

В. В. ЛАВРОВ

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН  
ЗАУРАЛЬСКИХ РАВНИН  
И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ  
ЭКВИВАЛЕНТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
*Институт геологических наук*

В. В. ЛАВРОВ

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН  
ЗАУРАЛЬСКИХ РАВНИН  
И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ  
ЭКВИВАЛЕНТЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
*Алма-Ата — 1957*

*Ответственный редактор  
кандидат геолого-минералогических наук  
М. С. Бывова*

## ВВЕДЕНИЕ

На геологической карте Союза в цветной мозаичной раме древних формаций Урала, Казахского и Среднесибирского нагорий лежат однообразно желтые великие Арало-Тургайская и Западно-Сибирская низменности. Их очертания близки контурам палеогенового моря, которое некогда отделяло сложный архипелаг Праевропы от материка Праазии.

Около 30 миллионов лет тому назад море отступило, и в конце палеогена и неогене на вновь созданной суше формировалась толща озерных и речных осадков.

Зауральские платформенные равнины от среднего олигоцена до наших дней жили сложной континентальной жизнью. В ходе геологического времени менялись климаты и ландшафты, а вместе с тем и населявшие их растительные и животные сообщества. Палеогеновые леса и заболоченные долины сменились с неогена сухими лесостепями и степями. Химеричных носорогообразных гигантов — индрикотерия и пристинотерия — заместили бесчисленные стада антилоп и гиппарионов.

В конце неогена и в четвертичное время по периферии равнин происходят поднятия и горообразовательные процессы. Север Сибири охватывают материковые оледенения. Однако все эти революционные акты слабо отразились на низменных равнинах Тургая и юга Западной Сибири вне ледниковой зоны. Они не привели здесь к смыву и уничтожению ранее отложенных молодых толщ, как это произошло в смежных регионах Азии в орогенный неогеново-четвертичный этап ее геологического развития. Геологические документы морского и континентального отрезков третичной эпохи — осадки, отпечатки растений, раковины и кости животных — отложились здесь последовательно и сохранились достаточно полно. Так создался богатейший материал для расшифровки новой истории Зауральских равнин и окружающих их поднятий.

Платформенный характер равнин позволяет также изучить влияние климата на осадконакопление для каждого этапа истории. Огромная их протяженность открывает возможность проследить климатическую и природную зональность прошлого и взаимоотношения древних ботанических и зоологических провинций.

Все это вместе взятое делает третичные рыхлые толщи равнин Сибири и Казахстана широким полем для историко-геологических и палеонтологических исследований.

В такой же, если не в большей, степени интересны недра равнин Ка-

захстана и Западной Сибири в практическом отношении. Начиная с Отечественной войны 1941—1945 гг. здесь произведен ряд открытий, благодаря которым эти территории станут важным горнопромышленным районом страны. Сначала была установлена промышленная бокситоносность и угленосность рыхлых молодых толщ Северного Тургай — крупнейшие в Казахстане Амангельдинские бокситовые месторождения и Убаганский буроугольный бассейн. Затем в породах фундамента (Сарбай, Соколовка) были выявлены огромные запасы магнетито-марититовых железных руд, а в верхнем мелу вскрыт и разведан Аятский железорудный бассейн.

В самые последние годы произведена радикальная переоценка и третичных отложений Зауралья, которые еще недавно считались бесперспективными в геолого-экономическом отношении. Некоторые геологи-уральцы несправедливо именовали их «желтой рубашкой», лишь закрывающей от разведчиков продуктивный мезозой.

Разведаны и вошли в эксплуатацию марганцевые месторождения палеоцена в Полуночно-Марсятской полосе восточного склона Урала. В континентальном олигоцене Северного Приаралья геологом П. П. Сударевым открыто крупное Кокбулакское месторождение оолитовых железняков. Распространение угленосных и железорудных фаций было прослежено через весь Тургай на 700 км к северу от Арала; здесь обнаружилось гигантское Тисаковское месторождение оолитовых железных руд континентально-долинного типа, залегающих у дневной поверхности. На юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности, в Прииртышье, вскоре стали известны на большой площади рудопроявления также в континентальном олигоцене, причем железорудный пласт прослежен здесь автором более чем на 30 км (Лоциновское месторождение). В эти же годы подтвердилась положительная промышленная оценка третичных углей и пиритов Тургай; здесь же литолого-стратиграфическими исследованиями ИГН АН КазССР намечена ильменитовая осадочно-петрографическая провинция и установлено широкое развитие третичных циркониево-титановых россыпей. Наконец, в Омской, Павлодарской и Северо-Казахстанской областях, т. е. на территории освоения целинных земель, наиболее важным и доступным водоносным горизонтом являются третичные пески. Следовательно, и третичные отложения обширных Зауральских равнин оказались в практическом отношении не менее важными, чем мезозойские.

Третичная история платформенных равнин Казахстанско-Сибирского Зауралья четко разделяется на два этапа — морской и континентальный.

