый аллювий бетекейской свиты. Это плотные горизонтально-слоистые суглинки, супеси и мелкозернистые глинистые пески зеленовато- и голубовато-серого цвета, местами значительно обохренные, с мелкими гнездами гипса и прослоями (1—2 см) голубовато-серых глин. Их мощность от 0,1 до 2 м. Подошва отчетливая, неровная. Большинство предыдущих исследователей (Е. В. Шанцер, Т. М. Микулина, 1967 г.; Р. А. Зинова, Р. А. Терещенко, 1969 г. и др.) этот слой рассматривается как пойменная фация бетекейского аллювия в отличие от вышележащих четвертичных покровных суглинков, в подошве которых имеются следы криодеформаций. В более поздних исследованиях [66] слой горизонтально-слоистых суглинков и песков вычленяется из бетекейской свиты и считается самостоятельными верхнеплиоценовыми отложениями, накопившимися после некоторого перерыва и содержащими фауну остракод позднеплиоценового возраста (определения В. Я. Липагиной).

По нашим данным, характерным компонентом спектров этого слоя является пыльца темнохвойных пород — пихты и ели, присутствующая в небольших количествах. Но известно, что она малолетуча и ее наличие свидетельствует о близкой границе ареала или о непосредственном участии данных пород в составе местного растительного покрова. В пробах из нижней части слоя отмечена пыльца тсуги и сибирской сосны (единичные зерна). Спорадически встречается пыльца березы, ивы, ольхи, орешника и липы, а также переотложенная пыльца. В составе травянистых преобладает пыльца полыней и других сложноцветных (до 60—70%), в заметном количестве присутствует пыльца разнотравья (до 20%). В пробах этого слоя снизу вверх неуклонно растет количество пыльцы злаков (от 10 до 30%). Характерен невысокий процент пыльцы маревых (6—18%). В целом спектры позволяют восстановить растительность, близкую лесам южной тайги [44], что свидетельствует о значительном похолодании и увлажнении климата. Рассматриваемые суглинки связаны фациальными переходами со слоем окатанных карбонатных конкреций в суглинистом заполнителе. Из последнего известна фауна

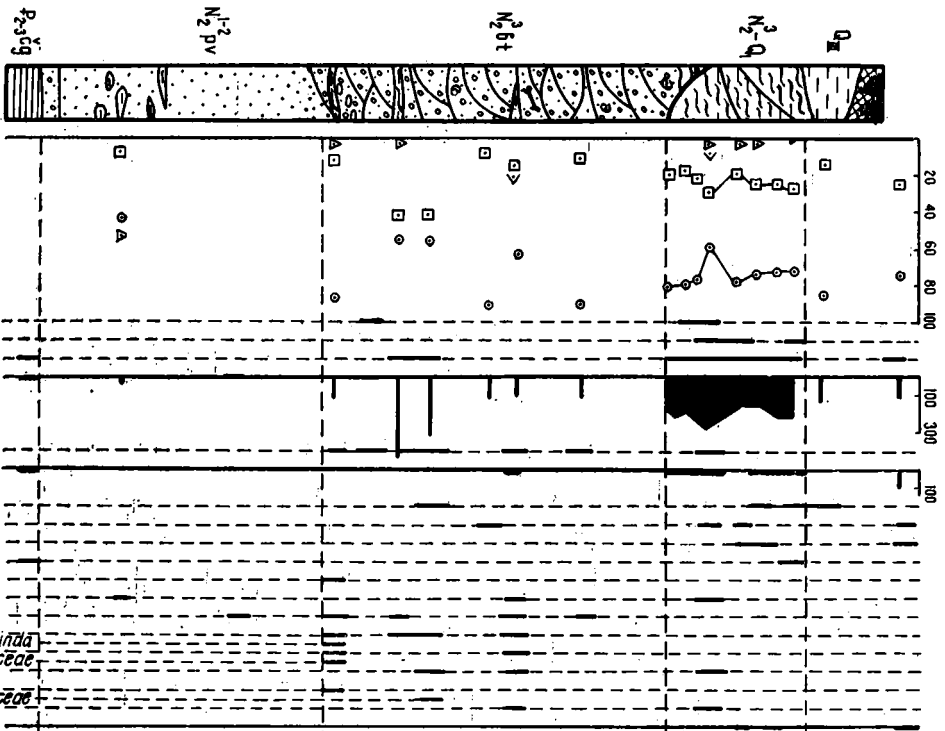
ОБЩИЙ СОСТАВ

В ПЕРЕКРЕСТЕ
НА 1000 МЕТРОВ
УСТЬЯ РЕКИ

Tsuga
Abies
Picea
Pinus

P. sibirica
Betula
Betula sect. Nanae

Alnus
Salix
Corylus
Tilia
Quercus
Alnus
Juglandaceae
Pterocarya
Taxodiaceae
Liquidambar
Rhus
Ephedra



Osmunda
Bigoniaceae
Proteaceae



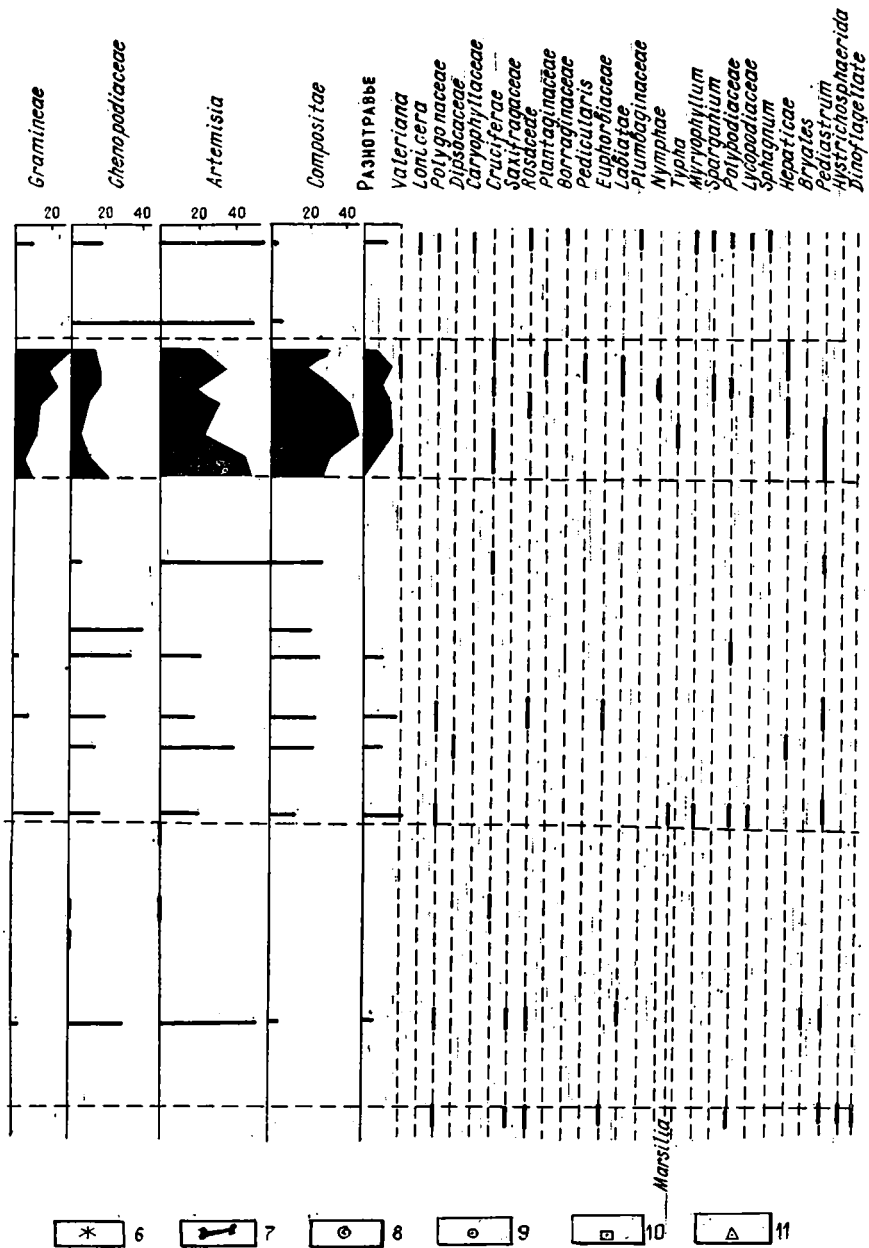


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в правобережном обрыве р. Битекей. 1 — пески; 2 — разнозернистые пески с гравием и галькой; 3 — глины; 4 — суглинки; 5 — карбонатные стяжения; 6 — железистые стяжения; 7 — кости; 8 — моллюски; 9 — пыльца травянистых растений; 10 — пыльца древесных пород; 11 — споры

пресноводных моллюсков, которую У. Н. Мадерни [92] датирует ранним — средним плейстоценом.

В правобережном уступе р. Ишим у г. Петропавловска на тонкодисперсных комковатых серых глинах павлодарской свиты залегает горизонт слабоокатанных известковых конкреций размером 3—5, редко 10 см. Заполнитель (ожелезненный ржавый алеврит) содержит толсто-стенные раковины *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia tentaculata* L., *Potomida* cf. *bielzi* (Grekelius), *P.* cf. *lenticularis* (Stefanense), *Viviparus* sp., *Pisidium* sp., *Unio* cf. *tumidus* Phillips., *U.* sp., *Baicalia* sp., *Gyraulus laevis* Ald. (определения К. А. Ляджиной). Это, вероятно, часть бетекейской свиты. В правобережном Петропавловском Приишимье окатанные кремнисто-карбонатные конкреции, содержащиеся в опесчаненных глинах и алевритах, служат картировочным признаком бетекейской свиты. Биостратиграфическое подтверждение получено по фауне остракод (заключение О. Н. Кондрашкиной) из ряда пунктов в верховьях Камышловского лога и в долине р. Камысакты. Что касается неоднозначности интерпретации палинологических спектров, полученных разными авторами, то это, скорее всего, объясняется «мусорным» строением бетекейской толщи, где помимо переотложенных конкреций имеются окатыши глин различного возраста. В карбонатных глинах и суглинках конкреции имеют тенденцию роста, чему свидетельство — тонкие щеточки кальцита, образовавшиеся явно после транспортировки конкреций.

В Северном Тургае аналогом бетекейской свиты считается кустанайская, однако о полном их стратиграфическом соответствии, несмотря на единый тектоногенный ритм осадконакопления [48], пока говорить нельзя. Недостаточно уверенно приравнивается к бетекейской и селетинская свита зеленовато-серых и буроватых алевритов с линзами песка и мергельными конкрециями, в основании которых лежат грубозернистые пески, гравий и гальки. Средняя мощность отложений свиты — первые метры. Возраст по остаткам стеноновой лошади (К. В. Никифорова, 1960 г.) был определен как позднеплиоценовый. У с. Ильинка на р. Селеты из отложений свиты были определены пресноводные моллюски бетекейского комплекса, кости мелких млекопитающих (В. С. Зажигин) и комплекс остракод (Т. А. Казьмина), имеющий много общего с бетекейским [64].

В Павлодарском Прииртыше аналогом бетекейской свиты является иртышская свита, причем не в первоначальном объеме [86], а только нижние горизонтально-слоистые серые алевриты, глины и пески, мощность которых в обнажении у с. Лебяжьего составляет 4 м, а по скважинам на правобережье р. Иртыша достигает 30—50 м. Вышележащие относительно грубозернистые отложения выделяются на биостратиграфическом основании в самостоятельную стратиграфическую единицу. Иртышская свита в уточненном объеме содержит фауну млекопитающих (определения Э. А. Вангенгейм), пресноводных моллюсков (определения У. Н. Мадерни) и остракод (определения С. Ф. Меншикова и О. Н. Кондрашкиной), которая в сумме позволяет параллелизовать свиту с бетекейской [64].

Как селетинская, так и иртышская свита палинологически не изучены.

Подпуск-лебяжинские слои выделены Р. А. Зиновой в 1972 г. по названию сел на р. Иртыш. Это типично аллювиальные серые разнозер-

нистые, преимущественно кварцевые пески и гравийно-галечники с ко-сой слоистостью, среди которых отмечаются прослой голубовато-серых слюдястых алевроитов с горизонтальной слоистостью. Отдельные слои и линзы за счет гидроокислов железа и марганца имеют ржавую, бурую до черной окраску. Встречаются мергелистые конкреции, окатыши глин и органические остатки. Общая мощность до 15 м. Подошва толщи повсе-местно отчетливая. В случае, когда она залегает на глинах павлодар-ской или калкмананской свиты, видны следы размыва: кровля глин неровная, присутствует базальный горизонт (0,1—0,2 м) с крупными ока-танными обломками мергелистых конкреций. Граница с глинами иртыш-ской свиты также отчетливая, но поверхность этих глин не несет следов размыва, она горизонтальная, базальный слой отсутствует, на контакте местами наблюдается тонкая карбонатная корка (менее 1 см). Кровля подпуск-лебяжинских слоев практически не установлена, поскольку она перекрывается сходным по строению и составу аллювием, который со-держит средне- и позднечетвертичную фауну.

Лебяжинский комплекс млекопитающих [39] содержит виды грызу-нов, хоботных, мозолоногих и копытных, типичных для хапрковского ком-плекса европейской части СССР. Аналогичный позднеакчагыльский — апшеронский возраст отложений свиты, по заключению Т. А. Казьминой и О. Н. Кондрашкиной, могут дать остракоды. Подпуск-лебяжинские слои на сегодня являются самыми молодыми из достоверно неогеновых отложений Прииртышья, да, пожалуй, и всего Северного Казахстана. Принадлежность вышележащих отложений региона к плиоцену или к плейстоцену неоднократно пересматривалась исследователями в зави-симости от трансформации представлений либо с появлением новых био-и литостратиграфических данных.

По данным Р. А. Зиновой [64] к верхнему плиоцену (апшерону) Се-верного Казахстана можно отнести краснокутскую и айртаускую свиты.

Краснокутская свита, выделенная в 1952 г. Б. Е. Антыпко, Н. В. Пя-таковой, А. А. Медем, сложена голубовато-серыми и серыми глинами и алевроитами тонко- и горизонтально-слоистыми, с прослойками и при-сыпками мелкозернистых слюдястых песков, пропластками растительно-го детрита и битой тонкостенной ракуши. В Павлодарском Прииртышье отложения свиты выполняют понижения в подстилающих породах. Мощность до 50 м. В обнажении у свх. «Джамбул» (правобережье Ир-тыша, в 3 км южнее с. Лебяжьего) из отложений свиты отобрана мала-кофауна, которая, по заключению У. Н. Мадерни, состоит исключительно из плейстоценовых видов. Но комплекс остракод (С. Ф. Меньшиков) позволяет говорить об апшеронском возрасте.

Айртауская свита. По данным О. М. Розена и В. П. Капсамуна, в 1963 г. скважиной у пос. Айртау (в 80 км к западу от г. Кокчетав) вскрыта толща темно-серых, синеватых или коричневатых глин, суглин-ков и алевроитов с прослоями песчано-гравийного материала. Мощность отложений 53 м. Стратиграфически свита залегает между бетекейским и нижнечетвертичным аллювием. Видовой состав моллюсков в отложе-ниях свиты дает четвертичный возраст (заключение К. А. Ляджиной), а комплекс остракод содержит руководящие для апшерона виды (С. Ф. Меньшиков, О. Н. Кондрашкина, Г. В. Рудницкая).

Таким образом, возраст краснокутской и айртауской свит нельзя считать окончательно выясненным, равно как и возраст близкой по ли-

тологии и палеонтологическому обоснованию кочковской свиты, отложения которой широко развиты на юге Западной Сибири и в пределах предалтайских равнин. Казалось бы, что есть больше оснований доверять малакофауне, поскольку микрофауна легко переотлагается. Кроме того, согласно данным Т. А. Казьминой (1980 г.), в кочковском комплексе остракод выделяются три группы видов: 1) транзитные формы, существующие от миоцена доныне; 2) виды, появившиеся в неогене и переходящие из новостаничного и бетекейского комплексов в кочковский; 3) группа остракод, встречающихся на протяжении всего плейстоцена и голоцена, возникшая во время формирования кочковской свиты. Отсюда вывод о кочковском рубеже перестройки фауны остракод, отнесенном к раннему плейстоцену схемы МСК.

Верхний плиоцен — нижний плейстоцен

На северо-востоке Тургайского прогиба распространены плотные бурые и коричневые карбонатизированные, местами опесчаненные глины и суглинки, выделенные как *жуншиликская свита*. В ее составе намечаются две подсвиты: нижняя, неяснослоистая и верхняя, суглинистая, монотонная. По данным Т. А. Казьминой (1980 г.), отложения свиты содержат кочковский комплекс остракод, правда, несколько обедненный. В рабочей схеме кустанайских геологов нижняя подсвита (15—20 м) отнесена к верхнему плиоцену, а верхняя (до 25 м) к нижнему плейстоцену.

В Тургай-Ишимском междуречье осадки жуншиликской свиты связаны постепенными переходами с бетекейской аллювиальной толщей, но пространственно развиты значительно шире последней [15]. Работами североказахстанских геологов А. А. Алексеева, А. Я. Брагина, В. А. Сахарова, А. А. Бобоедовой, А. Г. Илларионова и др. установлены обширные поля бетекейских отложений в северной части правобережного Петропавловского Приишимья, что вряд ли позволяет считать их аллювием древних долин, тем более, что характер осадков сменяется на озерно-аллювиальный.

Практически на всем западе Ишим-Иртышского междуречья также без отчетливой подошвы на бетекейскую и более древние толщи ложатся отложения, известные в литературе как «покровные суглинки». Собственно суглинистой можно считать только верхнюю часть этих отложений мощностью 1,5—5 м — лёссовидную, книзу уплотненную, неяснослоистую, серую и желтовато-бурую. Под суглинками обычно лежат плотные глины различных цветов. Иногда в нижней части разреза отмечаются прослой и линзы тонкозернистого песка, встречается тонкостенная ракушка пресноводных моллюсков. Мощность глинистого горизонта изменяется от первых до 15—20 м, но по данным бурения трудно установить стратиграфическую принадлежность глин. Такие признаки, как карбонатизация, реже огипсованность и ожелезнение, не являются коррелятивными, поскольку в Северном Казахстане они отмечаются уже в породах миоцена и плиоцена.

Как возраст, так и генезис глинисто-суглинистой водораздельной толщи не могут считаться выясненными. Условность нижней границы, разновременные комплексы остракод и малакофауны, редкие костные остатки, среди которых известны стеноновые лошади, не дают опреде-

лить возраст горизонта точнее, чем поздний плиоцен — ранний плейстоцен. Е. В. Шандер и Т. М. Микулина [137] сопоставляют покровные отложения с IV террасой р. Ишим и допускают, что возраст их может быть и среднеплейстоценовым. Если исходить из суммы привычных представлений, то в сложении горизонта участвуют озерные, аллювиальные, эоловые, а на склонах делювиально-пролювиальные и солифлюкционные отложения. Н. Г. Кассин [76] рассматривал водораздельную толщу Северного Казахстана как перигляциальные образования времени миндельского оледенения, но за прошедшие годы эта точка зрения подверглась ревизии, хотя и имеет сторонников [95]. В известной степени, вероятно, прав И. А. Волков (1965 г.), считающий «покровные» суглинки Кокчетавской возвышенности и Ишимской степи молодыми эоловыми образованиями. Во всяком случае, верхний лёссовидный горизонт водораздельных толщ по комплексу признаков носит, как принято считать, субаэральный характер и, кроме того, эоловой аккумуляцией легко объясняется формирование суглинистых толщ на длительно существующих (послемиоценовых) водораздельных равнинах.

Анализируя искусственные обнажения (район оз. Карой, Теке, Кзылкак) водораздельных покровных толщ, постепенно переходящих в подстилающие озерно-аллювиальные отложения неогена и реже палеогена, можно прийти к возможности возродить точку зрения Л. С. Берга (1916 г.) об элювиальном образовании лёссовидных суглинков. Облёсование рыхлых минеральных масс (пылеватость, известковистость и т. д.), а в широком смысле трансформация верхних горизонтов глин и суглинков теоретически не оспаривается, хотя из-за несовершенства методов изучения все еще преобладают заключения умозрительного характера (И. П. Герасимов, 1976 г.). Монотонность разреза суглинков и отсутствие в разрезе погребенных почв не свидетельствуют в пользу эолового накопления. Что касается различных субаквальных, главным образом озерных отложений, то они возможны спорадическими пятнами и на поверхности низких плато, и в мелкопочпочной части Северного Казахстана. Иными словами, казалось бы однородная покровная толща на самом деле гетерогенна, включая незначительное перемещение мелкозема за счет микрорельефа равнинных поверхностей. Эпигенетические преобразования рыхлых масс, как правило, уничтожают мелкую органику, и в элювиальных суглинках обычно не содержатся споры и пыльца. Элювиальный процесс продолжается весь четвертичный период, и следы трещин усыхания или криодеформаций в разрезах элювиальных суглинков обычно располагаются в подошве современного почвенно-растительного слоя.

Обширные приподнятые площади развития элювиальных суглинков по озерным отложениям неогена располагаются между оз. Карой, Теке, Кзылкак, Табылгасор. Далее на восток в Прииртышье горизонт легких мелкопористых суглинков и супесей имеет сравнительно отчетливую нижнюю границу (особенно над аллювиальными толщами), определенное стратиграфическое положение в сводном разрезе и преимущественно субаквальный генезис.

При определении возраста покровных водораздельных суглинков существенное место занимает выяснение геоморфологических соотношений, чем часто пренебрегают биостратиграфы. Если в западной части Ишим-Иртышского междуречья соотношения водораздельной толщи и

вложенных в нее осадков долин Ишима, Камышловского лога, Чаглинки и отложений современных озер не противоречат законам стратиграфии, то с данными по Прииртышью дело обстоит сложнее. Здесь в разные годы собран богатый палеонтологический материал, главным образом по правобережью р. Иртыш, и создано большое количество разноречивых стратиграфических построений, порой не подтверждающихся геоморфологическими соотношениями. Например, по данным Р. А. Зиновой [65] и Б. Ж. Аубекерова, осадки, слагающие III надпойменную террасу р. Иртыш, имеют раннечетвертичный возраст, но та же Р. А. Зинова отмечает находки средне- и позднеплейстоценовой фауны из гипсометрически выше залегающей, т. е. раньше сформированной толщи водораздельных суглинков. К. В. Никифорова (1953 г.) выделяет в долине р. Иртыш две надпойменные террасы, более древней из которых дает среднеплейстоценовый возраст, а гипсометрически выше расположенную аллювиальную равнину, распространенную по левобережью, вплоть до Казахстанского шита (т. е. водораздельную поверхность), по комплексу фауны датирует поздним плейстоценом. З. А. Сваричевская и М. С. Тэн [124, с. 32] правильно считают, что «Иртыш подмывает разновозрастные поверхности», вследствие непонимания чего «обесценены богатые сборы фауны млекопитающих». По данным этих авторов, в Прииртышье прослеживаются три обширные водораздельные поверхности субаквальной аккумуляции, последовательно вложенные одна в другую. Самая древняя поверхность («лебяжья») располагается на отметках 145—150 м у с. Подпуск и Лебяжье. Она сложена осадками иртышской свиты и подпуск-лебяжинских слоев. Таким образом, если «лебяжья» поверхность имеет позднеплиоценовый возраст, то вложенные в эту поверхность аккумулятивные толщи не могут быть древнее. Возможные находки плиоценовой фауны должны рассматриваться как переотложенные. Исключение составляют участки, приподнятые до вышеуказанных отметок в результате неотектоники, как, например, павлодарский вал, где практически на дневную поверхность выведены породы нижнего плиоцена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения различного генезиса почти сплошным чехлом развиты на равнинах Северного Казахстана, а в мелкосопочной части выполняют понижения и лежат на склонах большинства возвышенностей. Гетерогенность, небольшая мощность, отсутствие надежных данных абсолютного возраста и однозначно интерпретируемых фаунистических и флористических материалов значительно затрудняют стратификацию отложений. С позиций климатостратиграфии корреляция разрозненных данных между собой и хотя бы с тремя главными оледенениями Западной Сибири все еще гипотетична. То же можно сказать и о первых палеомагнитных исследованиях.

Нижне-среднечетвертичные отложения

В разрезе четвертичных отложений наиболее древними являются осадки *сладководской свиты*, выделенной Н. В. Пятаковой в 1957 г. по одноименному поселку Павлодарской области близ оз. Селетытениз.

В настоящее время считается, что сладководская свита распространена практически на всей территории казахстанской части Ишим-Иртышского междуречья, а З. А. Сваричевская и М. С. Тэн [124] считают, что она развита и на правом берегу р. Иртыш.

В составе свиты преобладают суглинки буровато-серого, зеленовато- и желтовато-бурого цвета, известковистые, с прослоями горизонтально-слоистых плотных глин. В нижней части отмечаются прослои тонко- и разнозернистых песков с пропластками глин и алевроитов. Пески полимиктовые, иногда почти чисто кварцевые, с окатанными гравийными и галечными вкраплениями (до 30% от общего состава). В песках содержатся обуглившиеся растительные остатки. Известно чередование прослоев песков, супесей, суглинков. В обнажениях на останце близ оз. Шурексор видна, скорее всего, только нижняя часть разреза. Это супеси с редкими включениями гравия и гнезд разнозернистого песка (0,6 м), под которыми лежат пески разнозернистые, кварцевые, слюдистые (0,6 м) и пески мелкозернистые, слюдистые, горизонтально-слоистые (0,7 м). По многочисленным данным бурения мощность буровато-серой и зеленовато-бурой толщи суглинков, супесей и песков сладководской свиты изменяется от 3—5 до 20—25 м, но чаще составляет 7—8 м. Переход к вышележащим желто-бурым лёссовидным покровным суглинкам обычно постепенный.

По К. В. Яскиной, в легкой фракции отложений сладководской свиты преобладают кварц (77—85%), полевые шпаты (12—19%), слюды (1—3%). Присутствуют выветрелые зерна, переотложенные глауконит и хемогенный опал. Тяжелая фракция (выход 0,6—1,5%) состоит из минералов группы эпидота (29—37%), ильменита (24—38%), роговой обманки (10—12%), лимонита (4—11%), лейкоксена (4—8%), циркона (3—5%), анатаза (1—4%), турмалина (0,6—1,3%), апатита (1—1,5%), силлиманита (0,3—0,7%). Механический анализ глин и суглинков свиты показал, что преобладают частицы менее 0,01 мм в диаметре (62—74%). Частицы 0,1—0,01 мм составляют 13—36%, а частицы 0,25—0,1 мм — от 1,5 до 7%.

Возраст сладководской свиты условно считается ранне-среднеплейстоценовым (согласно решению тюменского совещания, 1967 г.). Обосновывается он стратиграфическим положением: свита залегает на глинах павлодарской и новостаничной свит, а в переуглубленных долинах — на илах, суглинках и песках или на ленточно-слоистых глинах качирской свиты. В свою очередь, в сладководскую свиту вложены осадки, слагающие нижележащую табылгасорскую поверхность (ее иногда считают террасой р. Иртыш), или фаунистически охарактеризованный верхнечетвертичный аллювий р. Иртыш. На юге (г. Павлодар и южнее) сладководские отложения прислонены к верхнеплиоценовым подпуск-лебяжинским. Непосредственно из сладководской свиты фаунистические находки неизвестны.

Таким образом, нижняя возрастная граница опирается на качирскую свиту, возраст которой также достаточно условен. Первоначально (В. А. Мартынов, А. А. Медем, Н. В. Пятакова, геолого-съёмочные работы 1957—1962 гг.) качирскую свиту принимали как аналог кочковской в объеме позднего плиоцена — раннего плейстоцена. Но в последующем было установлено, что возрастной интервал кочковской, а следовательно, и качирской свиты требует дополнительной корректуры. Сопоставить ка-

чирскую свиту можно по геоморфологическому и стратиграфическому положению с краснокутской свитой и с толщей темных, голубовато-серых, тонких слюдястых песков и иловатых слюдястых глин с небольшими прослоями торфяников, которую описала К. В. Никифорова в основании правобережных уступов р. Иртыш. Эта озерно-аллювиальная толща не связана с современной долиной Иртыша и, скорее всего, выполняет древние ложбины восток-северо-восточного простирания, слабо врезаемые в поверхность павлодарских или новостаничных глин. В низах толщи встречаются грубозернистые пески с окатышами из подстилающих глин. Из толщи отобраны кости стеновой лошади, крупного эластомерия и носорога, позволяющим датировать вмещающие осадки поздним плиоценом — ранним плейстоценом (В. И. Громов, 1940 г.; К. В. Никифорова, 1953 г.).

Можно добавить, что Р. А. Зиновá [65] сопоставляет качирскую, или краснокутскую, свиту с апшеронским ярусом. А по В. К. Шкатовой и др. (1980 г.), ленточно-слоистые глины и илы качирского лимния имеют обратную намагниченность, свойственную эпохе Матуяма международной палеомагнитной шкалы.

Таким образом, сладководская свита, залегающая на качирской, может датироваться ранним — средним плейстоценом. Осадки ее сопоставимы с аналогичной толщей озерно-аллювиальных отложений на водораздельных поверхностях Приишимья [137], хотя временные различия возможны, и этот вопрос требует дальнейшего уточнения.

По данным А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедовой и др., западнее долины р. Ишим эта толща сложена глинами, реже суглинками и супесями. В основании нередок базальный слой из плохо окатанных мергельных конкреций и окатышей неогеновых глин. К востоку от р. Ишим разрез преимущественно суглинистый или песчано-алевритово-глинистый. В подошве лежит базальный прослой из обломков мергелей и окатышей глин. Мощность толщи до 7,5 м. Т. А. Казьмина определила из этой озерно-аллювиальной толщи остракоды, по которым предполагается ранне-среднеплейстоценовый возраст осадков.

В Обь-Иртышском междуречье, в южной его части, сладководской свите соответствует красnodубровская свита. В Приобском степном плато красnodубровская свита это — мощная (до 140 м) толща преимущественно лёссовидных пород, с пачками аллювиальных и озерных отложений, с многочисленными погребенными почвами. Первоначально всю толщу связывали с самаровской ледниковой эпохой среднего плейстоцена, но в связи с находками более древней фауны возраст стал определяться как ранне-среднеплейстоценовый. В более северной части Обь-Иртышского междуречья, в Барабе, сладководской свите соответствуют серые монотонные иловатые суглинки федосовской свиты (20—60 м), условно ранне-среднечетвертичного возраста.

Из перечисленных свит наибольший возрастной диапазон занимает красnodубровская, в разрезе которой содержатся остатки не только хазарской, но и типичной фауны мамонтового комплекса, значительно повышающей возрастную границу.

Среднечетвертичные отложения

На левобережье р. Иртыш, у оз. Табылгасор, выделяется *табылгасорская свита* озерно-аллювиальных отложений. Осадки ее также лежат под покровом лёссовидных суглинков и характеризуются в основном песчаным составом, местами со значительной примесью гравийно-галечного материала. Содержит раковины пресноводных моллюсков. Генезис можно было бы считать аллювиальным, а по слабой окатанности зерен и пролювиальным, но по скважинам отмечается замещение разнозернистых желтовато-серых песков илистыми песками, супесями и суглинками озерного характера.

Краткая литологическая характеристика отложений табылгасорской свиты в стратотипе выглядит следующим образом. Легкая фракция: кварц (70—80%), полевые шпаты (15—19%), переотложенный глауконит (0,3%), слюда (1%). Тяжелая фракция (выход 0,9—2,4%): группа эпидота (38—50%), ильменит (19—26%), роговая обманка (7—10%), анатаз (5—6%), лейкоксен (4—6%), циркон (4—5%), апатит и турмалин (0,5—1,4%), амфибол (0,9%). Механический состав: 0,01 мм — 83—86%; 0,1—0,01 мм — 5—11%; окатанность хорошая, сортировка плохая. Высока вторичная карбонатность.

Эти отложения слагают обширную поверхность (высота 120—125 м) на левобережном Павлодарском Прииртышье, которая отделена уступами от расположенной выше сладководской поверхности и от гипсометрически ниже лежащей террасы р. Иртыш. З. А. Сваричевская [124] считает, что табылгасорская поверхность является водораздельной, хотя не отрицает, что ее осадки слагают четвертую террасу р. Иртыш при выходе из гор, а также террасы Карасукской и Бурлинской долин в Обь-Иртышском междуречье, в Кулунде. Террасы этих древних долин по мере приближения к Иртышу с востока расширяются и переходят в обширную озерно-дельтовую равнину (высота 110 м) правобережного Прииртышья, в которую вложены отложения верхней (третьей?) надпойменной террасы р. Иртыш в павлодарской части.

На левобережье табылгасорская поверхность местами (в районе оз. Шурексор, Тайконыр, Табылгасор) отделена от поверхности высокой (третьей) террасы р. Иртыш небольшим уступом, но севернее обе поверхности практически слиты.

К западу (в районе оз. Жалаулы и Селеты) табылгасорская поверхность незаметно переходит в поверхность террас рр. Селеты и Шидерты в их нижнем течении, но от вышележащей сладководской поверхности по-прежнему отделена уступом. С геоморфологических позиций отложения, выполняющие древние долины в районе оз. Как, Теке, Карой, Эбейты, также должны иметь табылгасорский возраст, так как они вложены в осадки сладководской свиты, а в них, в свою очередь, вложен аллювий современной гидросети. Западносибирскими геологами отложения этих долин выделяются как карасукская свита условно средне-позднечетвертичного возраста, что в общем не противоречит параллелизации их с табылгасорской свитой.

Состав табылгасорской свиты, положение ее в сводном разрезе, а также геоморфологическая позиция табылгасорской поверхности допускают считать ее самой верхней террасой р. Иртыш (четвертой), что, впрочем, и было сделано Б. А. Федоровичем и др. в 1960 г., а позднее —

Б. С. Кожамкуловой и Э. И. Нурмамбетовым [79]. Однако обширность табылгасорской поверхности резонно заставляет считать ее равниной и, пожалуй, правы З. А. Сваричевская и М. С. Тэн [124], относящие ее к водораздельным поверхностям и считающие, что осадки свиты не связаны с р. Иртыш. К этому следует добавить и выясняющуюся по мере накопления материалов гетерогенность осадков, относимых к табылгасорской свите.

Вообще гетерогенность свойственна всем водораздельным толщам Ишим-Иртышского и Обь-Иртышского междуречий. Установить взаимоотношения между различного рода вложениями и фаціальными замещениями мешает почти повсеместно развитая толща «покровных» суглинков и супесей, которые перекрывают отложения сладководской и табылгасорской свит, а также аллювиальные отложения речных долин за исключением самых молодых. Там, где нет плиоцен-четвертичных осадков, покровная толща ложится на павлодарские глины или на более древние породы.

Исходя из сказанного, биостратиграфические построения и последующие литостратиграфические корреляции требуют повышенной осторожности. Достаточно надежными остаются лишь геоморфологические соотношения. Отложения табылгасорской свиты водораздельных пространств заключены между аллювиально-озерными отложениями сладководской свиты и аллювием долины р. Иртыш. Среднечетвертичный возраст отложений принимается условно, равно как и сопоставление с тазовским оледенением Западной Сибири.

В Приишимье к среднечетвертичному звену относятся отложения проблематичной четвертой надпойменной террасы и аллювий фрагментов отмершей гидросети на водоразделах. По данным Е. В. Шанцера и Т. М. Микулиной [137], четвертая терраса р. Ишим прослеживается на левобережье от устья р. Акканбурлук до устья р. Чудасай на относительных высотах 30—40 м. В овраге близ с. Неженка ими описан разрез аллювия террасы, который состоит из двух горизонтов: верхний — плотные песчано-гравийно-галечники мощностью 1,6 м; нижний — разнотернистые светло-серые пески с косой слоистостью и непостоянной мощностью, максимально до 2 м. Верхний горизонт имеет неровную, но отчетливую подошву, ближе к которой размеры галек и неокатанных обломков скальных пород увеличиваются до 15—25 см в поперечнике. Авторы допускают, что по чистоте тонов раскраски пески нижнего горизонта могут быть более древними, плиоценовыми. Поскольку элементы четвертой террасы морфологически не выражены, трудно считать этот аллювий отложениями современной долины р. Ишим.

В Ишим-Тобольском междуречье, по данным бурения гидрогеологических организаций, известны погребенные долины субмеридионального направления, выполненные суглинисто-песчано-галечным материалом мощностью 2—5 м. Одна из крупных долин такого рода к северу от пос. Пресновка выражена в рельефе и в нее врезана современная долина притока Тобола р. Суерь. Возможно, отложения древней долины и аллювий предположительно четвертой террасы р. Ишим — образования одного порядка, тем более, что верховья долины проецируются на участок развития аллювия четвертой террасы. Возраст погребенного аллювия условно принимался ранне-среднечетвертичным, поскольку он вло-

жен в суглинки жуншиликской свиты, а врезанные террасы р. Суерь имеют позднечетвертичный возраст.

На правобережье против с. Куйбышевского (Ашанино) в карьере нами был описан разрез грубых, несортированных гравийно-галечников мощностью до 3 м, которые залегают на палеогеновых глинах. Геоморфологическая позиция карьера, а также большое количество неокатанных обломков позволяют считать генезис гравийно-галечников делювиально-пролювиальным. От водораздельной поверхности площадка карьера отделена пологим уступом, где коренные палеозойские породы перекрыты делювием. По высоте над урезом воды (35 м) эта площадка совпадает с уровнем проблематичной четвертой террасы р. Ишим и вызывает дополнительные сомнения о существовании последней.

Ниже по течению, в собственно Петропавловском Приишимье, бурением вскрыта преимущественно глинистая толща с прослоями алевроитов, глинистых и мелкозернистых песков, которая прослеживается длиной 0,5—5 км по левобережью (от с. Явленка до г. Петропавловска) и местами на правобережье. Мощность толщи изменяется от 5 до 18 м. Она залегают на отложениях бещеульской и журавской свит и перекрывается бурными покровными суглинками. Цвет глин толщи преимущественно серый, пепельный, реже желтовато-серый. Песчаные и алевроитовые прослои имеют зеленоватый оттенок. Отмечается горизонтальная слоистость. В песках встречаются окатыши глин (до 1 см) и раковинный детрит. Состав песков кварцевый. Положение толщи над урезом воды в р. Ишим (30—40 м), а также ее прислоненность к коренным бортам долины позволили А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедовой и др. рассматривать ее как аллювий четвертой террасы. Морфологически терраса не выражена: она занимает положение склона долины и плавно переходит как к поверхности водораздела, так и к поверхности третьей террасы.

Фауна моллюсков, собранная из этих отложений, по заключению В. С. Зыкина, содержит виды, живущие с плиоцена поныне, однако раковины прудовиков указывают на теплое, скорее всего, тобольское межледниковье (миндель — рисс). Остракоды, определенные Т. А. Казьминой, могут дать средне- и позднечетвертичный возраст. Результаты спорово-пыльцевого анализа позволили Р. А. Терещенко [127] отнести нижнюю часть разреза четвертой террасы к тобольскому межледниковью, а аккумуляцию осадков верхней связать с условиями более влажного и прохладного климата начала самаровского оледенения.

Аналогичные биостратиграфические данные получены из неяснослоистых известковистых глин серых тонов, которые выполняют фрагментарные отрезки древних плоскодонных долин к западу от р. Ишим, а также болотные темно-серые и черные глины с песком кварцево-кальциевого состава и дробинками гидроокислов железа и марганца. На этом основании А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др. считают их среднечетвертичными.

Средне-верхнечетвертичные отложения

К ним в первую очередь относятся аллювиальные отложения высоких (третьих) надпойменных террас долин рр. Ишим и Иртыш.

Постоянно обновляющиеся отвесные эрозионные уступы р. Иртыш с давних пор служат объектом изучения геологов-четвертичников. Нам

также удалось описать и опробовать практически все опорные разрезы, упоминаемые в литературе по Павлодарскому Прииртышью, начиная от с. Подпуск до с. Черлак. От г. Павлодара вниз до с. Черлак удалось совершить водный маршрут, более информативный, чем наземные, для изучения общего строения аллювиальной толщи, обнажающейся в уступах. В уступах видны разрезы высокой поймы (до 4 м) и первой надпойменной террасы (до 7 м), аллювий которых не перекрывает супесями палеовой свиты, а также строение второй (7—10 м) и третьей (12—14 м, а на отдельных участках до 23 м) надпойменных террас.

По направлению к окраине высота террас увеличивается. Аномальные высоты третьей террасы принято связывать с новейшей тектонической активностью положительных структур платформенного чехла, в частности Павлодарского вала или поднятий в районе Жаскайрат — Боброво и Пятирыжский — Моисеевка. В разрезах третьей террасы, а местами, возможно, и водораздельных отложений наблюдаются довольно частая смена литологии аллювия, его текстурных особенностей. Объясняется это многочисленными вложениями различных размеров, которые полностью обнажены лишь в самых высоких уступах. В остальных случаях из-под осыпей наблюдаются лишь фрагменты гидросети, имевшей поперечное простирание к современному руслу р. Иртыш. Вся сложно построенная толща аллювия ложится на водоупорные глины неогена, кровля которых выведена над урезом воды р. Иртыш практически повсеместно ниже с. Качиры, а выше по течению ундулирует, появляясь лишь на сравнительно коротких отрезках. На аллювиальной толще лежат супеси и суглинки палеовой свиты, отчетливая подошва которой местами дополнительно подчеркнута горизонтом криодеформаций.

Если вычленить явные вложения последующего времени, то наиболее типичное строение толщи аллювия схематично представляется следующим. Нижняя пачка — грубая, косослоистая, с гравийно-галечными прослоями; мощность до 2,5—3 м. Средняя пачка — преимущественно песчано-алевритовая, спокойно-водная, горизонтально-слоистая, внутри прослоев нередко косая и наклонная слоистость; средняя мощность 1,2 м. Верхняя пачка — грубозернистая, косослоистая, песчано-гравийная, нередко венчается алевритами; мощность до 3 м. Криодеформации обычно приурочены к кровле верхней пачки. В отдельных случаях морозобойные клинья углублены до 5 м, и тогда они деформируют отложения средней пачки. Глубокие клинья и трещины иногда наклонны и обнажены лишь в нижней части, что создает иллюзию нескольких горизонтов криодеформаций. Об едином слое криодеформаций в Павлодарском Прииртышье свидетельствует и документация стенок канала Иртыш—Караганда (Б. Ж. Аубекеров, 1974 г.).

Из толщи аллювия, который большинство исследователей склонны именовать «тобольским» или «диагональными песками», считая их аналогами аллювия центральных районов Западно-Сибирской низменности, нами, в дополнение к ранее известным находкам, собран костный материал *in situ* (около 30 образцов) и большое количество подъемного. По заключению Б. С. Кожамкуловой, ископаемые остатки принадлежат главным образом представителям родов *Mammuths*, *Bison*, *Equus*, реже и обычно из нижней пачки — *Archidiscodon*, *Coelodonta*, *Cervus*. Согласно материалам, вся аллювиальная толща, находящаяся между

глинами неогена и верхнеплейстоценовой палеовой свитой, может датироваться в широких пределах, и для окончательного ее расчленения необходимы дальнейшие детальные работы. В данном случае важно, что остатки типичных представителей мамонтового фаунистического комплекса найдены ниже горизонта криодеформаций и что следы резко выраженного похолодания не соответствуют среднечетвертичному самаровскому оледенению, а сопоставимы с максимальной фазой позднечетвертичного, зырянского. О том же свидетельствует и радиоуглеродная датировка (39 тыс. лет), полученная из разреза аллювия у с. Жаскайрат под горизонтом с интенсивными криодеформациями (В. К. Шкатова, 1986 г., устное сообщение).

Иными словами, аллювиальная толща, обнажающаяся в уступах р. Иртыш от с. Подпуск до с. Татарка, вряд ли соответствует «тобольскому аллювию». Кстати, ниже по течению от с. Черлак долина р. Иртыш имеет строение, резко отличающееся от казахстанского (павлодарского) отрезка и, вероятно, другую историю развития.

С. А. Архипов (1975 г.) на основании анализа всех геологических и палеонтологических данных пришел к выводу о том, что тобольская аллювиальная свита имеет возраст от середины минделя до минделя — рисса включительно. Р. А. Зинова диагональные пески Прииртышья также делит на три пачки. Первая снизу пачка, представленная грубообломочным материалом, была выделена Н. Н. Костенко (1960 г.) в караульскую свиту, отнесенную к раннему плейстоцену на основании находок терио- и малакофауны. Вторая пачка мелкообломочна и также содержит богатую фауну, по которой датируется миндель-риссом. Между первой и второй пачками диагональных песков Р. А. Зиновой установлен интенсивный размыв (не упущен ли здесь вложенный «карман» аллювия?). Третья пачка сложена суглинками и алевритами, горизонтально- и ленточно-слоистыми. Переход между второй и третьей пачками постепенный. Осадки третьей пачки рассматриваются как старично-озерная фацция аллювия, образовавшаяся в конце тобольского межледниковья — начале самаровского оледенения.

В разрезах у с. Моисеевка и Урлютобе из второй пачки выделена флора *Azolla interglacialica* Nikit., *Potamogeton vaginatus* Tusch., *P. filiformis* Pers., *F. pectinatus* L., *Scirpus lacustris*, *S. maritimus* L., *Carex* sp., *Chenopodium album* L., *Ch. rubrum*, *Heliocharis palustris* L., *Limnathetum nymphoides* (L.) Linc. (определения М. С. Зориной). Возраст флоры, по заключению В. П. Никитина, не древнее первой половины среднего плейстоцена и не моложе первой половины позднего плейстоцена.

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Р. А. Терещенко [127], аккумуляция косослоистых песков второй пачки происходила в условиях слабой облесенности территории. В составе лесов, тяготеющих к речным долинам, участвовали сосна, береза и ель. В виде примеси присутствовали пихта, ольха, лещина и вяз. В составе трав преобладали поlysунно-разнотравные ассоциации, развиты были также луговые и прибрежно-водные. Среди последних установлены массы водных папоротников — азолли и сальвинии. Климат по растительности Р. А. Терещенко восстанавливает как близкий к современному, но несколько теплее и влажнее его.

Третья пачка диагональных песков формировалась в условиях боль-

шей облесенности территории. В составе лесов заметно увеличилась роль темнохвойных пород (спектры содержат до 60% пыльцы ели) и сократилась лиственных. В составе травянистых возросла роль сложноцветных. Сохранились сальвинии, папоротники, зеленые и печеночные мхи. Изменения в растительном покрове связываются автором с похолоданием в начале самаровского оледенения.

В. С. Соколова (1975 г.) в отложениях тобольского горизонта Загадной Сибири, который она ограничивает миндель-рисским межледниковьем, установила три пыльцевые зоны. В разрезах Омско-Павлодарского Прииртышья спорово-пыльцевые спектры нижней зоны характеризуют развитие разнотравно-злаковых степей с елью, свидетельствующих о более холодном и влажном климате, чем современный. В спектрах средней зоны отразились условия середины межледниковья, когда Омско-Павлодарское Прииртышье было занято ксерофильными полынно-маревыми степями. Климат был подобен современному. Спектры верхней пыльцевой зоны свидетельствуют о развитии более мезофильных разнотравно-злаковых степей с долинными елово-сосново-березовыми лесами. Климат тобольского времени, по В. С. Волковой, в начале и конце был достаточно прохладным, а в оптимуме межледниковья — сходным с современным.

Палинологические данные Р. А. Терещенко и В. С. Волковой не совпадают. В зонах, выделенных В. С. Волковой, не нашли отражения характерные для разрезов диагональных песков Павлодарского Прииртышья водные папоротники (азолля и сальвиния), которые определены не только по спорам, но и по другим остаткам этих растений (М. С. Зорина, В. П. Никитин). По данным Р. А. Терещенко, конец тобольского времени ознаменовался широким расселением ели, что в пыльцевых зонах В. С. Волковой не отмечается. Неизвестно также в разрезах диагональных песков Павлодарского Прииртышья положение зоны ксерофильных степей, установленной В. С. Волковой.

Нами в толще диагональных песков изучена пачка грубозернистых диагональных песков, включающая бивень крупного мамонта (трогонтериевого слона, определения К. Ж. Жилкибаева), а также подстилающие и перекрывающие ее горизонтально-слоистые мелко- и среднезернистые алевритистые пески по разрезу у с. Прииртышского. Карьером здесь вскрыты (снизу вверх): разнозернистые косослоистые пески (1,5 м), горизонтально-слоистые алевриты (1 м), косослоистые песчано-гравийники (2 м), алевриты и опесчаненные глины с линзами грубозернистых песков (1,5 м), мелкозернистые пески с прослоями алевритов и разнозернистых песков (1,2 м). Завершают разрез палевые суглинки (1,5 м). Такой же разрез вскрывается у с. Татарка. Спорово-пыльцевая диаграмма по нему составлена Р. А. Терещенко (1975 г.).