Первый этап охватывает большую часть палеогена. В это время Арало-Тургайскую и Западно-Сибирскую низменности занимал морской бассейн, берега которого составляли невысокие континентальные массивы — Уральский, Центрально-Казахстанский и Среднесибирский. Южная — туранская — часть бассейна окаймлялась Иранской сушей, берега которой намечаются в районе современного Копетдага и Бадхыза.

Морской бассейн был сравнительно устойчивым и существовал в течение палеоцена, эоцена и, видимо, в начале олигоцена. Ему соответствует морская третичная серия, непрерывно распространенная на равнинах эпигерцинской Зауральской платформы от крайнего юга до крайнего севера. На массивах суши Центрального Казахстана, Урала и Средней Сибири отлагаются континентальные толщи. До настоящего времени они сохранились лишь в виде отдельных фрагментов, имеющих, однако, большое практическое значение благодаря своей бокситоносности.

Второй этап, отвечающий концу палеогена и всему неогену, — это время континентального существования равнин Зауралья. Море быстро

отходит в Крымско-Кавказскую геосинклинальную область. В Зауралье формируется континентальная третичная серия. Она, подобно морской серии, повсеместно распространена в Арало-Тургайской и Западно-Сибирской низменностях, покрывая их с поверхности сплошным плащом, местами размытым.

Последовательное (от юга до севера) сопоставление разрезов третичных толщ платформенного Зауралья приводит к убеждению в их принципиальной однотипности. В итоге в третичных отложениях выделяется ряд стратиграфических горизонтов; они прослеживаются на многие сотни километров по платформе, в ее казахстанской и сибирской частях. Намечается обширная Арало-Енисейская провинция платформенно-

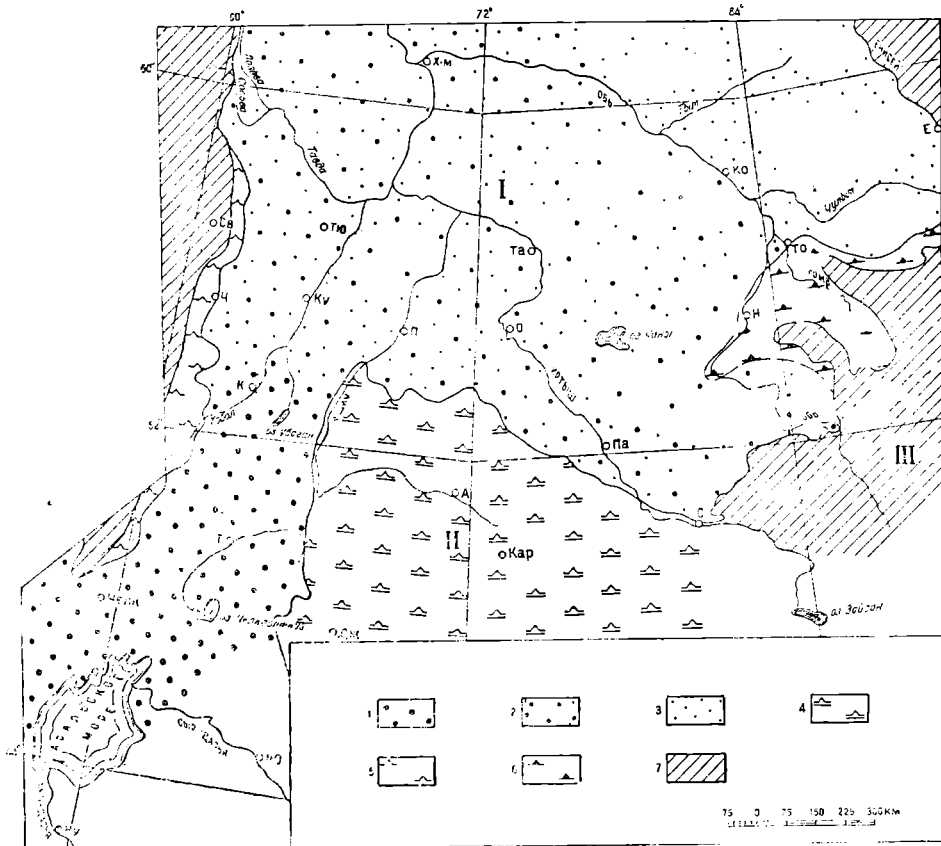


Рис. 1. Обзорная схема Зауралья. I. Аккумулятивные равнины со сплошным развитием рыхлых третичных толщ. 1. Арало-Тургайская депрессия. 2. Западно-Сибирская низменность (Иртышская впадина). 3. Чулымо-Енисейская впадина. II. Денудационные равнины и педмнты, сложенные дислоцированными породами допалеозоя и палеозоя, с развитой по ним нижнемезозойской каолиновой корой выветривания. Третичные толщи распространены широко, залегают отдельными фрагментами. 4. Казахское нагорье. 5. Зауральский педмонт. 6. Салаирско-Кузнецкий педмонт. III. Горные страны и приподнятые плоскогорья, обрамляющие равнины Зауралья. 7. Территории интенсивных плиоценово-четвертичных поднятий. Третичные толщи сохранились лишь в единичных, наиболее глубоких депрессиях.