Результаты спорово-пыльцевого анализа диагональных песков по разрезу у с. Прииртышского, проведенного нами, показаны на диаграмме (рис. 14), из которой видно, что горизонтально-слоистые пески накапливались в условиях разнотравно-злаковых степей, с долинными ивово-березовыми лесами и редкими островками сосны на плакорах. По пойме были развиты луговое разнотравье, в старицах — прибрежно-водные растения (*Myriophyllum*, *Sparganium*, *Typha*), водные папоротники (азолля и сальвиния) и сине-зеленые водоросли. Из споровых имели развитие также плауны, зеленые и печеночные мхи. В пределах региона

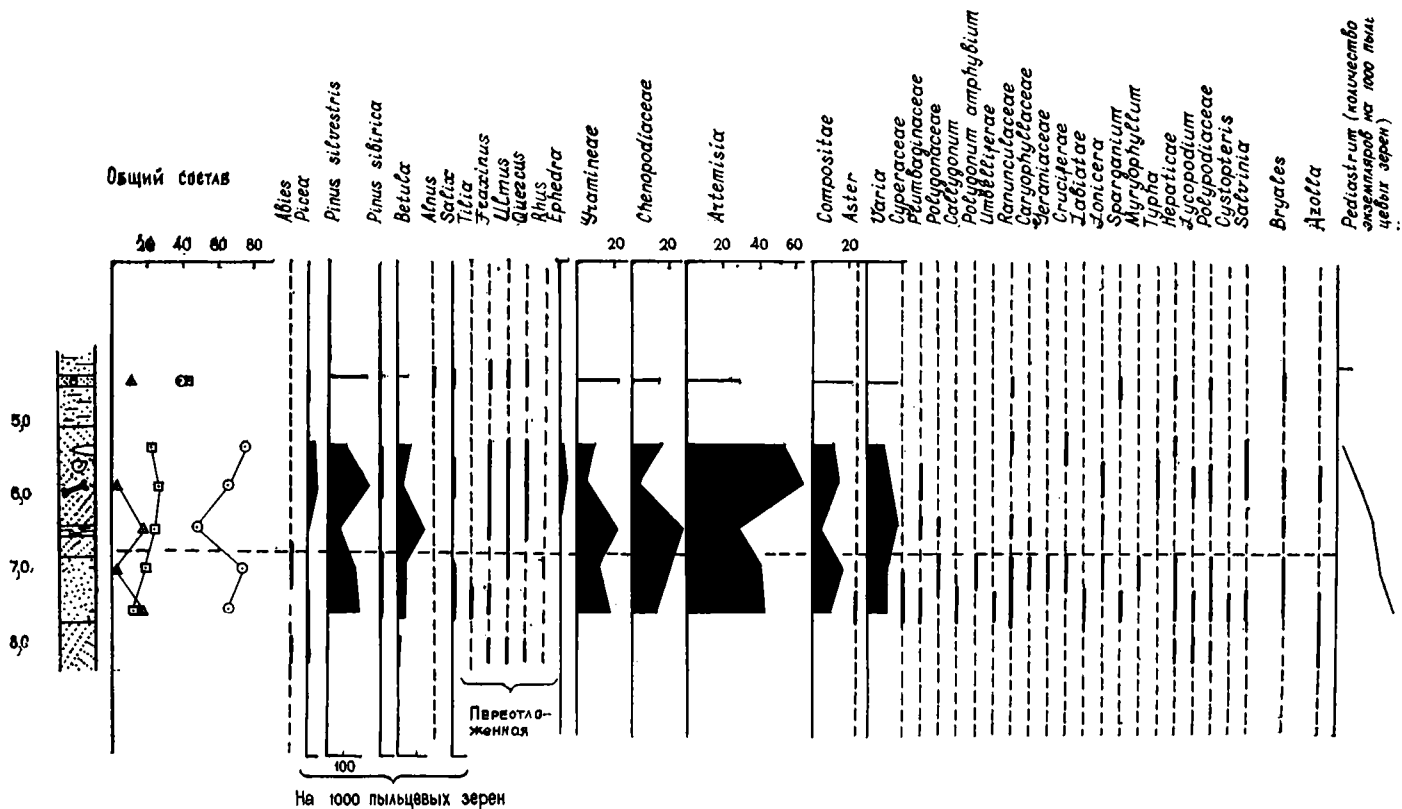


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений, вскрытых в правобережных обрывах р. Иртыш у с. Прииртышского
Условные обозначения см. на рис. 13

в составе лесов присутствовали липа и вяз. Климат был мягче современного.

Лежащие выше грубозернистые пески, включающие бивень мамонта, накапливались в несколько иных условиях. Изменения в растительном покрове были незначительными, хотя резко увеличившиеся скорость и величина водного потока указывают на смену природных процессов. В спектрах несколько увеличилось содержание пыльцы древесных пород, но указывает оно, как и прежде, на островной характер лесов. В составе последних возросла роль темнохвойных пород — ели и сибирского кедра. В составе травянистых увеличилась роль ксерофитов — полыней и эфедры. Уменьшилась роль лугового разнотравья, зеленых мхов и сине-зеленых водорослей. Спорадическими зернами, как и в предыдущем горизонте, присутствуют споры водных папоротников и пыльца широколиственных пород. Приведенные данные позволяют восстановить поlynно-разнотравно-злаковые степи с островными сосново-березовыми лесами с примесью темнохвойных пород. Появление пыльцы темнохвойных пород в степных спектрах палинологи Западной Сибири (Р. Ф. Букрева, 1968 г.) связывают с наступлением холодного климата.

Р. А. Зинова и Р. А. Терещенко при описании разрезов диагональных песков в Павлодарском Прииртыше считают, что тип растительности характерен для конца тобольского межледниковья — начала самарского оледенения. Лежащий выше горизонт алевритов с криогенными деформациями (интервал 5,50—7,50 м) они связывают с максимальной стадией самаровского оледенения. Пачку горизонтально-слоистых алевритов (интервал 2,10—5,50 м) Р. А. Терещенко относит к концу межледниковой — началу ледниковой эпохи, подразумевая среднечетвертичное время. Р. А. Зинова эту же пачку под названием «четвертый горизонт суглинков» датирует второй половиной среднечетвертичного времени. Таким образом, ранее вся толща диагонально-слоистых песков и сызых суглинков с горизонтами криогенных деформаций и погребенными почвами рассматривалась как среднечетвертичная. По нашим же данным, она средне- и верхнечетвертичная.

В Петропавловском Приишимье к средне-позднечетвертичному времени отнесено формирование третьей надпойменной террасы р. Ишим. Терраса цокольная и в рельефе прослеживается фрагментами. Мощность аллювия не превышает 6 м, часто он совершенно смыт. В верхней части аллювия террасы преобладают суглинки и супеси, в нижней — разнозернистые пески с гравием и гальками.

Осадки третьей террасы проанализированы по четырем разрезам. Три из них расположены в районе г. Петропавловска, один — напротив с. Ставропольского ниже устья р. Акканбурлук.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разрезов в районе г. Петропавловска, характеризуются избытком переотложенной пыльцы в нижней части террасы, где она достигает 15—50% от общего состава. По разрезу террасы у с. Архангельского получены два типа спектров. В верхней части они содержат в основном пыльцу травянистых растений и спорадические зерна древесных и споровых растений. В нижней резко увеличивается процент пыльцы древесных, в основном сосны и переотложенной пыльцы. Не исключено, что и пыльца сосны находится в переотложенном состоянии.

По составу и соотношению травянистых компонентов аллювий тер-

расы также можно разделить на две части, и это разделение будет более верным, так как при предыдущем возможна ошибка в интерпретации переотложенной пыльцы. По травянистым грубозернистая часть аллювия формировалась в условиях ксерофильных степей и только во время накопления слоя супесей, венчающих разрезы, стали преобладать степи с более мезофильным разнотравьем. Следует также отметить, что глины, вскрытые в основании разреза у с. Архангельского, содержат спектр лесостепного типа. Кроме того, в нем отмечены *Tsuga*, *Ericaceae*. Скорее всего, это цоколь террасы, сложенный дочетвертичными осадками. В обнажении у с. Ставропольского изучена русловая фация аллювия третьей террасы. Спорово-пыльцевой спектр из ее основания свидетельствует о существовании островных сосново-березовых лесов. Во время накопления верхней части руслового аллювия преобладала растительность степного типа.

Прокоррелировать осадки третьей надпойменной террасы р. Иртыш с синхронными отложениями бассейна р. Ишим по изложенным данным затруднительно, так как в обоих случаях, видимо, не получен полный разрез. Установленные фрагменты в развитии растительности Приишимья по стратиграфическому положению отложений террасы можно связать со второй половиной среднечетвертичного и началом позднечетвертичного времени. Не исключено, что пыльца лиственницы и темнохвойных пород, отмеченная в прослое верхней части аллювиальной толщи у с. Архангельского (над горизонтом с переотложенной пыльцой), соответствует одному из похолоданий позднечетвертичного времени, как и в случае с третьей террасой р. Иртыш.

В процессе геолого-съемочных работ (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др.) были изучены русловые, пойменные и старичные отложения третьей террасы р. Ишим на обоих берегах выше и ниже г. Петропавловска. Остракоды, полученные из этих отложений, свидетельствуют, по определению Т. А. Казьминой, о средне-позднечетвертичном возрасте. Такое же заключение на основе большого фактического материала дает палинолог Р. А. Терещенко. По этим же биостратиграфическим данным синхронными с отложениями третьей террасы считаются озерные и озерно-аллювиальные суглинки и глины с прослоями песков в основании на левом берегу Камышловского лога, выполняющие Конюховскую и Акбаскую долины, а также переуглубленные части ряда озер, в том числе оз. Шаглытениз.

Верхнечетвертичные отложения

К ним относятся осадки вторых надпойменных террас долин Иртыша, Ишима и других рек, отложения высоких озерных террас, делювиальные образования склонов, пролювиальные в устьях логов, отложения проблематичного генезиса, слагающие гривы юга Западной Сибири, а также палеовую свиту Павлодарского Прииртышья.

В естественных и искусственных обнажениях рыхлых толщ Прииртышья ясно наблюдается только один горизонт криодеформаций в кровле средне-верхнечетвертичного аллювия. Среди отложений, накопившихся после выраженного похолодания, известны по крайней мере две позднечетвертичные генерации. Прежде всего это отложения, слагающие вторую надпойменную террасу р. Иртыш по обоим берегам у населен-

в составе лесов присутствовали липа и вяз. Климат был мягче современного.

Лежащие выше грубозернистые пески, включающие бивень мамонта, накапливались в несколько иных условиях. Изменения в растительном покрове были незначительными, хотя резко увеличившиеся скорость и величина водного потока указывают на смену природных процессов. В спектрах несколько увеличилось содержание пыльцы древесных пород, но указывает оно, как и прежде, на островной характер лесов. В составе последних возросла роль темнохвойных пород — ели и сибирского кедра. В составе травянистых увеличилась роль ксерофитов — полыней и эфедры. Уменьшилась роль лугового разнотравья, зеленых мхов и сине-зеленых водорослей. Спорадическими зернами, как и в предыдущем горизонте, присутствуют споры водных папоротников и пыльца широколиственных пород. Приведенные данные позволяют восстановить полынно-разнотравно-злаковые степи с островными сосново-березовыми лесами с примесью темнохвойных пород. Появление пыльцы темнохвойных пород в степных спектрах палинологи Западной Сибири (Р. Ф. Букрева, 1968 г.) связывают с наступлением холодного климата.

Р. А. Зинова и Р. А. Терещенко при описании разрезов диагональных песков в Павлодарском Прииртышье считают, что тип растительности характерен для конца тобольского межледниковья — начала самаровского оледенения. Лежащий выше горизонт алевритов с криогенными деформациями (интервал 5,50—7,50 м) они связывают с максимальной стадией самаровского оледенения. Пачку горизонтально-слоистых алевритов (интервал 2,10—5,50 м) Р. А. Терещенко относит к концу межледниковой — началу ледниковой эпохи, подразумевая среднечетвертичное время. Р. А. Зинова эту же пачку под названием «четвертый горизонт суглинков» датирует второй половиной среднечетвертичного времени. Таким образом, ранее вся толща диагонально-слоистых песков и сизых суглинков с горизонтами криогенных деформаций и погребенными почвами рассматривалась как среднечетвертичная. По нашим же данным, она средне- и верхнечетвертичная.

В Петропавловском Приишимье к средне-позднечетвертичному времени отнесено формирование третьей надпойменной террасы р. Ишим. Терраса цокольная и в рельефе прослеживается фрагментами. Мощность аллювия не превышает 6 м, часто он совершенно смыт. В верхней части аллювия террасы преобладают суглинки и супеси, в нижней — разнозернистые пески с гравием и гальками.

Осадки третьей террасы проанализированы по четырем разрезам. Три из них расположены в районе г. Петропавловска, один — напротив с. Ставропольского ниже устья р. Акканбурлук.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разрезов в районе г. Петропавловска, характеризуются изобилием переотложенной пыльцы в нижней части террасы, где она достигает 15—50% от общего состава. По разрезу террасы у с. Архангельского получены два типа спектров. В верхней части они содержат в основном пыльцу травянистых растений и спорадические зерна древесных и споровых растений. В нижней резко увеличивается процент пыльцы древесных, в основном сосны и переотложенной пыльцы. Не исключено, что и пыльца сосны находится в переотложенном состоянии.

По составу и соотношению травянистых компонентов аллювий тер-

расы также можно разделить на две части, и это разделение будет более верным, так как при предыдущем возможна ошибка в интерпретации переотложенной пылицы. По травянистым грубозернистая часть аллювия формировалась в условиях ксерофильных степей и только во время накопления слоя супесей, венчающих разрезы, стали преобладать степи с более мезофильным разнотравьем. Следует также отметить, что глины, вскрытые в основании разреза у с. Архангельского, содержат спектр лесостепного типа. Кроме того, в нем отмечены *Tsuga*, *Ericaceae*. Скорее всего, это цоколь террасы, сложенный дочетвертичными осадками. В обнажении у с. Ставропольского изучена русловая фация аллювия третьей террасы. Спорово-пыльцевой спектр из ее основания свидетельствует о существовании островных сосново-березовых лесов. Во время накопления верхней части руслового аллювия преобладала растительность степного типа.

Прокоррелировать осадки третьей надпойменной террасы р. Иртыш с синхронными отложениями бассейна р. Ишим по изложенным данным затруднительно, так как в обоих случаях, видимо, не получен полный разрез. Установленные фрагменты в развитии растительности Приишмья по стратиграфическому положению отложений террасы можно связать со второй половиной среднечетвертичного и началом позднечетвертичного времени. Не исключено, что пыльца лиственницы и темнохвойных пород, отмеченная в прослое верхней части аллювиальной толщи у с. Архангельского (над горизонтом с переотложенной пылью), соответствует одному из похолоданий позднечетвертичного времени, как и в случае с третьей террасой р. Иртыш.

В процессе геолого-съемочных работ (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др.) были изучены русловые, пойменные и старичные отложения третьей террасы р. Ишим на обоих берегах выше и ниже г. Петропавловска. Остракоды, полученные из этих отложений, свидетельствуют, по определению Т. А. Казьминой, о средне-позднечетвертичном возрасте. Такое же заключение на основе большого фактического материала дает палинолог Р. А. Терещенко. По этим же биостратиграфическим данным синхронными с отложениями третьей террасы считаются озерные и озерно-аллювиальные суглинки и глины с прослоями песков в основании на левом берегу Камышловского лога, выполняющие Конюховскую и Акбаскую долины, а также переуглубленные части ряда озер, в том числе оз. Шаглытениз.

Верхнечетвертичные отложения

К ним относятся осадки вторых надпойменных террас долин Иртыша, Ишима и других рек, отложения высоких озерных террас, делювиальные образования склонов, пролювиальные в устьях логов, отложения проблематичного генезиса, слагающие гривы юга Западной Сибири, а также палеовую свиту Павлодарского Прииртышья.

В естественных и искусственных обнажениях рыхлых толщ Прииртышья ясно наблюдается только один горизонт криодеформаций в кровле средне-верхнечетвертичного аллювия. Среди отложений, накопившихся после выраженного похолодания, известны по крайней мере две позднечетвертичные генерации. Прежде всего это отложения, слагающие вторую надпойменную террасу р. Иртыш по обоим берегам у населен-

ных пунктов Григорьевка, Чернорецк, Пресновский, Качиры, Береговой, Иртышск, Кайманачиха, Железинка и др. По составу и строению аллювия перечисленные разрезы сходны: переслаивание горизонтальных прослоев глин, опесчаненных глин, алевроитов и преимущественно мелкозернистых песков, внизу изредка линзы разнозернистых песков с гравием. Разница наблюдается в мощности отдельных прослоев (от 1—2 см до 1—1,5 м) и в частоте переслаивания. Суммарная мощность аллювия 2—6 м. Лежит он на глинах неогена и в большинстве случаев перекрыт палевой свитой без следов криодеформаций в ее подошве. Последние не отмечены и в теле террасы. Заметная иногда волнистость внутри отдельных прослоев возникла, видимо, за счет набухания глин и пльвунности песков.

В стратиграфическом отношении примерно одинаковое положение с осадками второй террасы занимают горизонтально-слоистые светлые, зеленовато-серые алевроиты, бурые суглинки и опесчаненные глины, вложенные в «грубый» аллювий третьей террасы и также перекрытые палевой свитой. На правобережных уступах р. Иртыш такие вложения наблюдаются между с. Моисеевка и Железинка, у с. Пятирыжск, к югу от с. Берегового и в районе с. Жаскайрат. Ширина вложений от 0,5 до 3 км, максимальная мощность осадков 10 м. Криодеформации в этих спокойно-водных отложениях не наблюдаются. Позднечетвертичный возраст толщи, равно как и отложений второй террасы, основан по находкам костных остатков различных видов лошадей, бизонов и мамонта (с. Жаскайрат, Пятирыжск, Григорьевка, Чернорецк, сборы Ф. Ж. Акияновой, Э. И. Нурмамбетова, Л. Н. Чупиной 1976—1977 гг., определения Б. С. Кожамкуловой).

Более молодая генерация — так называемая палевая свита (по характерному цвету отложений) — хорошо известна исследователям Павлодарского Прииртышья. Свита имеет региональное распространение, почти сплошным чехлом перекрывает более древние четвертичные, а также неогеновые и олигоценные отложения, выравнивая предшествующий аккумулятивный рельеф. В составе преобладают неяснослоистые супеси и легкие суглинки с рассеянными песчаными и гравийными зёрнами, количество которых увеличивается книзу. В основании разреза нередко выражена горизонтальная слоистость за счет тонких прослоев (0,5—10 см) опесчаненных глин, алевроитов и разнозернистых песков с гравием. Вся толща карбонатизирована, особенно нижняя (мощность до 1 м) слоистая часть разреза, которая из-за устойчивости сцементированных слоёв имеет ребристый облик в выветрелом состоянии. Наиболее характерная мощность всей толщи, включая горизонт современных почв, составляет 2—3 м. Подошва в большинстве случаев горизонтальная, часто дополнительно подчеркнутая морозобойными клиньями. Местами, когда подошва плавно или карманообразно погружена, мощность палевой свиты нарастает до 5—8 м.

Генезис осадков проблематичный, видимо, субаквальный. Распространены они только на равнинах и отсутствуют в области мелкосопочника. Гранулометрический состав отложений свиты в различных геоморфологических условиях изменяется. Проанализировано по пять образцов, отобранных с одинаковой глубины в шести разрезах 2-метровой мощности. Три разреза находятся в долине р. Иртыш, где отложения свиты ложатся на аллювий второй террасы, а три других выбраны на

водораздельной поверхности (возможно, третья терраса р. Иртыш). В первом случае во всех образцах отмечается повышенное содержание песчаных и гравийных частиц, в среднем на 20—25%. Вторая группа разрезов содержит в 1,5—2 раза больше глинистых и алевроитовых частиц. Как в агрегатном, так и в дисперсном состоянии характеристики в целом совпадают. Объясняются ли указанные отличия механического состава частичными изменениями условий осадконакопления или различной длительностью эпигенетического выветривания — пока сказать трудно.

Возраст палеовой свиты большинством исследователей считается позднечетвертичным на основании находок фауны мамонтового комплекса. Наши дополнительные сборы фауны, а также палинологическое изучение толщи подтверждают эту точку зрения. Как видно по разрезам у с. Жанабет и Боброво, свита содержит спектры трех типов. В основании толщи у с. Жанабет, в горизонте, включающем кости бизона, спектры содержат относительно высокий процент пыльцы древесных пород (до 40%), в основном сосны, а также переотложенную пыльцу. В составе травянистых доминирует пыльца сложноцветных, злаков. Отмечены споры папоротникообразных. Спектр позволяет восстановить разнотравно-злаковую степь с островными сосновыми лесами. Переотложенная пыльца, а также пыльца прибрежно-водных растений свидетельствуют о водной аккумуляции осадков. Второй тип спектров получен из верхней части слоя суглинков. Он характеризует полынно-лебедевую степь с редкими березово-сосновыми колками в пределах региона. Третий тип это — единичные пыльцевые зерна травянистых растений и сосны по разрезу суглинков у с. Боброво. В основании палеовой толщи здесь, как и в предыдущем разрезе, отмечено присутствие дочетвертичной пыльцы, но в виде отдельных зерен. Пыльца в этом разрезе в количестве, достаточном для расчета спектров, отмечена лишь в двух верхних пробах. В пробе с глубины 0,5 м спектр отразил развитие полынно-маревых степей с березовыми колками, а из вышележащей пробы (с глубины 0,15 м) — полынно-маревую степь, но с заметным участием злаков и разнотравья, с березово-сосновыми колками и ольхово-ивовыми лесами по речной долине.

В связи с тем, что спектры нижнего слоя палеовой свиты содержат переотложенную пыльцу, с переотложением можно связать и высокий процент пыльцы сосны в разрезе у с. Жанабет. Но полной уверенности в этом нет. Началась аккумуляция покровных суглинков в условиях относительно влажного и, вероятно, мягкого климата. Позже наступили аридизация климата и неблагоприятные условия не только для развития растительного покрова, но и для сохранности пыльцы. Завершается эпоха аккумуляции суглинков развитием растительности и климата современного типа. В этой связи, видимо, не следует игнорировать наши находки остатков голоценовых млекопитающих: лошади, кабана и домашнего быка (определения Б. С. Кожамкуловой) из верхней 0,5-метровой части палеовой свиты.

Таким образом, в Павлодарском Прииртышье ко времени максимального похолодания позднего плейстоцена завершилось накопление грубозернистого аллювия. Затем отложились спокойно-водные алевроиты в бывших правобережных притоках р. Иртыш и осадки его второй террасы и все вместе перекрылось горизонтально-слоистыми супесями и

суглинками палеовой свиты. По отложениям палеовой свиты развит современный почвенный покров. В долине р. Иртыш, в низовьях долин рр. Шидерты, Селеты, а также в озерных ваннах наблюдаются три аккумулятивных уровня (террасы и две поймы), которые не перекрываются отложениями палеовой свиты и, следовательно, образовались вслед за ней.

В долине р. Ишим верхнечетвертичные аллювиальные отложения слагают вторую надпойменную террасу, равно как и в долинах его притоков. В Петропавловском Приишимье высота террасы 15—20 м, ширина достигает 7 км. Вверх по течению терраса сохраняется фрагментарно, заметно снижается, и в притоках высота ее составляет 6—8 м. Отмечается двучленное строение аллювиальной толщи. Русловая фация — косослоистые желтовато-серые, часто пылеватые или глинистые пески, преимущественно кварцевые и кварц-слюдястые. В основании наблюдаются линзы и прослойки песчано-гравийно-галечного материала. Пойменные и старичные фации представлены бурыми и серыми опесчаненными глинами, суглинками и супесями с рассеянными гравийными зернами кварца и стяжениями карбонатов. Карбонатность вообще характерна для всей толщи. Ожелезнение выражено слабее, чем в средневерхнечетвертичных песках. В зависимости от строения второй террасы (цокольная, аккумулятивная) суммарная мощность аллювия изменяется от 3 до 30 м (данные бурения). В нем не обнаружены следы криогенных тектур, которые известны в кровле аллювия третьей террасы. Позднечетвертичный возраст отложений второй террасы определяется по фауне позвоночных. С учетом того, что остатки представителей того же мамонтового комплекса были найдены в отложениях и третьей и первой террас, нами проанализированы спорово-пыльцевые диаграммы по фаунистически датированным разрезам террас в целях выяснения палеогеографической обстановки второй половины позднего плейстоцена. Оказалось, что диаграммы трудно сопоставимы не только в пределах бассейна, но и на меридиональном участке долины р. Ишим. Объясняется это и различной индексацией террас, и неполным опробованием разрезов. В западной части Кокчетавской возвышенности наиболее типичной для указанного отрезка времени следует признать диаграмму, составленную по разрезу 6-метровой надпойменной террасы р. Иманбурлук. Основание разреза сложено мелкозернистыми песками и глинами с фауной позднепалеолитического комплекса (определения Б. С. Кожамкуловой), на них лежат бурые суглинки,верху тяжелеющие до состава глин, а венчают разрез палево-желтые суглинки с кварцевым гравием и карбонатными стяжениями.

Анализ спорово-пыльцевой диаграммы позволяет разделить отложения террасы на три горизонта (рис. 15). Нижний, костеносный, содержит спектры, указывающие на богато разнотравную степь с островками лесов из сосны, березы, ели, пихты, дуба, вяза. В подлеске были развиты вереск, папоротники, зеленые мхи, плауны. В спектрах среднего горизонта (бурые суглинки) резко сокращена пыльца древесных с полным исчезновением широколиственных, а в травянистой части сокращается разнотравье и растет количество пыльцы полыней и злаков. В спектре верхнего горизонта доминирует пыльца полыней, а в приповерхностных пробах отмечены лишь единичные зерна травянистых и одно зерно вересковых.

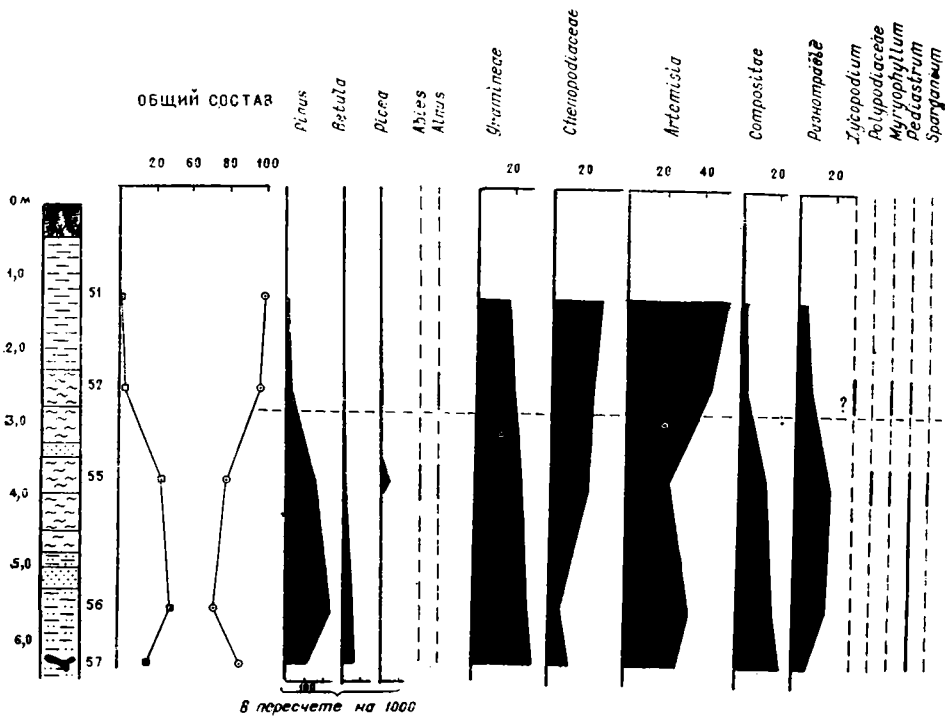


Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма 6-метровой надпойменной террасы р. Иманбулук. Условные обозначения см. на рис. 13

Восстановленные фазы растительности развивались в условиях, отличающихся от современных. Для произрастания широколиственных пород необходим более мягкий, чем ныне, климат (большая влажность воздуха), для развития темнохвойных — более высокий снежный покров, а для полного уничтожения древесной растительности — сухость, превышающая современную. Общая деградация растительного покрова (выпадение сначала широколиственных, затем темнохвойных, а затем и полное исчезновение древесных пород) указывает на ухудшение климатических условий (увеличение сухости воздуха и, вероятно, снижение температуры).

В иных условиях накапливались осадки второй надпойменной террасы в Петропавловском Приишимье. Рассмотрим два одинаковых по строению разреза 17-метровой террасы у сел Красный Яр и Барки. Верхнечетвертичный аллювий в обоих случаях сложен разнозернистыми глинистыми песками мощностью 5 м, которые перекрыты 2-метровым слоем алевритов и суглинков, разделенных песчаным слоем. В цоколе террасы у с. Барки (рис. 16, 17) вскрываются дочетвертичные (?) глины, а у с. Красный Яр — алевриты. В спектрах, полученных из глин, отмечено высокое (42% от общего состава) содержание пыльцы древесных, в основном, хвойных пород. В спектрах из алевритов преобладает пыльца травянистых ксерофитов. Для глинистых разнозернистых песков

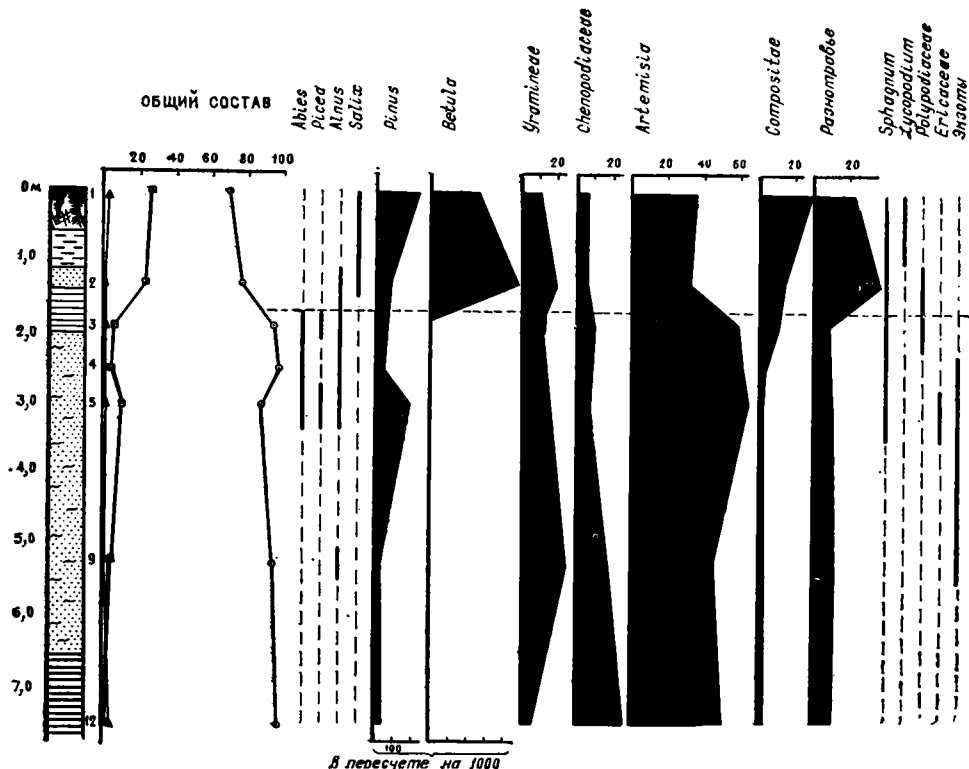


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений II надпойменной террасы р. Ишим у пос. Барки.
Условные обозначения см. на рис. 13

5-метровой средней части обоих разрезов характерны спектры, в которых процентное содержание пыльцы древесных пород составляет 2—8%, а содержание спор увеличивается до 7—20%. Среди древесной определена пыльца ели, пихты и сосны, обычно с заметными механическими повреждениями оболочек. Присутствует также перетолщенная пыльца, составляющая до 8% от общего состава, вследствие чего палеофитоценологическая интерпретация спектров затруднена. По составу и соотношению компонентов в группе травянистых эти спектры сходны (но не идентичны!) со спектрами дерновинно-злаковых степей.

Спектры верхней части разрезов резко отличаются от предыдущих. Особенностью их, помимо высокой концентрации пыльцы, является большое количество пыльцы древовидной березы, составляющее при пересчете на 1000 зерен общего состава 400—600. Следует отметить более свежий облик пыльцевых зерен березы по сравнению с остальной пыльцой. При сравнении спектров верхнего горизонта с современными установлено, что по составу и процентному соотношению компонентов они очень близки спектрам проб, отобранных в колочной лесостепи (Л. Н. Чупина, 1974 г.).

Таким образом, в разрезах второй надпойменной террасы р. Ишим выделяются три типа спектров, между которыми отсутствует плавный

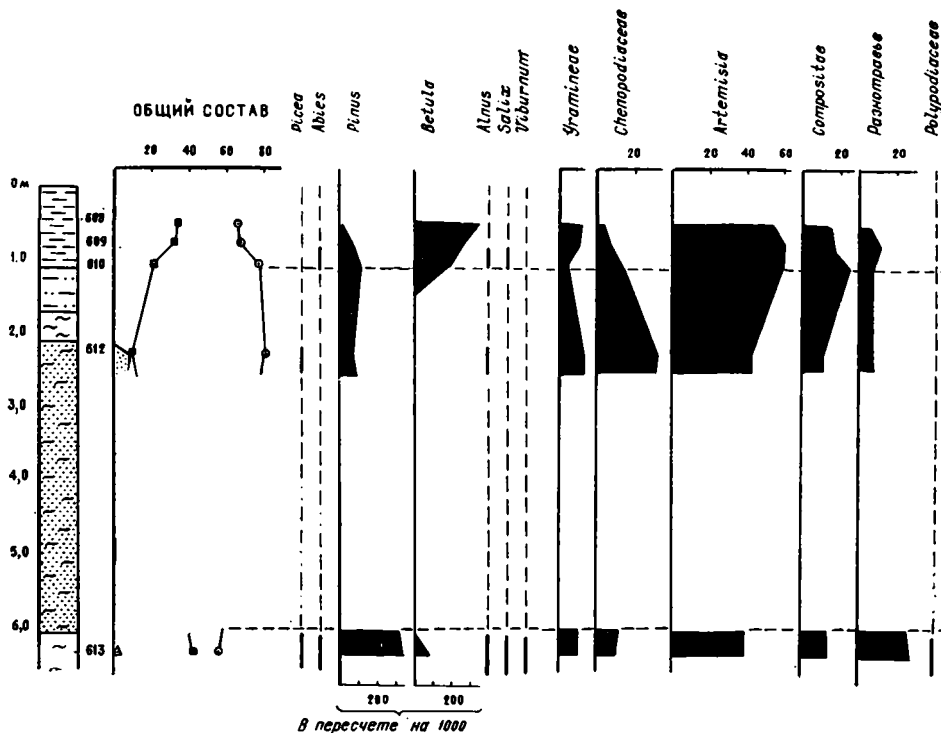


Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений II надпойменной террасы р. Ишим у пос. Красный Яр.

Условные обозначения см. на рис. 13

переход, что ясно видно на нескольких спорово-пыльцевых диаграммах. Налицо резкое изменение состава растительности, указывающее на перерывы в осадконакоплении. Нередко цоколь смешанной террасы имеет разный возраст в сравнительно близких пунктах. Объяснима и несущественная разница в спектрах русловой фации аллювия. Однако голоценовый тип растительности в 2-метровых пойменных фациях, венчающих разрез 17-метровой террасы, дает повод для размышлений. Аналогичные спектры, соответствующие этапу развития березовой лесостепи, получены Р. А. Терещенко из верхней части отложений второй террасы у с. Новопавловского (устное сообщение, 1986 г.). Ей же принадлежат диаграммы отложений первой надпойменной террасы р. Ишим высотой 6,5—8,5 м, где верхний, супесчано-суглинистый слой сформировался в таких же условиях (с. Олышанка и Малая Малышка — в меридиональном течении р. Ишим, с. Хрящевка — в широтном). Идентичные диаграммы приводит Э. В. Чалыхьян для отложений кровли надпойменной террасы р. Иртыш у г. Ермак и р. Шидерты в нижнем течении. Возможно, это площадные покровные образования, которые в Петропавловском Приишимье относят к субазральному ряду (А. Ф. Драгун, А. А. Бобоедова и др.), но в этом случае неясно, почему спектры лесостепей свойственны только отложениям речных долин. На водоразделах, где покров-

ные суглинки имеют лёссовидное строение, обстановка их накопления характеризуется степной, безлесной растительностью. Альтернативное предположение — на протяжении голоцена происходили экстремальные паводки, отложившие осадки на высоте 15—17 м. В этом случае отложения первой надпойменной террасы р. Ишим должны рассматриваться как позднечетвертичные — современные.

По геоморфологическим соотношениям и стратиграфическому положению к верхнечетвертичным относятся известковистые супеси и мелкозернистые глинистые пески с раковинным детритом, слагающие гривы, широко развитые в Петропавловском Приишимье и частично на севере Павлодарского Прииртышья. Генезис отложений проблематичен. Среди исследователей есть сторонники их эолового, субаквального и смешанного образования. Мощность отложений грив, исключая метровый верхний покровный суглинок, изменяется от 2 до 12 м. Залегают они на водораздельных среднечетвертичных толщах, а в долине р. Ишим — на отложениях третьей надпойменной террасы. Содержат плиоцен-четвертичные виды остракод, видимо, переотложенные, по которым Т. А. Кузьмина определяет возраст осадков не древнее, чем средне-позднечетвертичный. Палинологические данные Р. А. Терещенко свидетельствуют об относительно холодном климате и господстве лесостепных ландшафтов.

Верхнечетвертичные озерные отложения слагают аккумулятивные высокие (незатопляемые) террасы, отчетливо выраженные в большинстве озерных ванн региона. Высота террас в бровке уступа составляет 3—6 м. К окраине, если ширина площадки достигает нескольких километров, высота увеличивается до 14—20 м, главным образом за счет склонового рыхлого материала. Озерные осадки представлены желтовато-коричневыми и темно-серыми суглинками, бурыми супесями с гнездами и прослоями разнозернистого кварцевого песка. Нередко отмечается горизонтальное переслаивание пород. Мощность непостоянна и изменяется от 2 до 20 м. Возраст отложений устанавливается по находкам фауны млекопитающих и моллюсков позднечетвертичного времени.

В Павлодарском Прииртышье высокие озерные террасы нигде не перекрываются палеовой свитой, т. е. озерное осадконакопление относится к финальному плейстоцену, а возможно, и к началу голоцена. Такие же взаимоотношения озерных и покровных отложений сохраняются в районах котловин оз. Жалаулы, Селетытениз, Кзылкак, Теке. На водоразделах между оз. Киши-Карой, Улькен-Карой, Алабота, Калибек, Шаглытениз, где толща покровных суглинков не столь ясно выражена, а местами отсутствует и редкие криодеформации отмечаются непосредственно под современной почвой, она также не перекрывает отложения высоких озерных террас. В правобережном Петропавловском Приишимье высокие террасы имеются только у озер в верховьях Камышловского лога, да в самом логу, но здесь осадки, слагающие террасы, должны рассматриваться как озерно-аллювиальные. Близ с. Ясновка в 3-метровой супесчано-суглинистой толще с карбонатными конкрециями был обнаружен почти полный скелет позднечетвертичного слона [7]. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из слоя, содержащего фауну, свидетельствуют об аридном климате, характерном для конца позднего плейстоцена. Верхний слой суглинков, отделенный от нижнего горизонтом погребенных почв, по палинологическим данным соответствует этапу развития сосново-березовых лесостепей и, вероятно, имеет раннеголоценовый воз-

раст. Прослеживая костеносную толщу к северу, нетрудно убедиться, что она слагает высокую террасу оз. Тарангул и далее 5—7-метровую террасу Камышловского лога. В таком случае 3-метровая терраса лога должна иметь более молодой, голоценовый возраст, а 1,5-метровая сформировалась в историческое время.

В Ишим-Убаганском междуречье озерные отложения высоких террас могут иметь несколько более древний возраст, но, судя по малакофауне (заключения А. В. Лосевой, А. П. Прутской), в пределах позднего плейстоцена. Например, на поверхности верхней террасы оз. Менгисор лежат также верхнечетвертичные образования грив, которые, в свою очередь, перекрыты покровными лёссовидными суглинками.

Верхнечетвертичные делювиальные и пролювиальные отложения выделяются в известной степени условно, поскольку нет достаточно ясных биостратиграфических данных. В равнинной части Северного Казахстана делювиальные суглинки и супеси локализованы на склонах речных долин и озерных котловин. В пределах мелкосопочника делювий более грубозернист и супеси содержат дресву и щебень. Возраст определяется по соотношениям с отложениями третьих и вторых речных и озерных террас, но, как правило, он не может быть ограничен только поздним плейстоценом. Пролувиальные суглинки и супеси с прослоями песков и щебня связаны с логами временных водостоков.

Отложения конусов выноса некоторых логов замещаются осадками вторых террас рек, что и служит косвенным подтверждением существования позднечетвертичной возрастной генерации пролювия.

Голоценовые отложения

В голоцене осадконакопление связано в первую очередь с речными долинами и озерными ваннами. Главной особенностью строения голоценовых первых надпойменных террас рек является относительная мелкозернистость аллювия, представленного суглинками, реже супесями и мелкозернистыми песками. То же можно сказать и об отложениях низких террас и пляжей большинства озерных ванн. Исключение составляют отдельные отрезки речных долин и озера в мелкосопочной части региона. Аллювий имеет мощность от 1 до 10 м, озерные осадки — не более 5 м.

Склоновые отложения голоцена также имеют в основном суглинистый состав и лишь коллювий ряда мелкосопочных и низкогорных массивов, т. е. отложения ближнего переноса, имеет щебнистую и глыбовую размерность. Мощность невелика, обычно в пределах первых метров.

В отдельные эпохи голоцена заметную роль играла эоловая аккумуляция, следы которой известны в ряде пунктов долины р. Иртыш в виде песчаных полузакрепленных бугров на поверхности террас и высокой поймы. (Здесь не имеются в виду эоловые отложения, связанные с освоением целинных земель. Они почти повсеместно «сдаются» на поверхность ненарушенных современных почв и местами, обычно вдоль бровок уступов речных долин, достигают 1,5-метровой мощности. Вообще техногенные и связанные с ними перемещения масс горных пород в Северном Казахстане велики, но это предмет специального исследования.) Не исключено (и немало сторонников этой точки зрения), что по-

кровные суглинки плоских водоразделов региона имеют преимущественно эоловое происхождение.

Для стратиграфии отложений голоцена наиболее надежны данные палинологии. Ископаемая териофауна, не говоря уже о микро- и малакофауне, малоинформативна, поскольку позднечетвертичные виды, за небольшим исключением, очень медленно уступали место современным [79]. В этом смысле показательна история почти полного скелета *Bison priscus* cf. *deminutus* из основания высокой поймы р. Ишим в районе г. Петропавловска. Ссылаясь на эту находку, многие исследователи относили начало формирования пойменного аллювия к позднему плейстоцену. В последующем остатки этого вида бизонов были найдены в энеолитических стоянках ур. Батай (бассейн р. Иманбурлук), и возраст их не превышает 5000 лет (В. Ф. Зайберг, 1984 г.). Открытая В. Н. Матвиенко в 1983 г. стоянка на вершине соп. Актас, в 30 км южнее г. Кокчетавы, содержит кости, которые, по заключению Б. С. Кожамкуловой, принадлежат многим представителям мамонтового комплекса (без самого мамонта). Однако по предварительным археологическим данным эта стоянка не древнее мезолита. Сами данные о доисторических культурах человека, как известно, могут стать временными реперами стратиграфических построений только после выяснения закономерностей развития культур в регионе.

Итак, стратиграфия голоцена практически опирается на историю развития растительности, а следовательно, и палеоклиматы. Рассмотрим палинологические материалы по разрезам высоких пойм основных речных долин. Отложения высоких пойм однозначно оцениваются исследователями как голоценовые и по условиям накопления содержат максимум информации. Следует оговориться, что изучалась только надводная часть отложений, хотя их общая мощность могла быть вдвое больше.

Разрезы голоценовых отложений характеризуются спектрами более мезофильной растительности относительно конца плейстоцена. Спорово-пыльцевые диаграммы высокой поймы рр. Иртыш, Ишим, Тобол сходны. В них четко прослеживаются горизонты, позволяющие восстановить единые растительно-климатические этапы (рис. 18, 19).

В нижней части диаграмм, составленных по результатам анализа высокой поймы р. Иртыш у с. Бобровка и свх. им. Мичурина, прослеживается горизонт со спектрами, свидетельствующими о развитии разно-травно-злаковых степей с островками лесов (сосново-березовые с примесью широколиственных пород) по речным долинам. Примесь пыльцы широколиственных невелика, но ее присутствие в спектрах Северного Казахстана можно объяснить условиями более теплого и влажного климата. В спектрах присутствуют также пыльца водяного ореха и споры папоротников. Кверху горизонта растительный покров заметно ксерофитизируется. Из его состава выпадают широколиственные породы, сокращается роль папоротников.

Особенностью второго горизонта является присутствие единичных зерен пыльцы темнохвойных пород (ель, пихта, сибирская сосна) и карликовой березы, а также увеличение содержания пыльцы сосны обыкновенной и древовидной березы. В группе травянистых резко возрастает количество осок, а в группе спор — папоротников. Появление пыльцы темнохвойных пород и расцвет папоротников можно связать с увеличением влажности и снижением температуры. К концу накопления осадков

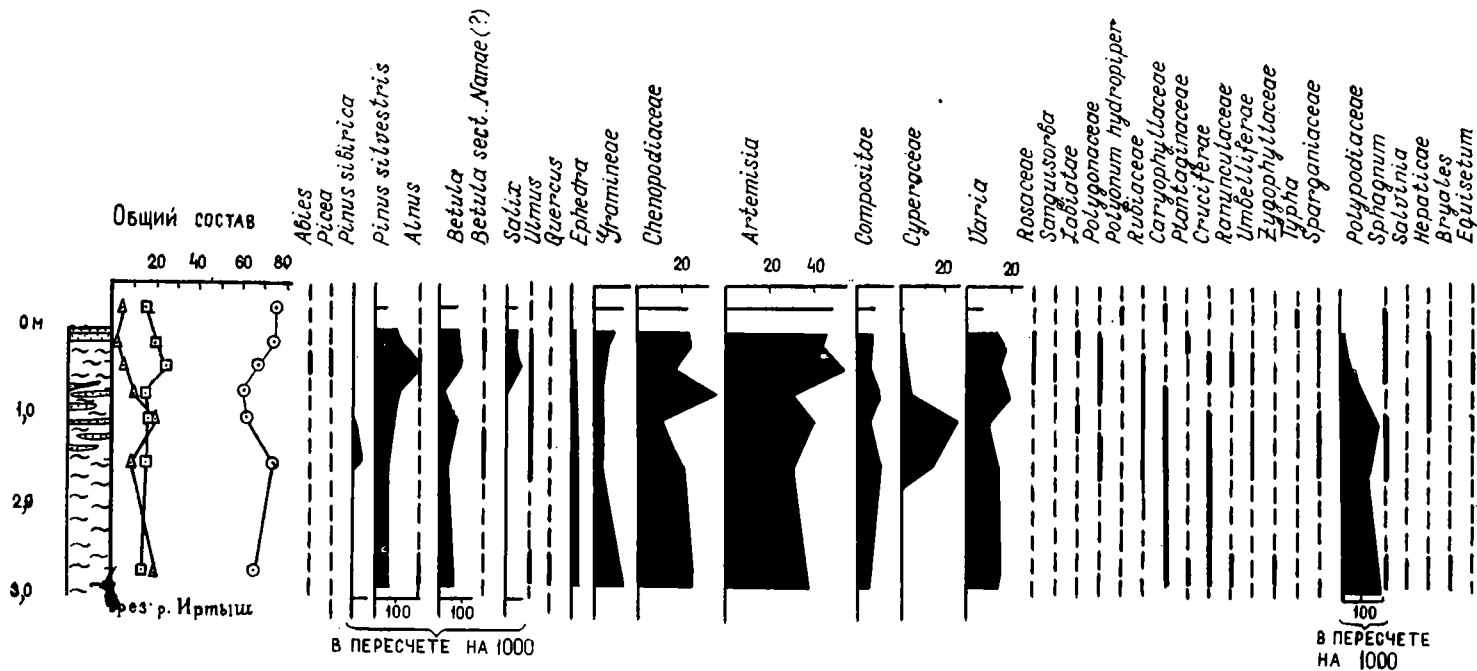


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Иртыш у пос. Бобровка.
Условные обозначения см. на рис. 13

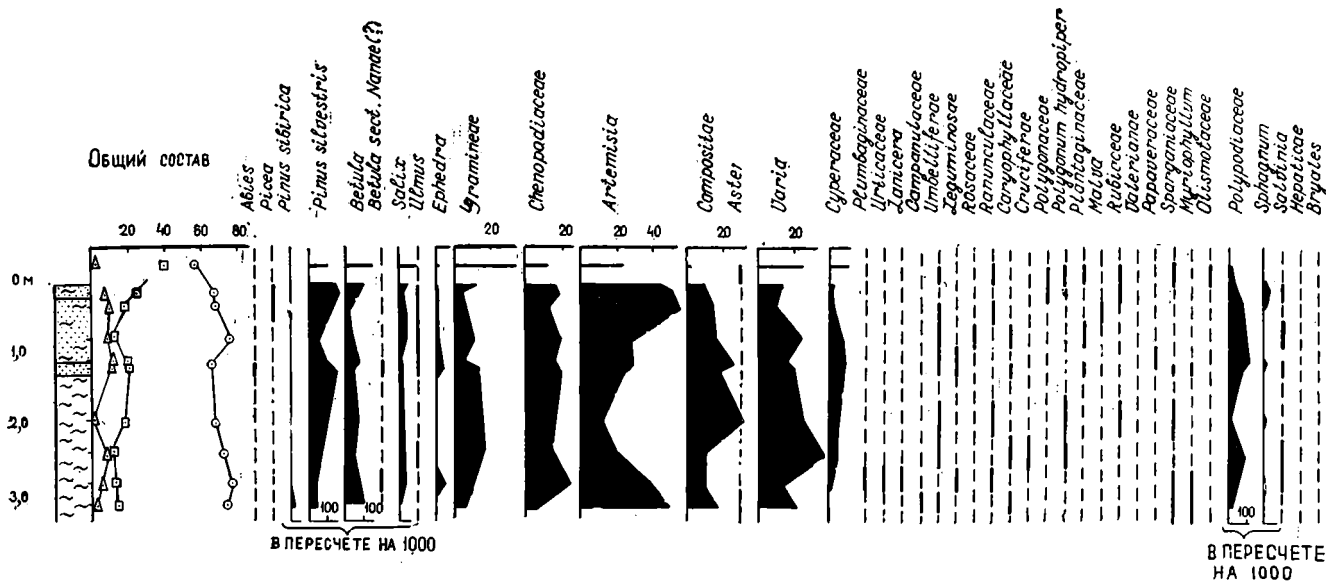


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Иртыш у свх. им. Мичурина.
Условные обозначения см. на рис. 13

горизонта темнохвойные породы и папоротники исчезают, но увеличивается роль сосны, древовидной березы, ивы. Выше по разрезу развиваются сфагновые мхи. В диаграммах хорошо фиксируется последовательность преобразования растительности под влиянием климатических изменений, однако из-за отсутствия абсолютных датировок трудно сказать, каким эпохам голоцена принадлежат установленные фазы. По аналогии с югом Западной Сибири (Н. А. Хотинский, 1977 г.) можно предположить, что фаза разнотравно-злаковых степей с островками лесов смешанного состава имела место в эпоху с климатом более мягким, чем в современную, и в конце позднего плейстоцена. Расширение ареала темнохвойных пород и проникновение элементов западно-сибирской растительности в Северный Казахстан произошло при климате, более влажном и прохладном по сравнению с предшествующим. Расселение мхов в Новосибирском Приобье связывается с резким похолоданием на рубеже 2—2,3 тыс. лет. Очевидно, в разрезах высокой поймы Павлодарского Прииртышья также прослеживается этот этап похолодания. В спектрах почвенного покрова отражена современная обстановка.

Особенностью спектров из разреза высокой поймы Петропавловского Приишмья (высота 5—6 м) является значительное количество перетолженной пыли. Исключив ее, диаграммы можно разделить на четыре горизонта (рис. 20). Нижнему соответствует высокий процент пыли березы, а также ольхи и ивы, причем ранней стадии свойственно более широкое развитие березы, поздней — сосны. В следующем горизонте отмечены зерна липы и вяза. В заметном количестве присутствуют споры папоротниковых. Вместе с большим количеством пыли эфедры, маревых, полыней и разнотравья отмечена пыльца водяного ореха. Из растительности третьего горизонта исчезают широколиственные породы. По-видимому, сокращаются сосновые и расширяются березовые леса. Здесь же отмечается второй максимум в развитии папоротников. С началом четвертого горизонта связано развитие сфагновых болот в Приишмье, так же, как и в предыдущем случае.

Итак, ход развития растительности в голоцене указывает на неоднократное изменение климатических условий региона, в целом уверенно коррелируемое с данными по югу Западной Сибири, смежным территориям Казахстана. Если для конца плейстоцена наблюдалась тенденция выраженной аридизации, то голоценовый аллювий формировался в обстановке более влажного климата. Следуя принятому условному делению голоцена по этапам изменения климата, можно сказать, что в Северном Казахстане бореал устанавливается в погребенной почве субаквальных отложений у с. Ясновка [7], а также в верхней части разрезов первых надпойменных террас рр. Иртыш и Ишим. Отложения основания высокой поймы р. Ишим накопились в конце бореала — начале атлантика. Осадки этого этапа в долине р. Иртыш, видимо, не опробованы, поскольку они залегают, скорее всего, ниже уреза меженных вод. Основной по мощности суглинистый горизонт, соответствующий атлантику (климатическому оптимуму голоцена), прослеживается в пойменных отложениях обеих долин, равно как и все лежащие выше горизонты. Относительно малая скорость осадконакопления приходится на рубеж атлантик — суббореал, которому присуща региональная ксерофитизация растительности, да и позже, в суббореале, она также незначительна. С началом субатлантика связаны заметное похолодание и увлажне-

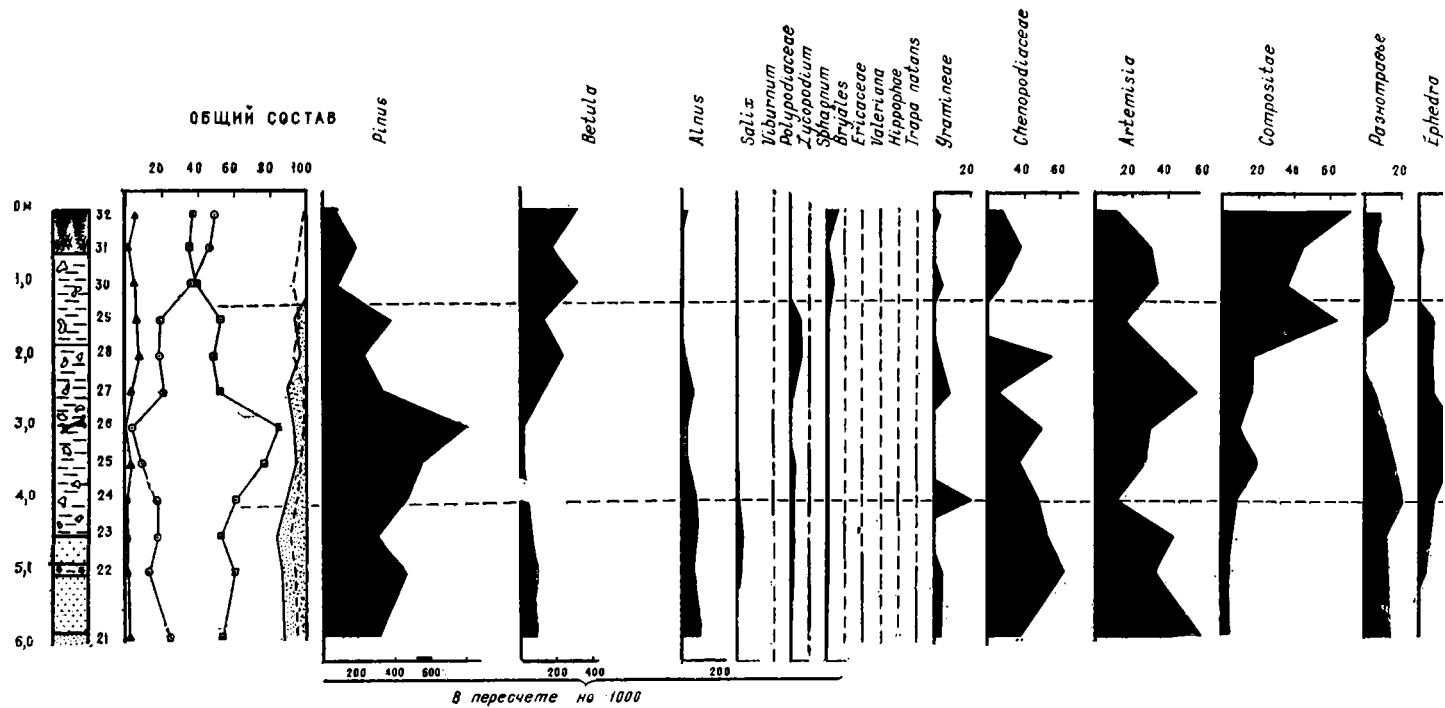


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Ишим севернее г. Петропавловска.
Условные обозначения см. на рис. 13

ние, выразившиеся в сокращении ареала сосны и развитии сфагновых болот и березняков, после чего, вероятно, в середине субатлантика, наступила новая оптимизация климата. Верхняя часть высоких пойм формируется на фоне поступательного развития растительности современного типа. С последним этапом связано образование современных почв (погребенные почвы голоцена не изучались), а также накопление руслового аллювия, который на углубленных участках рр. Иртыш и Ишим имеет мощность до 8—12 м. Так, палинологический анализ керн из русловых отложений в створе у г. Иртышка (зимнее бурение со льда) показал, что переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевроиты до указанной глубины содержат свежую пыльцу современной растительности.

В озерных отложениях низких террас, пляжей и береговых валов, к сожалению, не удалось получить отчетливо выраженных этапов смены растительности, которые помогли бы восстановить динамику осадконакопления в голоцене. Палинологические спектры из 3-метровых осадков низких надпляжных террас, как правило, соответствуют современным полынно-злаковым степям. Очень высокое содержание пыльцы сосны в голоценовых осадках озер всего региона можно объяснить не только переотложением из более древних пород, вскрытых логами на склонах озерных ванн, но и воздушным заносом из ленточных боров Восточного Прииртышья, сосновых лесов Кокчетавской возвышенности и Северного Тургая. Видимо, осадки действительно молоды. Резкое уменьшение поверхностного стока в связи с освоением целинных земель привело к сокращению, а местами и к исчезновению озерных акваторий. Картографические материалы показывают, что поверхности низких террас еще 30—40 лет назад были площадями регулярного осадконакопления.

Донные отложения озер на всю их мощность, в том числе практически ценные хемогенные осадки, палинологически не изучены.

Мало изучены элювиально-делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения в мелкосопочных районах. В их верхней части спектры обычно отражают современные ландшафты. Нижняя часть отложений, как правило, разновозрастна. Детальная спорово-пыльцевая диаграмма рыхлых отложений на соп. Актас, где в 1983—1984 гг. собраны костные остатки 17 видов представителей позднелейстоценовой и голоценовой териофауны, не имеет однозначной интерпретации. Впрочем, если это искусственное захоронение, связанное с бытом или культом доисторического человека, то его стратиграфическое значение невелико.

МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В Северном Казахстане мезозойские и кайнозойские коры выветривания занимают более половины его площади (рис. 21). Они развиты по палеозойским образованиям и по характеру гипергенных преобразований исходных пород обнаруживают прямую зависимость от структурно-геоморфологических особенностей региона. Значительная часть их находится на севере Казахстанского щита, в мезозое и кайнозое испытывавшего устойчивое воздымание. Северная часть региона расположена в зоне сочленения щита с Западно-Сибирской плитой, где палеозойский фундамент ступенчато погружается под осадки платформенного чехла на глубину до 800 м. Здесь, на северном склоне Казахстанского щита, в рельефе докембрийско-палеозойского основания выделяются верхняя, Драгомировская, и нижняя, Явленская, ступени, разделенные Богодуховским уступом высотой 50—150 м. На Драгомировской ступени, прослеживаемой непрерывной полосой шириной до 70 км, палеозойский фундамент перекрывается палеогеновыми осадками и полого погружается в северном направлении, залегая на глубине 20—150 м. На Явленской ступени с глубиной залегания палеозойского фундамента 150—350 м в разрезе платформенного чехла выделяются юрские, меловые и палеогеновые отложения. В рельефе ее северного ограничения отмечаются субширотные валообразные поднятия, нередко сложенные триасовыми основными вулканитами туринской серии, и депрессии, выполненные юрскими угленосными отложениями. Они образуют Северо-Казахстанскую рифтогенную зону, отделяющую структуры щита от Западно-Сибирской плиты.

На Казахстанском щите коры выветривания отмечаются на отдельных, нередко значительных по размерам участках и обнажаются на дневной поверхности или перекрыты маломощным (5—20 м) покровом неоген-четвертичных отложений (рис. 22).

На Драгомировской ступени коры выветривания сложены преимущественно нижними горизонтами, что обусловлено их многократным размывом в периоды трансгрессий мелового и палеогенового морских бассейнов. Наиболее благоприятные условия для консервации кор выветривания были на Явленской ступени, где почти повсеместно выявляются полные профили древнего элювия, особенно в тех случаях, когда

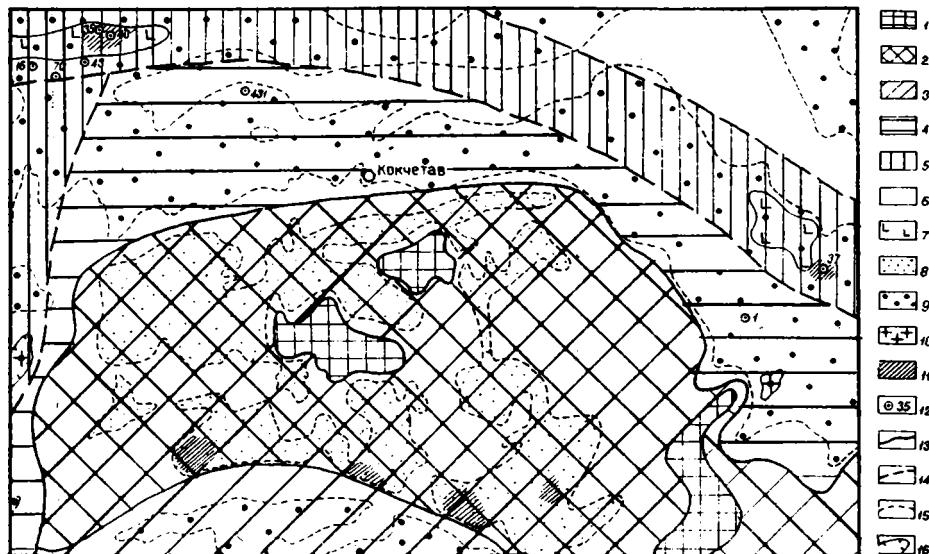


Рис. 21. Схема распространения кор выветривания в Северном Казахстане.

1—6 — структурно-палеогеоморфологические области: 1 — низкие горы и высокий мелкосопочник, 2 — цокольная денудационная равнина, 3 — впадины, 4 — склон щита, 5 — рифтогенный пояс, 6 — внутренние области эпигерцинских плит; 7 — триасовые базальты; 8—12 — коры выветривания; 8 — верхнемеловые и палеогеновые; 9 — нижнемеловые, 10 — триас-юрские, 11 — латеритные; 12 — опорные разрезы коры выветривания; 13—16 — границы: 13 — структурно-геоморфологических областей, 14 — рифтогенного пояса, 15 — распространения кор выветривания, 16 — нижнемезозойских угленосных структур

они перекрываются туронскими морскими отложениями. Таким образом, коры выветривания обнаруживают прямую зависимость от условий их консервации и сохранения от размыва.

Во всех структурно-геоморфологических областях Северного Казахстана развиты линейные, площадные и линейно-площадные коры выветривания. Линейные коры выветривания приурочены к зонам контактов пород или разломов, имеют значительную мощность (более 100 м) и сложное строение, обусловленное неоднократным чередованием в вертикальном разрезе пород с различной степенью гипергенных изменений. Наиболее подробно они изучены в центральной части Кокчетавской глыбы, где к ним отнесены мелкие инфильтрационные месторождения бурых железняков и сидеритов. С ними также следует связывать рудопроявления осадочно-латеритных бокситов в зонах контакта вулканогенных образований и известняков (Кокчетавская глыба и Павлодарское Прииртышье [55]). Площадные и линейно-площадные коры выветривания мощностью 15—60 м наиболее широко развиты на Явленской ступени, где с ними связаны покровы латеритных и латеритно-осадочных бокситов на пластообразных поднятиях, сложенных базальтоидами туринской серии.

Для всех разрезов древнего элювия характерна четко выраженная зональность, отражающая стадийность гипергенных преобразований

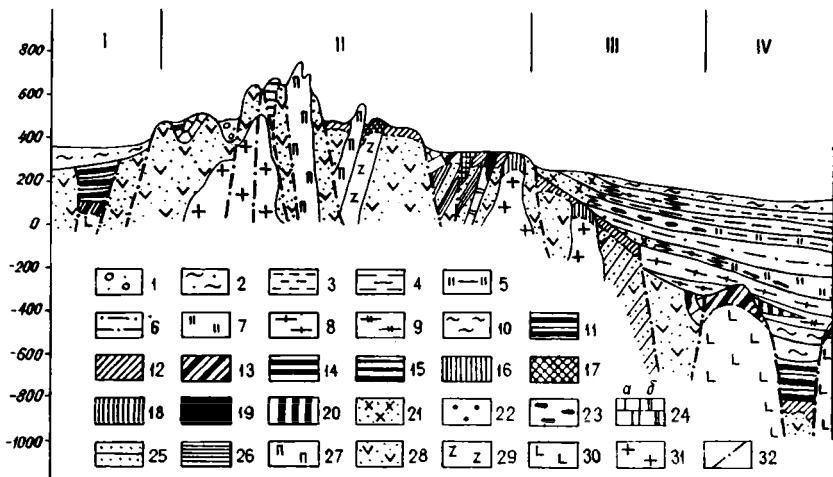


Рис. 22. Схематический структурно-геоморфологический профиль Казахстана и его обрамления.

Осадочный платформенный чехол: 1 — четвертичные аллювиальные песчано-галечные отложения; 2 — неоген-четвертичные пески, суглинки и глины; 3 — средне-верхнеолигоценые пески, алевриты, глины; 4 — верхнеэоценово-нижнеолигоценые пластичные глины; 5 — эоценовые глинистые опоки и опоки; 6 — маастрихт-палеоценовые известково-известковые алевриты и глины; 7 — сенонские опоки и опоковые глины; 8 — туронские глины; 9 — альб-сенонские пестроцветные глины и пески; 10 — верхнеюрские и готерив-барремские пестроцветные глины и алевриты; 11 — верхнетриасово-среднеюрские терригенно-угленосные отложения. **Коры выветривания:** 12 — сложного состава, преимущественно каолинит-монтмориллонитовые; 13 — латеритные бокситоносные; 14 — марганцевые; 15 — вольфрамоносные; 16 — каолиновые; 17 — никеленосные; 18 — железистые. **Осадочные рудные формации:** 19 — бокситоносная карстовая; 20 — бокситоносная склоновая; 21 — редкометалльно-титаноносная и оловоносная; 22 — железорудная; 23 — фосфоритовая. **Породы палеозойского фундамента:** 24 — известняки: фамен-турнейские (а), ордовикские (б); 25 — песчаники; 26 — алевролиты, аргиллиты, сланцы; 27 — кремнистые образования; 28 — вулканогенно-осадочные образования; 29—31 — магматические: 29 — ультраосновного состава, 30 — основного состава, 31 — среднего и кислого состава; 32 — разломы. Цифры на чертеже: I — Южно-Балхашская рифтогенная зона; II — сводовая часть щита; III — северный склон щита; IV — Северо-Казахстанская рифтогенная зона

исходных пород от нижней зоны дезинтеграции, представленной дресвяно-щебенчатых образованиями, к глинистым зонам, в верхней части которых в наиболее глубоко переработанных профилях выветривания отмечаются каолинитовая, гиббсит-каолинитовая и в редких латеритных профилях каолинит-гиббситовая зоны. Минеральный комплекс глинистых зон находится в прямой зависимости от состава исходных пород и палеогеографических условий выветривания. На метаморфических и осадочных породах развиты в основном гидрослюдисто-каолинитовые, реже гидрохлорит-каолинитовые и монтмориллонит-каолинитовые профили выветривания мощностью 20—70 м. Верхним зонам кор выветривания гранитоидов свойственны мощные покровы первичных белых каолинов, маложелезистые разности которых образуют крупные Алексеевское, Елтайское и другие месторождения каолинов.

Коры выветривания эффузивных и эффузивно-осадочных пород отличаются наиболее разнообразным минеральным составом. Среди них

преобладают гидрохлорит-монтмориллонит-каолининовый, монтмориллонит-каолининовый, гидрослюдисто-каолининовый и монтмориллонит-смешанослойно-каолининовый профили древнего элювия мощностью до 50 м в площадных и до 220 м в линейных и линейно-карстовых их типах.

Коры выветривания ультраосновных пород мощностью до 110 м широко распространены в Шатском и Кокчетавском гипербазитовых поясах. Они развиты по серпентинизированным породам перидотит-пироксенитового ряда и имеют в основном гидрохлорит-нонтронит-охристый состав.

По вопросу о возрасте кор выветривания единого мнения нет. Е. Д. Шлыгин (1936 г.) на южном борту Иманбурлукского грабена впервые описал глинистую кору выветривания под угленосными отложениями нижней юры и пришел к заключению о ее рэт-юрском возрасте. Эту точку зрения поддержала В. Н. Разумова [116], которая на основе выявления выветрелой гальки в основании разреза нижнеюрских отложений, обнажающихся в береговых уступах рр. Жаныспай и Иманбурлук, нашла дополнительные доказательства развития процессов выветривания в позднем триасе — ранней юре. Наряду с этим она показала, что на Казахском щите проявилась также позднеолигоценовая эпоха корообразования, приведшая к обелению верхов нижнемезозойской коры выветривания и континентальных осадков верхнего олигоцена. Представления о триас-раннеюрском возрасте каолининовых кор выветривания Кокчетавской глыбы развивает В. А. Файзуллин [131]. Другого мнения придерживается К. В. Никифорова [107], которая считает, что наиболее интенсивно процессы выветривания проявились в Центральном Казахстане в позднем мелу — раннем палеогене, до среднего эоцена включительно. Анализ многочисленных материалов по геологии кор выветривания Центрального Казахстана позволил Э. И. Нурмамбетову [110] сделать вывод о том, что процессы выветривания здесь развивались в эпохи гумидного литогенеза от раннего мезозоя до неогена включительно, прерываясь лишь в периоды аридизации климата.

Многие исследователи [55, 56, 57] придерживаются точки зрения о многократности эпох химического выветривания. По их мнению, наиболее интенсивно процессы корообразования проявились в Северном Казахстане в позднем триасе — ранней юре, раннем мелу (апт) — эоцене и позднем олигоцене.

Нижнемезозойские коры выветривания сохранились от размыва лишь в основании мезозойских угленосных структур, а к мел-палеогеновым относятся покровы элювиальных образований на Казахском щите и его склонах. Первые две эпохи разделяет позднеюрский — барремский этап резкой аридизации климата с явно неблагоприятными условиями для проявления процессов химического выветривания. В связи с этим нижний возрастной рубеж кор выветривания Северного Казахстана определяется аптом, а верхний — по возрасту перекрывающих отложений. Это позволяет установить сравнительно узкий раннемеловой возрастной диапазон формирования кор выветривания лишь на Явленской ступени, где они, широко распространенные по площади, развиты как по породам палеозойского основания, так и по триасовым вулканитам и среднеюрским терригенно-угленосным отложениям. Они перекрываются сеноман-нижнетуронскими пестроцветными отложениями леньковской свиты или туронскими морскими осадками.

На Драгомировской ступени коры выветривания залегают под морскими или континентальными палеогеновыми отложениями. Значительно сложнее определение возраста обнаженных кор выветривания Казахского щита, которые несут в себе следы наложения нескольких этапов корообразования. Наиболее значительную роль в их формировании имел позднемиеловой — палеогеновый этап выветривания, который существенно изменил ранее образовавшийся покров элювиальных образований на щите и Драгомировской ступени, определив специфические минералого-геохимические особенности, существенно отличающие его от нижнемиеловых кор выветривания.

Таким образом, в Северном Казахстане выделяются две наиболее распространенные возрастные генерации древних кор выветривания: нижнемиеловая, развитая на Явленской ступени северного склона Казахского щита, и верхнемиеловая — палеогеновая, характерная для Драгомировской ступени и внутренних областей щита.

Ниже приводится краткая литолого-геохимическая характеристика опорных разрезов кор выветривания Северного Казахстана, отражающая основные особенности и направленность гипергенных преобразований пород палеозойского основания в каждый из двух отмеченных этапов корообразования.

Нижнемиеловые коры выветривания

Кора выветривания основных эффузивов. Кора выветривания миндалекаменных лав базальтов вскрывается скв. 35, расположенной в районе оз. Бычье. Здесь она имеет мощность 36,6 м и залегает в интервале 233,4—270 м под кварц-глауконитовыми песками ипатовской свиты и бобовыми бокситами сеноманского возраста. В ее разрезе выделяются следующие зоны: дезинтеграции (мощность 9 м), каолинит-монтмориллонитовая (16,4 м) и железисто-каолинитовая (11,2 м).

Исходные породы — темно-серые, черные слоботрещиноватые миндалекаменные лавы базальтов, состоящие из моноклинного пироксена (авгит), стекла и плагиоклазов (лабрадор и битовнит) с незначительной примесью оливина, магнетита, кварца, ильменита, апатита и турмалина. Пироксен образует порфиновые вкрапленники размером до 3—4 мм в поперечнике. Миндалины составляют не более 10% объема породы, имеют округлую форму размером до 0,5 мм и сложены ярко-зеленым хлоритом, актинолитом, реже кальцитом и опалом. Трещины заполнены белым крупнокристаллическим кальцитом или розовато-светло-серым альбитом.

В зоне дезинтеграции лавы базальтов постепенно приобретают зеленовато-серую и зеленую окраску, при высыхании зерна легко рассыпаются на мелкую дресву в глинистом заполнителе. В шлифах в нижней части зоны установлено повсеместное изменение пироксенов и частичное развитие монтмориллонита по стеклу, хлориту и каолиниту — по плагиоклазу. Миндалины почти нацело сложены монтмориллонитом.

Каолинит-монтмориллонитовая зона образована буровато-коричневыми глинами, при намокании значительно увеличивающимися в объеме. Глины имеют преимущественно монтмориллонитовый состав и, по данным рентгеноструктурного анализа, характеризуются свойственным

монтмориллону смещением базального рефлекса 14,6—14,8 Å при насыщении образца глицерином до 17,3—17,7 Å.

Железисто-каолининовая зона представлена серовато-красными и пестроцветными глинами со слабым фиолетовым оттенком, неравномерно пигментированными гидроокислами железа. По данным рентгеноструктурного и термического анализов, глины имеют гетит-каолининовый состав с незначительной примесью монтмориллонита, кварца, магнетита, лейкоксенизированного ильменита и лейкоксена. Каолинит устанавливается на дериватограммах по характерным для него резко выраженным эндозффектам 560—580° и экзозффекту 920—970°, а на рентгенограммах — по межплоскостным расстояниям 7,1; 3,56; 2,34 и 1,49 Å. По данным пересчета химического состава на минеральный, в зоне резко преобладают гетит и гематит, содержание которых составляет 20—25%. При этом гидроокислы железа образуют сгустковые скопления, обуславливающие пестроцветную окраску глин, сложенных тонкокристаллическим каолинитом. По данным термического анализа, в нижней части зоны отмечается незначительная примесь гиббсита (до 2%).

Различия в минеральном составе выделенных зон отражаются в их объемном весе, химическом составе и балансе вещества (табл. 5). Объемный вес пород коры выветривания уменьшается вверх по разрезу почти в 2 раза по сравнению с исходными породами, достигая наименьших значений в железисто-каолининовой зоне (1,40—1,43 г/см³). Значительной подвижностью в профиле выветривания обладают кремнезем и, прежде всего, окислы щелочных металлов, вынесенные из железисто-каолининовой зоны почти полностью, что отражает практически полное замещение минералов группы монтмориллонита в ней каолинитом и гетитом. Глинозем, окислы железа и двуокись титана проявляют устойчивую тенденцию к накоплению вверх по профилю выветривания и достигают наибольших концентраций в железисто-каолининовой зоне.

Медь, цинк, никель, кобальт, хром, гелий, йод концентрируются в каолинит-монтмориллонитовой зоне в количестве, в 3—4 раза превышающем их содержание в исходных породах, что обусловлено, видимо, высокими сорбционными свойствами монтмориллонита. На это указывает и понижение их содержания в верхней, железисто-каолининовой зоне.

В тесной парагенетической связи с корой выветривания находятся перекрывающие ее бокситы, образовавшиеся путем ближайшего переотложения латеритных кор выветривания основных эффузивов туринской серии. Об этом свидетельствует значительное сходство в унаследованном от верхних зон коры выветривания составе щелочей, марганца, фосфора, редких и рассеянных элементов.

Нижняя часть бокситового горизонта сложена буровато-красными каменистыми бобово-обломочными бокситами каолинит-гиббситового состава. Бобовины коричневатые-серые, диаметром 1,3—7 мм, имеют обычно округлую, реже овальную форму. Бобовины железистые, рассечены многочисленными трещинами усыхания, выполненными нередко микрокристаллическим гиббситом. Иногда бобовины включают угловатые обломочные зерна неопределенного состава размером до 0,1 мм, обычно выщелоченные и замещенные алюмогелем, раскристаллизованным в тонкодисперсный и микрокристаллический гиббсит. В боксите отмечаются

Таблица 5. Химический состав пород коры выветривания плагиопорфиров (скв. 43)

Зона коры выветривания	№ пробы	Гл. отбора пробы, м	Об. вес, г/см ³	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O+Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	K ₂ O
Сидерит-серицит-каолинитовая	744	276,0	1,76	65,41	19,40	2,24	1,53	0,72	0,42	0,56	4,25	0,09	0,07	0,67	0,36
				1151,3	341,4	39,4	26,9	12,7	7,4	9,9	57,2	1,58	1,2	11,8	6,3
	745	281,0	1,99	64,79	17,65	2,46	2,82	0,77	0,70	0,70	2,82	0,10	0,10	1,33	0,42
				1289,3	351,2	48,9	56,1	15,3	13,9	13,9	56,1	1,99	1,99	26,5	8,4
	746	284,0	1,85	55,83	21,74	6,67	2,71	1,00	0,35	0,63	2,75	0,06	0,10	0,22	0,48
1032,9				402,2	123,4	50,1	18,5	6,5	11,7	50,8	1,11	1,85	4,1	8,9	
747	290,0	1,83	66,97	18,74	2,51	1,51	0,72	0,35	0,33	0,08	0,04	0,03	0,11	0,34	
			1225,6	342,9	45,9	27,6	13,2	6,4	6,0	56,4	0,73	0,55	2,0	6,2	
751	292,0	1,86	64,74	17,98	5,20	1,34	0,61	0,24	0,41	2,93	0,15	0,08	0,39	0,40	
			1074,7	298,5	86,3	22,2	10,1	4,0	6,8	48,6	2,5	1,33	6,5	6,6	
			63,54	19,10	3,81	1,98	0,76	0,41	0,52	3,16	0,08	0,07	0,54	0,40	
Средний по зоне				1154,7	347,2	68,7	36,5	13,9	7,6	9,6	53,8	1,58	1,38	10,1	7,2
				58,30	20,64	7,56	0,70	0,85	0,35	0,53	3,64	0,03	0,10	—	0,52
Серицит-каолини-товая	752	299,0	1,73	1008,6	357,1	130,6	12,1	14,7	6,1	9,2	63,0	0,52	1,73	—	9,0
				66,98	16,39	6,62	0,66	0,65	0,20	0,48	2,20	0,03	0,09	0,11	0,28
753	303,5	1,84	1232,4	301,6	121,8	12,1	12,0	3,7	8,8	37,3	0,55	1,66	3,0	5,2	
			64,43	19,07	4,96	0,61	0,77	0,49	0,53	4,27	0,04	0,09	—	0,28	
748	315,0	1,77	1224,2	362,3	94,2	11,6	14,6	9,3	10,1	81,1	9,76	1,71	—	5,2	
			67,02	16,03	5,96	0,45	0,65	0,49	0,40	3,11	0,08	0,09	—	0,46	
Средний по зоне				1186,3	294,4	105,5	8,0	11,5	8,7	7,1	53,3	1,42	1,59	—	8,1
				64,18	18,18	6,27	0,60	0,73	0,38	0,48	3,30	0,04	0,09	—	0,30
Дезин-теграции	749	319,0	2,46	1162,8	328,8	113,0	10,9	13,2	6,9	8,8	58,6	0,81	1,67	—	6,8
				61,82	17,02	6,30	0,31	0,72	0,63	0,41	9,50	0,08	0,26	—	0,30
Плагио-порфиры	750	321,5	2,71	1520,8	418,7	160,0	7,6	17,7	15,5	34,7	233,7	1,97	6,4	—	7,38
				55,72	16,13	1,21	6,50	0,65	3,32	3,36	7,13	0,12	0,28	1,88	0,10
				1510,0	437,1	32,8	176,2	17,6	90,0	91,1	193,2	3,3	7,6	50,9	2,7

Примечание. В числителе — содержание окислов в вес.%, в знаменателе — в кг/м³.

также слабоокатанные обломки пород, в значительной степени выщелоченные. В цементе встречаются обломки глиноземистых и железистых пород размером 0,04—0,2 мм. Их связывает тонкодисперсная каолинит-глиноземистая, иногда железисто-глиноземистая масса, представляющая собой основную часть цемента. В нем присутствует также ферри-алюмогель колломорфной структуры, образующий многочисленные прожилки. Микро- и мелкокристаллическим гиббситом окаймлены стенки пустот и пор, некоторые из них заполнены им. Присутствие гиббсита диагностируется термическим и рентгеноструктурным анализами, по резкому эндотермическому пику при температуре 330° и более слабому — при 540—550° на термограмме образцов с глубины 233 м; на рентгенограммах он характеризуется рефлексамми с межплоскостными расстояниями 4,82 и 4,35 Å.

По данным пересчета химического состава боксит содержит (%): гиббсит (30), каолинит (42), алюмогель (3), гематит (16,45) и магнетит (6,25). В верхней части горизонта бокситы интенсивно сидеритизированы и частично каолинизированы, что проявляется в их осветлении до светло-серого цвета с малиновым оттенком и повышении содержания в них сидерита (до 15%) и каолинита (до 65%).

Кора выветривания порфиритов. Кора выветривания порфиритов нижнего палеозоя мощностью 47,5 м вскрыта скв. 43, расположенной к югу от пос. Жалтырша. Она залегает под глинами леньковской свиты на глубине 274,5 м. В ее разрезе выделяются следующие зоны: дезинтеграции (4,6 м), серицит-каолинитовая (24,4 м) и сидерит-серицит-каолинитовая (18,5 м).

Исходные породы — плотные массивные плагиопорфиры с призматически-зернистой структурой основной массы. Порфириновые вкрапления представлены серицитизированными зернами плагиоклаза размером 2—3 мм. Основная масса состоит из альбитизированного плагиоклаза и альбит-хлоритового микрозернистого агрегата.

В зоне дезинтеграции плагиопорфиры приобретают сланцеватую текстуру, обусловленную параллельным расположением чешуек хлорита и серицита. Основную массу породы составляет разнотельный полевошпат — хлоритовый агрегат, в котором отмечаются реликты вкрапленников интенсивно серицитизированных плагиоклазов и крупные (до 1 мм) скопления хлорита, а также гематит и магнетит.

Серицит-каолинитовая зона сформирована пестроцветными глинистыми ожелезненными образованиями. Глинистая составляющая увеличивается до 80% и сложена мелкочешуйчатыми каолинитовыми агрегатами, окрашенными гидроокислами железа. На термограмме образца с глубины 294 м каолинит регистрируется по эндопику 565° и экзопику 970°, а гетит по эндотермическому эффекту при 340°. По данным пересчета термограммы на минеральный состав, содержание каолинита составляет 33%, гетита — около 9%.

Алевритовая и песчаная фракции сложены обломками глинисто-серицитового, глинисто-кремнистого состава, кварцем и полевыми шпатами в малом количестве. В тяжелой фракции преобладают циркон, лейкоксен, гранат, рутил, турмалин, анатаз, ставролит, дистен, эпидот, группа амфиболов. Среди аутигенных минералов преобладают гидроокислы железа в сланцевых агрегатах. По данным пересчета химического состава

ва породы на минеральный состав, содержание каолинита в зоне составляет 14—24%, серицита — 18—24%, кварца и кремнистых (халцедоновых) образований — 34—47%, магнетита — 1,85—2,3%, минералов двуокиси титана — 0,64—0,88%, гетита и гидрогетита — 4—6%.

В сидерит-серицит-каолининовой зоне, особенно в ее верхней части, широко проявлены наложенные процессы сидеритизации каолининовых глин, протекавшие в восстановительной обстановке при перекрытии последних лигнитоносными глинами леньковской свиты. Наличие сидерита в форме сферолитов, чечевицеобразных зерен и их сростков определяет увеличение крупной песчаной фракции. По пересчету химического состава глин на минеральный содержание каолинита в них составляет 23—33%, серицита — 23—26%, сидерита — 1,0—3,5%. Отличительной особенностью данного профиля является перераспределение железа за счет перехода окисного железа в закисное в верхней части профиля и частичной его миграции в зону дезинтеграции.

Объемный вес выветрелых образований уменьшается от 2,71 г/см³ в неизмененных породах до 1,76 г/см³ в сидерит-серицит-каолининовой зоне коры выветривания (табл. 5). Уменьшение объемного веса в профиле древнего элювия носит скачкообразный характер, что можно объяснить порфировой структурой исходных пород и наложенными процессами — сидеритизацией. Так же неравномерно, скачкообразно изменяется химический состав пород в процессе выветривания. В целом все элементы имеют тенденцию к выносу: незначительно выносятся даже глинозем и двуокись титана.

Кора выветривания эффузивов кислого состава изучена по керну скв. 70, расположенной в 4 км к северо-востоку от с. Королевка. Под глинами леньковской свиты в интервале 227,5—209,2 м вскрывается разрез коры выветривания туфов девонских кислых эффузивов мощностью 41,7 м, в котором отчетливо выделяются три зоны: дезинтеграции (14,2 м), хлорит-каолининовая (14 м) и каолининовая (13,5 м). Основные особенности химического состава пород профиля выветривания отражены в табл. 6.

Исходные породы — зеленовато-серые массивные туфы кислого состава витрокластической структуры. Кластический материал представлен угловатыми обломками кварца, полевых шпатов, вулканического стекла, хлоритизированного биотита, кислых эффузивов и кальцита. Обломки имеют размеры 0,2—0,6 мм. Связующая масса — хлорит-серицит-альбитовый мелкозернистый агрегат с примесью пылевидных рудных минералов.

В зоне дезинтеграции породы того же облика, слабыветрелые, до щебенчатого состояния (кern в виде остроугольных обломков размером 4—5 см), зеленовато-серые, слегка осветленные за счет незначительной каолинизации мелких зерен полевых шпатов, наблюдаемой визуально. Объемный вес пород уменьшается от 2,59 до 2,25 г/см³ — выносятся все компоненты в различной степени. Обращает на себя внимание интенсивный вынос марганца — до 88% от объема в исходной породе. Выносятся также окисное и закисное железо и фосфор, что обычно не характерно для зоны дезинтеграции. Возможно, изменениям в процессе выветривания подвергается фосфорсодержащий железомарганцевый минерал.

В хлорит-каолининовой зоне, сложенной розовыми с бурыми пятнами глинистыми продуктами, структура порфиробластовая мелкочешуй-

Таблица 6. Химический состав коры выветривания туфов кислых эффузивов девона (скв. 70)

Зона коры выветривания	№ образца	Гл. отбора образца, м	Об. вес, г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Каолинитовая	870	229,0	1,81	73,03	15,70	1,50	0,30	0,40	0,02	1,01	0,20	2,0	0,20	0,03	0,70
				<u>1321,8</u>	<u>284,1</u>	<u>27,1</u>	<u>5,4</u>	<u>7,2</u>	<u>0,3</u>	<u>18,2</u>	<u>3,6</u>	<u>36,2</u>	<u>3,6</u>	<u>0,5</u>	<u>12,6</u>
	871	235,0	1,90	74,40	13,80	1,40	1,00	0,40	0,20	0,70	0,30	1,6	0,13	0,20	0,50
				<u>1413,6</u>	<u>262,2</u>	<u>26,6</u>	<u>19,0</u>	<u>7,6</u>	<u>3,8</u>	<u>13,3</u>	<u>5,7</u>	<u>30,4</u>	<u>2,4</u>	<u>3,8</u>	<u>9,5</u>
Средний по зоне	872	239,0	1,83	73,71	14,75	1,45	0,65	0,40	0,11	0,85	0,25	1,8	0,16	0,12	0,60
				<u>1367,7</u>	<u>273,1</u>	<u>26,8</u>	<u>12,2</u>	<u>7,4</u>	<u>2,1</u>	<u>15,7</u>	<u>4,6</u>	<u>33,3</u>	<u>3,0</u>	<u>2,1</u>	<u>11,0</u>
Хлорит-каолинитовая	873	244,0	1,87	69,02	17,00	3,40	0,40	0,50	0,02	0,90	0,40	2,40	0,20	0,02	0,70
				<u>1263,0</u>	<u>312,9</u>	<u>62,2</u>	<u>7,3</u>	<u>9,1</u>	<u>0,3</u>	<u>16,4</u>	<u>7,3</u>	<u>43,9</u>	<u>3,6</u>	<u>0,3</u>	<u>12,8</u>
	874	249,0	1,92	67,64	17,00	3,60	0,60	0,50	0,02	2,10	0,50	2,00	0,20	0,05	0,60
				<u>1264,9</u>	<u>317,9</u>	<u>67,3</u>	<u>11,22</u>	<u>9,4</u>	<u>0,4</u>	<u>39,3</u>	<u>9,4</u>	<u>37,4</u>	<u>3,7</u>	<u>0,9</u>	<u>11,2</u>
Средний по зоне	875	258,0	2,25	69,13	13,28	1,05	4,19	0,35	0,17	1,22	0,35	2,31	0,44	0,13	0,69
				<u>1327,2</u>	<u>254,9</u>	<u>20,1</u>	<u>80,4</u>	<u>6,7</u>	<u>3,2</u>	<u>23,4</u>	<u>6,7</u>	<u>44,3</u>	<u>8,4</u>	<u>2,4</u>	<u>13,2</u>
	876	264,8	2,59	68,59	15,79	2,68	1,73	0,45	0,07	1,40	0,41	2,23	0,28	0,07	0,66
				<u>1285,0</u>	<u>295,2</u>	<u>49,9</u>	<u>33,0</u>	<u>8,4</u>	<u>1,3</u>	<u>26,4</u>	<u>7,8</u>	<u>34,8</u>	<u>5,2</u>	<u>1,2</u>	<u>12,4</u>
Дезинтеграция	875	258,0	2,25	72,27	14,40	1,80	1,50	0,40	0,03	0,70	0,4	2,10	1,90	0,07	1,10
				<u>1626,0</u>	<u>324,0</u>	<u>40,5</u>	<u>33,7</u>	<u>9,0</u>	<u>0,6</u>	<u>15,7</u>	<u>9,0</u>	<u>47,2</u>	<u>42,7</u>	<u>1,5</u>	<u>24,7</u>
Туфы кислых эффузивов	876	264,8	2,59	66,45	15,70	2,50	2,10	0,50	0,20	2,30	0,8	1,90	2,7	0,30	1,20
				<u>1721,0</u>	<u>406,6</u>	<u>64,7</u>	<u>51,3</u>	<u>12,9</u>	<u>5,1</u>	<u>59,5</u>	<u>20,7</u>	<u>49,2</u>	<u>69,9</u>	<u>7,7</u>	<u>31,0</u>

Примечание. В числителе — содержание окисла в вес.%, в знаменателе — в кг/м³.

чатая. Основную массу пород составляет каолиновый агрегат с примесью хлорита и серицита. Каолинит на рентгенограммах проявляется характерными рефлексами 7,1; 4,44; 3,56; 2,56 Å. Присутствие хлорита устанавливается данными минералогического анализа. На глубине 355,5—244,5 м отмечается ожелезнение. Содержание магния и марганца возрастает по сравнению с зоной дезинтеграции, закисное и окисное железо остаются примерно в том же соотношении. Резко уменьшается содержание натрия, что объясняется разложением кислых полевых шпатов. Значительное количество в породе хлорита объясняет сравнительное увеличение магния, а окислы марганца встречаются в породе в виде почковидных сростков и землистых агрегатов.

Каолинистая зона образована светлыми розовыми и желтыми сухаристыми глинами, состоящими преимущественно из мелкочешуйчатого каолинитового агрегата, что подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Отмечаются следы хлорита и слюды во фракциях 0,25—0,05 мм. Для глинистых продуктов двух верхних зон произведены гранулометрический и минералогический анализы, характеризующие основные особенности изменения состава пород и в профиле коры выветривания. Вверх по разрезу древнего элювия содержание глинистой фракции закономерно увеличивается, содержание алевритовой фракции достигает максимума в нижней части хлорит-каолининовой зоны и затем уменьшается до 39% в каолининовой зоне. Глинистая фракция почти полностью состоит из каолинита, в алевритовой фракции отмечаются кислые плагиоклазы, хлорит, серицит и кварц. Основную массу песчаной фракции составляют каолинитизированные полевые шпаты.

Кора выветривания конгломератов. Скв. 37, пробуренной в 12 км к юго-востоку от оз. Жалаулы, на глубине 249,5 м под морскими песчано-глинистыми отложениями кузнецовской свиты (турон) вскрыт разрез коры выветривания конгломератов.

Исходные темно-бурые мелко- и среднегалечные конгломераты средне- и позднекаменноугольного возраста состоят из хорошо окатанных обломков хлорит-серицитовых сланцев, порфиринов основного и среднего состава, аргиллитов и алевролитов. Цемент глинистый или хлорит-гидрослюдистый. В разрезе коры выветривания мощностью 9,5 м, развитой по этим породам, выделяются три зоны; дезинтеграции (3 м), гидрослюдисто-монтмориллонитовая (4 м) и гиббсит-каолининовая (2,5 м).

В зоне дезинтеграции происходит частичная пелитизация галечного материала и цемента. По трещинам развиваются налеты и корочки зеленовато-серого восковидного монтмориллонита. В верхней части зоны гальки легко разламываются руками и растираются в порошок.

Гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона с каолинитом сложена бурыми и темно-бурыми тонкодисперсными, местами песчанистыми глинами, в составе которых рентгеноструктурным и термическим анализами установлено резкое преобладание монтмориллонита с примесью гидрослюды, каолинита и гидрохлорита. Монтмориллонит развивается в основном по галькам эффузивных пород и гидрохлоритам цементирующей массы, а гидрослюды — по галькам осадочных пород. Каолинит диагностируется лишь в верхней части зоны, где он замещает гидрослюды и монтмориллонит. Структура материнских образований сохраняется по всему разрезу зоны.

В нижней части гиббсит-каолининовой зоны исходные породы изме-

няются до их полной каолинитизации. Здесь она представлена пестроцветными, местами сильно ожелезненными кирпично-красными каолиновыми глинами с конгломератовидной структурой, подчеркиваемой светло-серыми и белыми вкрапленниками каолинита, унаследующими скелет галек. В верхней части разреза глины постепенно осветляются, становятся белыми и светло-серыми, сухаристыми, слабопесчанистыми, с редкими мелкими рыхлыми светло-розовыми бобовинами гидрогетит-гипбситового состава.

Кора выветривания гранитов. Кора выветривания гранитов изучена по керну скв. 16, расположенной в 4 км юго-восточнее пос. Крутоярского, где она залегает под морскими глинами турона (кузнецовская свита), вскрыта в интервале 298,5—357,5 м и имеет следующий разрез (снизу вверх): зона дезинтеграции (22,5 м), гидрослюдисто-каолининовая зона (25 м), каолининовая зона (11,5 м).

Исходные породы — розовато-серые крупнозернистые слюдястые граниты массивной текстуры, состоящие из альбит-олигоклаза, решетчатого микроклина, кварца и биотита. Полевые шпаты в значительной степени серицитизированы.

В зоне дезинтеграции граниты осветленные, в верхней части выветрелые до дресвяного состояния, при высыхании распадаются на мелкую дресву. Зерна полевых шпатов каолинитизированы и серицитизированы. В породах отмечаются также кварц, пелитизированные таблитчатые зерна плагиоклаза и пластинчатые зерна хлоритизированного биотита.

Гидрослюдисто-каолининовая зона сформирована песчано-алевритовыми пестроцветными глинами. Глинистая часть имеет каолининовый состав с гнездообразными скоплениями гидрослюды. Обломочный материал составляют зерна кварца, чешуйки слюды и обломки хлорит-серицит-кварцевого состава. Объемный вес пород в этой зоне уменьшается в 1,5 раза, главным образом вследствие выноса из нее кремнезема, окисного и закисного железа, а также окиси калия, натрия, кальция и магния.

Каолининовую зону слагают белые, светло-серые и розовые глины со значительным количеством кварца с сохранившейся структурой исходных пород. Каолин, составляющий основную массу, представляет собой мелкочешуйчатый агрегат, имеющий криволинейные, изогнутые, огибающие обломки кварца, формы. Он диагностируется по характерным высоким показателям преломления и очень низкой интерференционной окраске, а также по данным термического анализа. В зоне отмечаются угловатые обломки кварца размером 0,2—1,2 мм и прожилковатые скопления гидроокислов железа.

Объемный вес выветрелых образований изменяется от 2,49 г/см³ в неизменных гранитах до 1,63 г/см³ в верхней части каолининовой зоны, что соответствует выносу из нее около 35% вещества исходных пород. Наибольшей миграционной способностью обладают кальций, калий и натрий, а также магний, причем наибольший вынос этих элементов отмечается в гидрослюдисто-каолининовой и каолининовой зонах. Кремнезема из этих зон выносятся около 40%. Содержание окисного и закисного железа уменьшается на 38% и 19% соответственно уже в зоне дезинтеграции. Глинозем накапливается во всех зонах: в зоне дезинтеграции его на 12%, а в каолининовой зоне — на 24% больше, чем в исходных породах (табл. 7).

Таблица 7. Химический состав коры выветривания гранитов (скв. 16)

Зона коры выветривания	№ пробы	Гл. отбора пробы, м	Об. вес, г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O+Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂
Каолини- товая	720	298,5	1,63	50,94	33,44	1,28	0,92	0,45	0,28	—	0,22	0,04	0,02	—	0,78
				830,3	545,0	20,8	14,99	7,3	4,5	—	—	—	3,5	0,65	0,3
	721	307,0	1,72	65,20	22,40	4,0	—	0,35	0,09	0,25	0,42	0,04	0,02	0,95	0,22
				1121,4	385,3	68,8	—	6,0	1,5	4,3	7,1	0,69	0,3	16,3	3,7
Средний по зоне				58,07	27,92	2,64	0,46	0,40	0,19	0,13	0,32	0,04	0,02	0,47	0,5
				975,8	465,2	44,8	7,49	6,7	3,0	2,2	5,3	0,67	0,3	8,2	8,2
Гидро- слюдисто- каолинито- вая	722	314,0	1,70	50,10	31,25	3,56	0,35	0,77	0,21	0,53	5,08	0,04	0,03	—	—
				851,7	531,2	60,8	5,9	13,0	3,5	9,0	86,2	0,68	0,5	—	—
	723	320,0	1,66	61,30	22,80	3,20	0,60	0,40	0,09	0,32	3,54	0,04	0,04	0,34	0,11
				1017,5	378,4	53,1	9,9	6,6	1,4	5,3	58,6	0,66	0,6	5,6	1,8
	724	332,0	1,95	58,45	23,41	3,12	0,20	0,65	2,54	0,69	6,29	0,04	0,19	—	—
				1139,5	456,0	60,8	3,9	12,6	49,5	13,4	52,4	0,78	3,7	—	—
Средний по зоне				56,61	25,82	3,29	0,38	0,60	0,94	0,51	4,97	0,04	0,08	—	—
				1002,9	455,2	58,0	6,5	10,7	18,1	9,2	65,7	0,70	1,6	—	—
Дезинте- грации	725	344,0	2,29	64,50	19,41	2,61	0,36	0,50	2,73	0,94	6,84	0,04	0,27	—	0,20
				1477,0	444,4	59,7	8,2	11,4	62,5	21,5	156,5	0,92	6,1	—	—
	726	355,0	2,36	67,69	18,00	1,85	1,40	0,42	2,35	0,77	6,41	0,04	0,22	—	—
				1597,0	424,8	43,6	33,0	9,9	55,4	18,1	151,2	0,94	5,1	—	—
	727	357,0	2,33	67,87	16,99	1,62	0,92	0,30	2,31	0,33	7,20	0,04	0,19	—	—
				1597,0	395,8	37,7	21,4	6,9	53,8	7,8	167,6	0,93	4,4	—	—
Средний по зоне				66,68	18,13	2,02	0,89	0,40	2,46	0,68	6,81	0,04	0,22	—	—
				1557,0	421,6	47,0	20,8	9,4	57,2	15,8	158,4	0,93	5,2	—	—
Граниты	728	359,0	2,48	664,37	15,73	2,18	1,46	0,34	4,64	0,65	6,71	0,18	0,19	—	—
				1596,3	390,1	54,0	36,2	8,4	115,0	15,6	163,1	4,46	4,7	—	—
	729	362,7	2,49	64,07	15,07	3,06	1,04	0,33	4,64	0,64	7,20	0,22	0,20	—	—
				1595,3	375,2	76,1	25,8	8,2	115,5	15,9	179,0	5,47	4,4	—	—

Примечание. В числителе — содержание окисла в вес.%, в знаменателе — в мг/см³.

Верхнемеловые — палеогеновые коры выветривания

Верхнемеловые — палеогеновые коры выветривания широко развиты в пределах Драгомировской и Шидертинской ступеней и цокольной денудационной равнины Кокчетавской глыбы. Здесь они формировались по всем комплексам пород палеозойского фундамента. Характерной особенностью этих образований является их площадное распространение преимущественно вдоль зон разломов, повышенной трещиноватости и дробления, а также в зонах контакта пород различного состава. Средняя мощность площадных кор выветривания 15—20 м. Линейные коры выветривания нередко проникают на глубину 250 м и более. По направленности и интенсивности гипергенной переработки площадные коры выветривания основных пород палеозойского фундамента и юрских отложений не обнаруживают существенных различий и характеризуются преобладанием верхних каолинитовых зон в наиболее полных профилях выветривания. Ни в одном изучаемом разрезе минералов свободного глинозема не обнаружено, что позволяет достаточно уверенно говорить о том, что в позднем мелу и палеогене процессы выветривания достигали лишь каолинитовой стадии максимальной переработки исходных пород. Ниже дается краткая характеристика типов кор выветривания по комплексам пород палеозойского фундамента.

Кора выветривания гранитоидов. В пределах массивов кора выветривания развивается вблизи контактов их с вмещающими породами. Характерной особенностью является формирование глубоко проработанных каолинитовых или монтмориллонит-каолинитовых профилей выветривания, с которыми связан ряд месторождений первичных каолинов (Елтайское, Алексеевское и др.). Строение коры выветривания на этих объектах достаточно детально изучено [9], поэтому здесь приводятся сведения по корам выветривания ранее не изученных в этом отношении площадей.

В северной части Орлиногорского гранитного массива кора выветривания занимает значительную площадь и детально изучена по керну скв. 436, расположенной севернее г. Орлиной. Здесь она перекрывается песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена — нижнего олигоцена (обуховская свита) и вскрывается в интервале 17—42 м. В ее разрезе выделяются следующие зоны: 1) каолинитовая — глины белые с дресвой кварца (15—20%), с еле уловимой структурой исходных пород (16 м); 2) монтмориллонит-каолинитовая — глины зеленовато-серые, плотные, с частыми дресвяно-щебенчатыми включениями слабоизмененных гранитов, с хорошо сохранившейся структурой исходных пород (5,5 м); 3) дезинтеграции — граниты мелкозернистые, розовато-серые, сильно трещиноватые, слабогрейзенизированные, с включениями флюорита (3 м).

Кора выветривания глинистых сланцев и терригенных пород. В регионе широко распространены глинистые, углистые сланцы шарыкской свиты рифея и терригенные образования девона — карбона, выполняющие изолированные мульды (Елтайскую, Кокчетавскую и др.). По ним развита кора выветривания, занимающая около 70% площади пород. Эти образования характеризуются повышенной мощностью зоны дезинтеграции (до 50 м) и сокращенной мощностью глинистых зон. Состав

последних в значительной степени унаследован от глинистых минералов исходных пород. Преобладает кора выветривания монтмориллонит-каолинового, гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинового и чаще всего гидрослюдисто-каолинового профиля. Верхние зоны наиболее полных профилей выветривания представлены пестроцветными, интенсивно пигментированными гидроокислами железа, каолиновыми или гидрослюдисто-каолиновыми глинами мощностью до 5—10 м, в линейных корях выветривания до 70 м. В связи с этим среди них не обнаружено ни одного месторождения первичных каолинов.

Наиболее характерный разрез коры выветривания углистых сланцев шарыкской свиты вскрыт скв. 431, пройденной южнее Орлиногорского массива, вблизи пос. Ускен. Здесь в профиле выветривания мощностью 20 м выделяются зоны: 1) каолиновая — глины белые и светло-серые, со слабо сохранившейся структурой углистых сланцев (мощность 4 м); 2) каолинит-гидрослюдистая — глины светло-серые, со слабым зеленым оттенком, плотные, с хорошо сохранившейся структурой исходных пород (10,5 м); 3) дезинтеграции — сланцы углистые, серые и темно-серые, с зеленоватым оттенком, сильно трещиноватые, при высыхании рассыпаются в древесно-щебенчатый тонколистоватый материал.

Кора выветривания метаморфических пород. В юго-западной части района широко распространена кора выветривания по кристаллическим сланцам (слюдяным, двуслюдяным, кварц-мусковитовым, гранат-биотит-кварцевым, силлиманитовым, кварц-силлиманитовым и другим) и гнейсам раннепротерозойского возраста. По степени сохранности от размыва она резко дифференцируется по площади и представлена главным образом зоной дезинтеграции, реже — полными профилями выветривания, характерной особенностью которых является развитие мощной зоны пестроцветных каолинов со значительной примесью слюдяных минералов. По данным Л. Ф. Петровой и других геологов ПГО Севкавказгеология, с этими образованиями связаны отдельные рудопроявления элювиальных каолинов («Дайка» и Котыркольское), характеризующиеся постоянной примесью гидрослюды и монтмориллонита, с высоким содержанием тонкодисперсного кварца в толще белых и серовато-белых каолинов, что ухудшает их керамические свойства. В то же время сам факт выявления первичных каолинов в верхних зонах коры выветривания гнейсов указывает на возможность выявления среди них других, более перспективных залежей каолинов.

Кора выветривания кварцитовидных песчаников. Кварцитовидные песчаники кокчетавской свиты рифея представляют собой практически мономинеральную кварцевую породу, относящуюся к числу наиболее крепких пород района. Это кварцевые метаморфизованные мелкозернистые песчаники, сцементированные кварцевым цементом.

Отличительной особенностью развитой по этим породам коры выветривания являются небольшая мощность (до 20 м), ограниченное распространение и существенно каолинит-кварцевый или маршаллитовый состав верхних зон. Ниже приводится разрез маршаллитовой коры выветривания кварцитовидных песчаников, описанный А. М. Захаровым и др. на северо-восточной окраине пос. Шоккарагай (снизу вверх): 1) кварцитовидные песчаники светло-серого цвета, тонкозернистые, трещиноватые, часто плотные, крепкие, без видимых следов химического выветривания (1,5 м); 2) кварцитовидные песчаники серовато-белого

цвета, пористые, шероховатые на ощупь, в верхней части рассыпчатые, сахаровидные (1 м); 3) маршаллиты рыхлые, мучнистые, белые и светло-серые, состоящие из алевропелитовых, игольчатых изометричных частиц кварца с примесью каолинитов (10—15%) и редких более крупных (до 0,5 мм) зерен кварца (1—2 м).

Кора выветривания конгломератов. Скв. 401, пройденной в 4 км юго-восточнее ст. Калкаман, на глубине 106 м вскрыт разрез площадной коры выветривания мелкогалечных конгломератов, перекрытой зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми песчаниками люлинворской свиты эоценового возраста. Красновато-коричневые мелкогалечные конгломераты каменноугольного возраста состоят из хорошо окатанных обломков алевролитов (65—72%), полимиктовых песчаников, эффузивов кислого и среднего состава и кремнистых пород. Цемент глинистый.

В разрезе коры выветривания мощностью 7 м выделяются две связанные между собой постепенными переходами зоны, различающиеся по минеральному составу: гидрослюдистая (2 м) и каолинит-гидрослюдистая (5 м).

Гидрослюдистая зона сложена слабыветрелыми конгломератами серого цвета с красноватым оттенком, в которых галька алевролитов, полимиктовых песчаников и эффузивов легко разламывается руками и растирается в порошок. Глинистый цемент осветляется и в верхней части зоны превращается в буровато-серую пластичную глину существенно гидрослюдистого состава.

Каолинит-гидрослюдистая зона характеризуется полной пелитизацией исходных пород за исключением гальки кремнистого состава. Она сложена светло-серыми, белыми и светло-желтыми с красноватым оттенком глинами. Структура исходных пород в верхней части зоны практически полностью утрачена.

Кора выветривания диабазовых порфиритов изучена по керну скв. 1, пройденной в Оленты-Селетинском междуречье, в 6 км западнее свх. «Олентинский». Она вскрыта на глубине 49 м под глинами чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен) и имеет мощность 30 м. Исходные породы — темно-зеленые диабазовые порфириты с крупными вкрапленниками пироксена, плагиоклаза и значительно реже роговой обманки. В основной массе преобладают плагиоклаз, пироксен, хлорит, эпидот и кварц.

В профиле коры выветривания выделяются снизу вверх три зоны: дезинтеграции (12 м), гидрохлорит-монтмориллонитовая (11 м) и монтмориллонит-каолинитовая (7 м).

Зона дезинтеграции по минеральному составу мало отличается от неизмененных пород. Порфириты здесь разбиты густой сетью трещин, местами выполненных кальцитом.

В гидрохлорит-монтмориллонитовой зоне, представленной твердой, но легко разламывающейся на остроугольные куски зеленовато-серой породой, структура порфирита сохранилась. В этой же зоне установлены гидратация хлорита, превращение его в гидрохлорит и монтмориллонитизация основных плагиоклазов и пироксенов. Гидрохлорит образует чешуйчатые светло-зеленые и зеленые агрегаты и обладает высоким дву-преломлением. Монтмориллонит развивается по основным плагиоклазам и пироксенам также в виде чешуйчатых агрегатов с желтой интерференционной окраской.

В монтмориллонит-каолининовой зоне, сложенной зеленовато-серыми и серовато-зелеными вязкими тонкодисперсными глинами, структура исходных пород улавливается с большим трудом, лишь по белым и светло-серым каолинизированным вкрапленникам плагиоклазов. Здесь под воздействием процессов гидролиза, окисления и выщелачивания гидрохлорит и частично монтмориллонит переходят в каолинит, что обуславливает высокое содержание последнего (50—60%), устанавливаемое рентгеноструктурным и термическим анализами.

Более молодые возрастные генерации кор выветривания, устанавливаемые для позднего эоцена и олигоцена, описаны В. Ф. Долгополовым [55] в районе Павлодарского Прииртышья.

Продукты позднеэоценового выветривания фиксируются среди титан-циркониеносных песчаных отложений верхнелюлинворской подсветы, в которых отмечаются: 1) горизонты конгломератов, сложенных нацело каолинизированным глиноподобным галечным материалом; 2) лейкоксенизация ильменита в верхних горизонтах песчаных толщ; 3) регенерация зерен кварца за счет растворения кремнезема и др. Все эти признаки указывают на гипергенные изменения пород и своеобразного профиля неозювия по кварцевым песчаникам.

Верхнеолигоценовые коры выветривания распространены западнее оз. Селетытениз и в Белогорской мульде (скв. 15-ПР), где они представлены маломощными (7—10 м) разрезами охристо-каолининового или гидрослюдисто-каолининового неозювия, развитого на гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен).

Некоторые особенности развития элювиальных процессов в мезозое — кайнозое. По интенсивности и направленности процессов гипергенных изменений коры выветривания нижнего мела резко отличаются от верхнемеловых — палеогеновых.

Нижнемеловые коры выветривания являются более зрелыми, для них характерна интенсивная переработка исходных пород и значительные мощности (до 50—60 м для площадного элювия). В благоприятных палеогеоморфологических условиях формировались латеритные покровы, площади развития которых были, по-видимому, значительными, но от последующего размыва они сохранились лишь в пределах мезозойских вулканических плато в центральной части Явленской степи.

Латеритные коры выветривания, представляющие собой латеритные покровы высоких пенепленов, резко отличаются от каолининовых кор выветривания низких пенепленов как по литологическому составу, так и по их геохимической специализации.

Им присуще формирование гиббсита в верхних железистых каолининовых зонах и образование бемита в нижних, каолинит-монтмориллонитовой и дезинтеграционной зонах. В верхних зонах глинозем и окисное железо обнаруживают тенденцию к накоплению по сравнению с нижними зонами, что отражает палеоландшафтные и палеогидрогеохимические условия их формирования на возвышенных плато с низким уровнем стояния грунтовых вод. Это обеспечивало усиленный промывной режим преимущественно дождевыми водами с $pH=7$ в условиях переменновлажного жаркого климата, при котором на фоне интенсивного выноса щелочей, щелочно-земельных элементов и кремнезема верхние горизон-

ты относительно обогащались глиноземом и окисным железом, что привело к образованию покровов латеритных бокситов.

На низких пенепленах в верхних зонах белоцветных каолиновых кор выветривания глинозем и окисное железо обладают высокой миграционной способностью. Они выносятся в количестве, достигающем 25—30% их содержания в исходных породах. Такие коры выветривания образовались в условиях их дренирования подкисленными грунтовыми водами. Кислая среда грунтовых вод обеспечивалась действием органических кислот, продуцирующихся в процессе разложения гумуса в почвенных горизонтах и болотах, широко развитых в этих районах. Отличительными особенностями формирования таких профилей выветривания являются ограниченный вынос из них кремнезема до количеств, соответствующих характерному для каолинита молярному соотношению с глиноземом, практически полная стабильность глинозема, переход окисного железа в закисное и осаждение его во всех зонах профиля в форме сидерита.

Верхнемеловые — палеогеновые коры выветривания по литолого-геохимическим особенностям сходны с нижнемеловыми корами выветривания низких пенепленов. Им также свойственно отсутствие минералов свободного глинозема и существенно каолиновый состав верхних зон полных профилей выветривания. При этом нередко элювиальные каолины достигают значительной мощности (50 м и более), особенно в зонах разломов, дробления, трещиноватости и контактов различных по составу пород. Это обусловило значительные перспективы северного склона Кокчетавской глыбы на выявление крупных месторождений первичных каолинов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геологами АН КазССР и КазИМСа комплексные исследования (1977—1985 гг.), а также анализ накопленных другими исследователями материалов позволили сделать следующие выводы:

1. Северный Казахстан является одним из районов республики широкого развития мощных метаморфических толщ архея — нижнего протерозоя и рифея.

2. Породы архея — нижнего протерозоя (зерендинская серия) развиты на Кокчетавской глыбе. Образования зерендинской серии являются полиметаморфическими породами, возникшими в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. Зерендинская серия подразделяется на три свиты: кумдыкульскую (серые гнейсы, гранулиты, пироксеновые породы, чарнокиты, эклогиты, силикатные мраморы и др.), берлыкскую (высокоглиноземистые сланцы, эклогиты, плагиоклаз-диопсидовые породы и др.) и даулетскую (различные гнейсы и сланцы). Определение возраста пород зерендинской серии затруднено радиологической нарушенностью, обусловленной неоднократной тектономагматической переработкой толщ. Однозначно датируется лишь верхняя граница пород нижнего протерозоя (1800 млн. лет).

3. Метаморфиты нижнего рифея (боровская серия) возникли преимущественно за счет вулканитов, реже — терригенных осадков, которые накапливались в узких грабенообразных структурах — авлакогенах. Низы разреза боровской серии представлены вулканитами и их туфами кислого состава (порфиroidы кууспекской свиты), а верхи — магматитами основного и среднего состава (порфиритоиды иманбурлукской свиты). Породы боровской серии формировались преимущественно в условиях зеленосланцевой (кварц-альбит-мусковитовой, альбит-актинолит-хлоритовой и др.) фации, реже — в режиме эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

4. Из метаморфитов докембрия наиболее широко развиты образования среднего рифея (илектинская серия), слагающие авлакогены, сформировавшиеся в близширотных дугообразных глубинных зонах разломов, огибающих с севера Золотоношенско-Зерендинский гранито-гнейсовый купол. Метаморфиты илектинской серии представлены разнообразными сланцами и кварцитами, возникшими за счет терригенных (ре-

же хомогенных) осадков в условиях низкотемпературной субфации зеленых сланцев.

Илектинская серия подразделяется на две свиты: шарыкскую (нижнюю) и кокчетавскую (верхнюю). Породам этой серии свойственны регрессивный тип разреза, широкое площадное распространение, устойчивый состав по латерали, малая мощность отложений, а также отсутствие грубообломочных и вулканогенных осадков. Устанавливается закономерная смена карбонатно-терригенных углеродистых отложений кварцевыми песками (кварцитами). Перечисленные черты пород этой серии указывают на существование в среднем рифее платформенного режима в регионе. Аналогичный состав пород и последовательность осадконакопления в среднем рифее характерны для многих древних платформ мира.

5. Верхнерифейские отложения (андреевская свита) представлены мономинеральными кварцитами, сформировавшимися также в платформенных условиях. Отложения среднего и верхнего рифея являются высоко зрелыми терригенными осадками и могут быть отнесены к единым регрессивно меняющимся образованиям, сложенным карбонатно-углеродисто-филлитовидными сланцами (в низах разреза), олигомиктовыми кварцитами (в средней части разреза) и мономиктовыми кварцито-песчаниками (в верхах рифея). Отложения илектинской серии образовались в мелководных бассейнах, осадки андреевской свиты — в условиях озерно-аллювиальной равнины. Средне- и верхнерифейские осадки накапливались в платформенных условиях и сравнительно спокойной тектонической обстановке. Кварцито-песчаники андреевской свиты с четко выраженным регрессивным типом разреза завершают крупный рифейский цикл осадконакопления.

6. В конце протерозоя формировался специфический, очень не устойчивый по составу и мощности комплекс пород, по объему соответствующий венду. В этот период регион продолжал интенсивно воздыматься и лишь в отдельных разобщенных узких межгорных депрессиях накапливались вулканогенные хомогенные и терригенные осадки пестрого состава никольско-бурлукской серии.

7. На востоке территории к рифею, затем к кембрию относили акдымскую и еремантаускую серии. В последние годы получены материалы, указывающие, что возраст акдымской серии ограничен нижним ордовиком — нижней частью лланвирнского яруса. Обоснование возраста акдымской серии является принципиально важным в истории разработки стратиграфических схем северной части Центрального Казахстана.

В связи с новой трактовкой возраста акдымской серии возникли неясности с положением в стратиграфической колонке еремантауской серии. Результаты проведенных в последние годы исследований дают основание считать возраст еремантауской серии (тиесская, желтауская и ордабайская свиты) кембрийским или вендско-раннекембрийским. Вулканыты еремантауской серии сопоставляются с толщей базальтовых лав, развитых в соседнем Божекольском районе, которые здесь перекрывают конгломератами иткалганской свиты и фаунистически охарактеризованной ниже-среднекембрийской божекульской серией.

8. Принципиально важное значение для стратиграфии раннегеосинклинальных толщ Северного Казахстана имеют новые находки фауны нижнего ордовика, уточняющие возраст гаршинской серии и ее аналогов, а также возраст жанасуйской свиты, которую первоначально относили

к девону. Находки конодонтов позволили однозначно установить возраст жанасуйской свиты как аренигский.

9. Проведенные исследования внесли значительные изменения в существующие стратиграфические схемы расчленения нижнего палеозоя Северного Казахстана: а) впервые выделены и фаунистически обоснованы отложения нижнего кембрия; б) детализированы разрезы бошекульской серии нижнего — среднего кембрия, сагской и бестюбинской серий, майлисорской свиты среднего ордовика; в) показано наличие двух типов разрезов кембро-раннеордовикского возраста — «бошекульского» вулканогенного с мелководными терригенно-карбонатными фациями в верхней части разреза и «ерементауского» вулканогенно-кремнистого; г) уточнены стратиграфическое положение, возраст и характер фациальных изменений ряда свит ордовика.

10. В значительной степени уточнена стратиграфия девона и карбона.

11. Большие успехи достигнуты в изучении мезозой-кайнозойских отложений Северного Казахстана. Произведено расчленение пород триаса, юры и нижнего мела на свиты, подсвиты и пачки, основанное на литолого-фациальных и биостратиграфических данных. Для широко распространенных верхнемеловых и палеогеновых отложений установлена возможность их надежной корреляции со сравнительно хорошо изученными возрастными аналогами юга Западной Сибири. В Койтасской депрессии расчленены отложения палеогена и прослежены переходы от морских отложений этого возраста к континентальным.

В разрезе олигоценых, неогеновых и четвертичных континентальных отложений уточнены возрастные диапазоны стратиграфических единиц и определены их приемлемые названия в соответствии с территориально близкими стратотипами. Разработана основа стратификации четвертичных отложений Северного Казахстана, базирующаяся на комплексе био- и климатостратиграфических данных, а также на геоморфологических взаимоотношениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А. А.* Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 310 с.
2. *Абдулин А. А., Авдеев А. В., Ергалиев Г. Х., Никитченко И. И.* Основные проблемы докембрия //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 5—17.
3. *Абдулин А. А., Касымов М. А., Малицкий О. В.* и др. Осадочные породы докембрия Казахстана //Литоология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата, 1981. С. 27—28.
4. *Абдулкабирова М. А.* Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата, 1949. 90 с.
5. *Абдулкабирова М. А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата, 1975. 240 с.
6. *Абдулкабирова М. А., Матвиенко В. Н.* Осадочные отложения докембрия Кокчетавского массива //Литоология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата, 1981. С. 34—35.
7. *Акиянова Ф. Ж., Нурмамбетов Э. И., Чупина Л. Н.* К стратиграфии и палеогеографии отложений, вмещающих ясновского слона //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 48—54.
8. *Александрова А. П.* Литолого-палинологическое исследование отложений палеогена левобережья р. Томи //Материалы по палинологии Западной Сибири: Докл. к III Международной палинологической конференции. Новосибирск, 1971. С. 75—87.
9. *Антонюк Р. М.* Вулканогенно-кремнистые формации позднего протерозоя и кембрия востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1974. 18 с.
10. *Антонюк Р. М.* Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана //Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 67—73.
11. *Антылко Б. Е.* Геологическое строение и мезозойская история Омско-Павлодарского Прииртышья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1962. 25 с.
12. *Аполлонов М. К.* О формационных рядах каледонид Восточного Казахстана //Тр. ИГН АН КазССР. 1971. Т. 2. С. 33—42.
13. *Аполлонов М. К., Ергалиев Г. Х.* О стратиграфическом положении еркебиданкской свиты Восточно-Казахстанского прогиба //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1961. Вып. 1. С. 18—25.
14. *Аполлонов М. К., Никитин И. Ф., Цай Д. Т.* Ордовикские отложения южной части Селетинского синклиниория //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1963. Вып. 1. С. 36—53.
15. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971. 330 с.
16. *Бабичев Е. А., Богоявленская И. А., Булыго Л. В.* и др. О природе границ Кокчетавского докембрийского массива: (Центральный Казахстан) //Вестник МГУ. Сер. IV. Геология. 1969. № 1. С. 76—91.
17. *Бабичев Е. А., Булыго Л. В., Борисёнок В. И.* и др. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной части Степнякского синклиниория //Вестник МГУ. Сер. геол. 1973. № 4. С. 46—57.
18. *Бабичев Е. А., Дмитриевский Ю. В., Минервин О. В.* Нижнеордовикские отложения юго-восточной части Калмыккольского синклиниория //Вестник МГУ. Сер. геол. 1972. № 3. С. 28—36.

19. *Бандалетов С. М.* Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969. 155 с.
20. *Беспалов В. Ф.* Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, 1971. 361 с.
21. *Бляхова С. М., Кальменова А. Х., Пономаренко Э. К.* Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования // Вопросы геологии коры выветривания. Алма-Ата. 1971. Вып. 2. С. 93—106.
22. *Бойцова Е. П.* Миоспоры и стратиграфия палеогеновых отложений восточной части Западного Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1972. 35 с.
23. *Боровиков Л. И., Малов В. Д., Путьшев Н. А.* и др. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Казахстана и проблемы, связанные с ее изучением // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 24—34.
24. *Борукаев Р. А.* Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана: (Сары-Арка) М., 1955. 407 с.
25. *Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф.* История развития геосинклиналей Восточного Казахстана в рифее и нижнем палеозое // Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., 1967. С. 20—33.
26. *Броневой В. А., Жилин С. Г., Кирюхин А. Г.* и др. Аральская свита и проблемы границы между палеогеном и неогеном в Западном Казахстане // Сов. геол. 1967. № 3. С. 23—33.
27. *Бувалкин А. К.* Литология и условия накопления юрских отложений Койтасского угольного месторождения // Тр. ИГН АН КазССР. 1969. Т. 27. С. 144—158.
28. *Бувалкин А. К.* Палеогеография позднего триаса на площади Карашиликского угольного месторождения Тургайского прогиба // Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата. 1977. С. 66—75.
29. *Бувалкин А. К.* Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1978. 160 с.
30. *Бувалкин А. К., Котова Л. И.* Стратиграфия нижнемезозойских отложений Койтасского угольного месторождения и ее палинологическое обоснование // Тр. КазИМСа. 1971. Вып. 2. С. 9—13.
31. *Булыго Л. В.* Нижний палеозой восточной части Северного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1981. 24 с.
32. *Булыго Л. В., Глухенький В. Я., Евсеенко Н. И.* и др. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений северо-востока Центрального Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. С. 160—165.
33. *Булыго Л. В., Ившин Н. К.* Кембрийская система: Селетинский синклиниорий и Ешкиольмесский антиклиниорий // Геология СССР. М., 1972. Т. 20. Кн. 1. С. 100—104.
34. *Булыго Л. В., Ившин Н. К., Конева С. П.* О выделении мoberгеловых слоев в Селетинском синклиниории // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 48—50.
35. *Булдина М. В.* Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба // Тр. КазИМСа. 1961. Вып. 6. С. 28—46.
36. *Булдина М. В.* Юрская система // Геология СССР. М., 1971. Т. 34. С. 197—238.
37. *Быкова М. С.* Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона — нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата. 1960. 194 с.
38. *Быкова М. С.* и др. Карбон Казахстана. Алма-Ата, 1975. 164 с.
39. *Вангенгейм В. А., Зажигин В. С.* Фауна млекопитающих Южной Сибири и неоген-четвертичная граница // Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичным периодом». М., 1972. Т. 2. С. 263—277.
40. *Вангенгейм В. А., Зажигин В. С.* К вопросу о возрасте тобольской свиты Западной Сибири: (по млекопитающим) // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Новосибирск. 1975. С. 56—61.
41. *Вишневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И.* Петрография Центрального Казахстана. М., 1967. С. 314.
42. *Войцель З. А., Иванова Е. А., Клишко С. А.* Палинологическая характеристика отложений берриаса (?), валанжина и готерив-баррема Обь-Иртышского междуречья // Материалы по палеопалинологии Западной Сибири. Новосибирск, 1971. С. 26—33.
43. *Волков И. А.* Позднечетвертичная субаэральная формация. М., 1971. 251 с.
44. *Волкова В. С., Кулькова И. А.* Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения и корреляция континентальных палеогеновых и неогеновых отложений юга Западной Сибири и Северного Казахстана // Палеопалинология Сибири. М., 1980. С. 65—72.
45. *Волкова В. С., Кулькова И. А.* Изменение состава палинофлоры Сибири в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1984. С. 54—63.
46. *Волкова В. С., Левина Т. П.* Растительность голоцена Западной Сибири по па-

линологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 186—191.

47. *Гвоздик Н. И.* Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Атасу-Моинтинского водораздела // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М., 1980. Т. 19. Кн. 1, С. 41—55.

48. *Генералов П. П., Астахов А. П., Дрожжиц Н. Б.* Неоген северной части Тобол-Ишимского междуречья // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, 1978. С. 116—127.

49. *Гончаренко В. Е.* О находке граптолитов в районе Кокчетавских гор // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 56—57.

50. *Гончаренко В. Е.* Платформенные формации рифея Кокчетавского массива // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 43—46.

51. *Гончаренко В. Е.* Геологическое развитие и металлогения Кокчетавской глыбы в позднем рифее и палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1983. 23 с.

52. *Горбунов М. Г., Васильев И. Г.* О стратиграфическом положении третичной флоры на р. Абросимовка у г. Тара на Иртыше // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 126—134.

53. *Двойченко Н. К.* Древние толщи в пределах Ерментау-Ниязского антиклинория // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 118—120.

54. *Двойченко Н. К.* Геология рифея и нижнего палеозоя района Ерментау-Ниязских гор: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1977. 26 с.

55. *Долгополов В. Ф.* Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Павлодарского Прииртышья и их геохимические особенности // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, 1975. Вып. 3. С. 91—120.

56. *Долгополов В. Ф.* Стратиграфия и литология меловых и палеогеновых отложений Павлодарского Прииртышья в связи с оценкой перспектив их бокситоносности // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, 1977. Вып. 5. С. 26—48.

57. *Долгополов В. Ф., Гребенщиков В. С., Кузнецов В. Н.* и др. Меловые бокситы Павлодарского Прииртышья // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, 1976. Вып. 4. С. 27—42.

58. *Ефимов И. А.* Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1972. 54 с.

59. *Жуков М. А., Копяткевич Р. А.* Морские фаменские отложения в Кокчетавской области // Вестник АН КазССР. 1960. № 1. С. 85—88.

60. *Жегалло В. И.* Гиппарiony Центральной Азии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975. 24 с.

61. *Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А.* и др. Реперные значения радиогенного возраста докембрия Центрального Казахстана // Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Алма-Ата, 1977. Ч. 2. С. 38—42.

62. *Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И.* и др. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 5—11.

63. *Зальцман И. Г.* Стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений южных районов Западно-Сибирской равнины // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, 1978. С. 33—40.

64. *Зинова Р. А.* Эоплейстоцен севера Центрального Казахстана и нижняя граница антропогена: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1972. 26 с.

65. *Зинова Р. А.* Плиоцен севера Центрального Казахстана // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск, 1980. С. 52—61.

66. *Зыкин В. С.* Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 1979. 120 с.

67. *Зыков С. И., Спунгинова Н. И., Филатова Л. И.* и др. Свинцово-урано-ториевое датирование докембрийских метаморфических пород Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 20—37.

68. *Иванов К. П.* Триасовая трапповая формация Урала. М., 1974. 174 с.

69. *Иванова Е. Ф.* К стратиграфии мезозоя во впадинах южного обрамления Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1961. № 9. С. 114—117.

70. *Ившин Н. К.* Верхнекембрийские трилобиты Казахстана: Селетинский горизонт куяндинского яруса Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1962. 412 с.

71. *Ившин Н. К.* Кембрий Казахстана: (состоянии стратиграфического и фаунистического расчленения и задачи дальнейших исследований) // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 105—111.

72. *Ившин Н. К.* Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1978. 127 с.

73. *Казьмина Т. А.* Стратиграфия и остракоды верхнего плиоцена и нижнечетвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1970. 21 с.
74. *Кальменова А. Х.* Эоценовая флора Павлодарского Прииртышья по данным палинологии: Мат-лы конф. молодых ученых. Алма-Ата, 1967. С. 57—58.
75. *Кальменова А. Х.* Эоценовые спорово-пыльцевые комплексы Казахского Прииртышья // Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1970. С. 195—198.
76. *Кассин Н. Г.* Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947. 257 с.
77. *Киселев Л. И.* Комплекс мезозой-кайнозойских кор выветривания // Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улугтау. Алма-Ата, 1984. С. 119—125.
78. *Киселев В. В., Королев В. Г.* Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, 1981. 183 с.
79. *Кожамкулова Б. С., Нурмамбетов Э. И.* Черты палеогеографии плейстоцена и голоцена Северо-Восточного Казахстана // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. М., 1978. № 48. С. 31—38.
80. *Копытова Э. А., Уманская Е. Я., Палтова Н. М.* и др. Стратиграфия юрских — меловых и третичных отложений южной части Иртышской синеклизы // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М., 1960. Вып. 1. С. 3—65.
81. *Копятевич Р. А., Фрид Н. М., Шлыгин Е. Д.* и др. Ордовик Восточно-Кокчетавского прогиба // Тематический сборник статей аспирантов МВ и ССО КазССР. Алма-Ата, 1967. Вып. 3. С. 3—17.
82. *Копятевич Р. А., Цай Д. Т.* О возрасте вулканогенно-яшмовой толщи Степнякского мегасинклиория // Инф. сб. н.-ис. работ ИГН АН КазССР, 1974. С. 116—117.
83. *Корнилова В. С.* Очерк истории флоры и растительности Казахстана: Растительный покров Казахстана. Алма-Ата, 1966. Т. 1. С. 37—190.
84. *Королев В. Г.* и др. Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Казахстана // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л., 1979. С. 175—186.
85. *Королева М. Н.* Ордовикские отложения Пристепнякского района Северного Казахстана // Сов. геол. 1959. № 9. С. 136—141.
86. *Лавров В. В.* Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, 1959. 230 с.
87. *Лавров В. В.* Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография великого озерного этапа на равнинах и в межгорных впадинах Зауралья // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л., 1979. С. 5—33.
88. *Лавров В. В., Мадерни У. Н.* Аральский межрегиональный стратиграфический горизонт неогеновой системы Казахстана и Сибири // Сов. геол. 1972. № 12. С. 128—132.
89. *Левина А. П., Лейциг Н. В., Пономаренко З. К.* Континентальные бокситоносные и прибрежно-морские меловые отложения западного склона Тургайского прогиба // Прогнозирование месторождений бокситов. М., 1984. С. 138—151.
90. *Литвинович Н. В., Мартынова М. В.* и др. Проблемы стратиграфии верхнедевонских и каменноугольных отложений Центрального Казахстана // Проблемы геологии Центрального Казахстана: (Мат-лы по геологии Центрального Казахстана). М., 1980. Т. 19. С. 85—105.
91. *Литвинович Н. В.* и др. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. М., 1974. 184 с.
92. *Мадерни У. Н.* Кайнозойские пресноводные моллюски континентальных отложений Северо-Западного Казахстана и юга Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1968. 19 с.
93. *Макулбеков Н. М.* Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата, 1972. 178 с.
94. *Маркова Л. Г.* История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности: (по данным палинологии). М., 1981. 99 с.
95. *Мартынов В. А.* Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 9—22.
96. *Мартынов В. А.* Изученность стратиграфии неогена Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, 1978. С. 22—32.
97. *Мартынова М. В.* Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса западной части Центрального Казахстана. М., 1961. 184 с.
98. *Меркулова К. А.* О границе палеогена и неогена в Западной Сибири: (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным: Докл. к III Междунар. палинол. конф. Новосибирск, 1971. С. 51—59.
99. *Минервин О. В., Бабичев Е. А., Тенякова Р. Г.* Краткий очерк стратиграфии

ордовика северо-западной части Центрального Казахстана //Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 191—206.

100. *Минервин О. В., Бабицев Е. А., Розен О. М.* Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления //Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., 1971. Т. 10. С. 219—224.

101. *Минервин О. В., Штельмах С. К.* К вопросу о стратиграфии и зональном расчленении ордовикских отложений южного обрамления Кокчетавского массива //Там же. С. 226—248.

102. *Наумов А. И.* Особенности геологического строения Алексеевского месторождения каолинов //Каолины. М., 1974. С. 50—58.

103. *Нестерова Е. В.* Спорово-пыльцевые комплексы чеганской свиты северной части Кокчетавской области //Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1970. С. 189—194.

104. *Нестерова Е. В.* Спорово-пыльцевые комплексы сенонских отложений некоторых районов Казахстана //Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971. Вып. 2. С. 75—82.

105. *Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. Алма-Ата, 1972. Ч. 1. 242 с.

106. *Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. Алма-Ата, 1972. Ч. 2. 233 с.

107. *Никифорова К. В.* О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. М., 1956. Вып. 2. С. 317—320.

108. *Новикова М. З., Герасимова Н. А., Борисёнок В. И.* и др. Новые данные по стратиграфии нижнегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкельмесского и Ерментау-Ниязского антиклинория //Проблемы геологии Центрального Казахстана. М., 1980. С. 85—102.

109. *Новикова М. З., Рязанцев А. В., Дубинина С. В.* О возрасте акдымской серии Ерментау-Ниязского антиклинория: (Центральный Казахстан) //Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 453—455.

110. *Нурмамбетов Э. И.* О возрасте и условиях образования коры выветривания в Северном Казахстане //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 34—47.

111. *Панова Л. А.* Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности: (южная и центральная части) //Палинологический метод в стратиграфии. Л., 1968. С. 206—219.

112. *Панова Л. А.* Олигоцен Западно-Сибирской низменности //Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., 1971. С. 40—50.

113. *Полуаршинов Г. П., Голованов А. С.* К вопросу о возрасте кремнисто-яшмовых отложений южного обрамления Кокчетавского антиклинория //Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1968. Т. 43(3). С. 61—72.

114. *Пономаренко З. К., Кальменова А. Х., Нестерова Е. В.* О возрасте красноцветных отложений Прииртышского района //Вопросы геологии коры выветривания. Алма-Ата, 1971. Вып. 2. С. 39—43.

115. *Пономаренко З. К., Байбулатова Р. Б., Терехова Е. К.* и др. Корреляция меловых и нижнепалеогеновых отложений Казахстана по данным палинологии //Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971. Вып. (4)29. С. 116—130.

116. *Разумова В. Н.* Кора выветривания северо-западной части Казахстанского нагорья //Кора выветривания. М., 1956. Вып. 2. С. 272—298.

117. *Розен О. М.* К вопросу о кошкарбайской свите Кокчетавского массива //Вестник АН КазССР. 1960. № 9 (186). С. 62—67.

118. *Розен О. М.* Стратиграфия и особенности магматизма раннего докембрия Кокчетавского массива //Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1968. С. 90—98.

119. *Розен О. М.* Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива //Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., 1971. С. 75—84.

120. *Розен О. М.* Докембрий Кокчетавского массива и некоторые вопросы по корреляции //Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 44—49.

121. *Розен О. М., Серых В. И., Борщевский Ю. А.* и др. О соотношении данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива //Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966. С. 225—236.

122. *Розен О. М., Созинов Н. А., Журавлева З. А.* Новые данные о стратиграфии верхнего докембрия Кокчетавского массива //Докл. АН СССР. 1971. Т. 197, № 5. С. 1144—1146.

123. *Романовская Г. М.* Тургайский прогиб //Триасовая система. М., 1973. С. 173—178.

124. *Сваричевская З. А., Тэн М. С.* История среднеплиоцен-четвертичного осадко-

накопления в Павлодарском Прииртышье // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 32—38.

125. *Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана*. Алма-Ата, 1983. С. 110—112.

126. *Стреляева Т. Н.* К вопросу о возрасте чеганского горизонта южных районов Павлодарского Прииртышья // Среда и жизнь на рубеже эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1984. С. 100—102.

127. *Терещенко Р. А.* Палинологическая характеристика плиоценовых и среднеплейстоценовых отложений севера Центрального Казахстана // Палинология Сибири. Новосибирск, 1975. С. 73—81.

128. *Трусова И. Ф.* Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива // Сов. геол. 1956. № 51. С. 45—74.

129. *Трусова И. Ф.* Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана // Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1960. Т. 1. С. 48—54.

130. *Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Розен О. М.* и др. О гренвилльской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия. 1970. № 1. С. 112—116.

131. *Файзуллин В. А.* Об особенностях распространения каолиновой коры выветривания на Кокчетавской глыбе // Каолины. М., 1974. С. 47—60.

132. *Филатова Л. И.* Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М., 1983. 160 с.

133. *Харламов М. Г., Липман Р. Х., Зыкова Н. С.* Новые данные к палеонтологической характеристике шарыкской и андреевской свит: (Северный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. № 1. С. 182—184.

134. *Хромых Б. Ф., Хромых Л. С.* Темирастауский комплекс параллельных даек Бозшакольского антиклинория // Проблемы петрологии Казахстана: Тез. III Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, 1984. С. 120—122.

135. *Цай Д. Т.* Граптолиты раннего ордовика Казахстана. М., 1974. 127 с.

136. *Четвериков А. П.* Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М., 1960. 99 с.

137. *Шанцер Е. В., Микулина Т. М.* Геоморфология и антропогенные отложения северо-западной части Казахского щита // Кайнозой центральной части Казахского щита. М., 1967. С. 7—176.

138. *Шлыгин Е. Д.* Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана // Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1960. Т. 1. С. 64—74.

139. *Шлыгин Е. Д.* О докембрии Кокчетавского района и о термине «кокчетавская глыба» // Вестник АН КазССР. 1962. № 8. С. 99—102.

140. *Шлыгин Е. Д.* Рифей Кокчетавского и Башкирского консолидированных массивов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 7—15.

141. *Шлыгин Е. Д.* Шарыкская свита верхнего рифея и проблемы черносланцевых толщ в Северном Казахстане // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 3. С. 1—8.

О Г Л А В Л Е Н И Е

От редколлегии	5
Предисловие	9
ДОКЕМБРИЙ. <i>А. А. Абдулин, М. А. Абдулкабирова, М. А. Касымов, Р. Р. Хайбуллин</i>	11
Архей — нижний протерозой. <i>А. А. Абдулин, М. А. Касымов, Р. Р. Хайбуллин, Н. С. Ярославцева</i>	17
РИФЕЙ	24
Нижний рифей. <i>М. А. Абдулкабирова</i>	25
Средний рифей. <i>М. А. Абдулкабирова, В. Е. Гончаренко</i>	30
Верхний рифей. <i>М. А. Абдулкабирова, В. Е. Гончаренко, В. Н. Матвиенко</i>	40
ВЕНД. <i>М. А. Абдулкабирова</i>	43
ВЕНД — КЕМБРИЙ. <i>Л. В. Булыго</i>	46
ПАЛЕОЗОИ	48
Кембрийская система. <i>Л. В. Булыго, Н. К. Ившин</i>	48
Нижний отдел	48
Нижний — средний отделы	57
Средний отдел	62
Верхний отдел	63
Кембрийская система — ордовикская система, нижний отдел. <i>Л. В. Булыго</i>	70
Ордовикская система. <i>Л. В. Булыго</i>	77
Нижний — средний отделы	77
Средний отдел	85
Верхний отдел	99
Силурийская система. <i>Л. В. Булыго, А. Н. Нурлыбаев</i>	104
Девонская система. <i>Л. Г. Никитина, А. Н. Нурлыбаев</i>	106
Нижний отдел	106
Нижний — средний отделы	107
СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ	109
Верхний отдел. <i>В. И. Власов</i>	110
Каменноугольная система. <i>В. И. Власов</i>	111
Нижний отдел	111
Средний и верхний отделы	117
Пермская система. <i>В. И. Власов, Б. К. Куласова</i>	120
Нижний отдел	121
Нижний — верхний отделы	122
Верхний отдел	123
МЕЗОЗОИ	124
Триасовая система. <i>А. К. Бувалкин, Л. И. Котова</i>	124
Юрская система. <i>А. К. Бувалкин, Л. И. Котова</i>	128
Меловая система. <i>А. Х. Кальменова</i>	137

Нижний отдел	137
Нижний — верхний отделы	141
Верхний отдел	142
КАЙНОЗОИ	148
Палеогеновая система. <i>А. Х. Кальменова</i>	148
Палеоцен	148
Эоцен	149
Олигоцен	151
Неогеновая система. <i>Э. И. Нурмамбетов, Ф. Ж. Акиянова, Л. Н. Чупина</i>	153
Нижний миоцен	153
Нижний — средний миоцен	155
Средний — верхний миоцен	156
Нижний — средний плиоцен	157
Верхний плиоцен	159
Верхний плиоцен — нижний плейстоцен	166
Четвертичная система	168
Нижне-среднечетвертичные отложения	168
Среднечетвертичные отложения	171
Средне-верхнечетвертичные отложения	173
Верхнечетвертичные отложения	179
Голоценовые отложения	187
МЕЗОЗОИ-КАЙНОЗОЙСКИЕ ҚОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ. В. Ф. Долгополов,	
<i>О. Е. Скопина</i>	194
Нижнемеловые коры выветривания	198
Верхнемеловые — палеогеновые коры выветривания	207
Заклучение	212
Литература	215

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: (стратиграфия)

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР*

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук И. Ф. Никитин,
кандидат геолого-минералогических наук В. А. Кошкин

Зав. редакцией *Н. А. Менжулина*
Редактор *Р. К. Даниленко*
Художественный редактор *Н. Ф. Чурсин*
Оформление художника *П. Л. Дуброва*
Технический редактор *В. К. Горячкина*
Корректор *А. Н. Утебаева*

ИБ № 2402

Сдано в набор 11.11.86. Подписано в печать 20.03.87. УГ15104.
Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 19,37. Усл. кр.-отт. 19,37. Уч.-изд. л. 20,96 (3 вклейки). Тираж 1000.
Заказ 233. Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР
480100. Алма-Ата, Пушкина, 111/113.
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021. Алма-Ата, Шевченко, 28.