Х — М — Ханты-Мансийск; Св — Свердловск; Тю — Тюмень; Ф — Челябинск; К — Кустанай; П — Петропавловск; О — Омск; Па — Павлодар; С — Семейпалатинск; Н — Новосибирск; То — Томск; Ко — Колпашево; Е — Енисейск, А — Акмолинск; Кар — Караганда; Дж — Дзержинск; Т — Тургай; Чел — Челябинск; К-О — Кзыл-Орда; Ну — Нукус; К — Каргалы; Та — Тара; Ку — Курган.

го третичного осадконакопления, охватывающая ряд геологических регионов: Арало-Тургайскую и Западно-Сибирскую низменности, Казахское нагорье и Чулымо-Енисейскую впадину (рис. 1). Это открывает возможность объединения местных схем строения третичных толщ указанных регионов в единую стратиграфическую схему межрегионального (провинциального) значения. Тогда основные стратиграфические единицы свиты, выделенные в разное время для разных регионов, приобретают в пределах равнинного Зауралья значение ярусов, подобных известным третичным ярусам Украины.

Параллелизация отдельных частей разреза и литогенетическая характеристика континентальной третичной серии Казахстана и Западной Сибири в общих чертах уже известны геологам по печатным статьям автора (В. В. Лавров, 1951, 1952а, 1953, 1954, 1955, 1955а), Е. Д. Заклинской (1953а) и К. В. Никифоровой (1953). Что же касается межрегионального сопоставления разрезов морского палеогена, то этот вопрос оставался до самого последнего времени не освещенным в литературе.

В настоящей работе дается краткое сводное описание морского палеогена по регионам и выделяются определенные литогенетические единицы — осадочные формации, которые прослеживаются по всей провинции осадконакопления в морских и континентальных фациальных комплексах.

По литологическим и палеонтологическим данным устанавливаются характерные черты палеогеографии. По палеогеографическим признакам намечаются естественно обособленные хронологические этапы развития эпигерцинской Зауральской платформы в палеогене. Стратиграфически им будут отвечать межрегиональные (провинциальные) ярусы: лялинский — палеоценовый, саксаульский — эоценовый и чеганский — нижнеолигоценый.

Главная часть приводимого ниже материала относится к районам, по которым имеются наиболее полные сведения о третичных толщах: к Тургайской впадине с Северным Приаральем, Казахскому нагорью и южной части Западно-Сибирской низменности. Региональные закономерности строения и состава третичных толщ выражены здесь настолько отчетливо, что они могут быть перенесены и на прилегающие геологически однородные участки, развивавшиеся однозначно. Имеющийся фактический материал, вместе с теоретическими соображениями, подкрепляет справедливость такого распространения закономерностей палеогенового осадконакопления на значительную территорию эпигерцинской платформы Зауралья.

---

## НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

При обзоре тектоники и сопоставлении геологической истории впадин, Иртышской и Тургайской, на первое место обычно выдвигались элементы различия между ними (Н. С. Шатский, 1951; Б. А. Петрушевский, 1951а): разные глубины погружения фундамента, отличия его структурного плана и состава, некоторая разновременность оформления этих депрессий в теле эпигерцинской Зауральской платформы.

Односторонне поданный тезис о тектоническом различии этих смежных впадин логически повлек за собою и представления о резкой разнице и несопоставимости строения и состава выполняющих эти впадины мезо-кайнозойских толщ. Н. С. Шатский поэтому считает, что «Иртышская синеклиза является... не только более обширной, но и более прогнутой структурой и сильно отличается по истории развития от Тургайского прогиба» (1951, стр. 241; подчеркнуто нами. — В. Л.). Последнее положение, полученное в значительной мере дедуктивным путем, было безоговорочно принято некоторыми другими исследователями в применении ко всем стратиграфическим этапам мезо-кайнозоя впадин.

Отсюда, надо полагать, и берет теоретическое подкрепление скептицизм в отношении попыток наметить единую стратиграфию третичных толщ для равнин Зауралья. По поводу схемы (В. В. Лавров, 1951), впервые сопоставляющей разрезы Приаралья и Тургая с разрезами Прииртышья и Западной Сибири, А. Л. Яншин (1953, стр. 598) пишет: «Для такой решительности я не нахожу достаточных оснований и считаю, что экстраполировать тургайскую схему стратиграфии третичных отложений на всю территорию Западно-Сибирской низменности при современном состоянии наших знаний еще рискованно. Эта низменность жила иной тектонической жизнью, чем Арало-Тургайская, а потому и характер разреза, и геоморфологические соотношения свит, и состав их пород здесь могут быть несколько иными».

Таким образом, названные исследователи, исходя в первую очередь из широких тектонических построений, видели в геологической истории Тургайской и Иртышской впадин главным образом черты различия, которые бесспорно имеются. Автор же на основании анализа и сопоставления конкретных литолого-стратиграфических данных по обоим регионам искал и нашел черты сходства в типах осадконакопления и в геологической истории этих смежных регионов.

Сходство проявилось, во-первых, в общности этапов третичного осадконакопления обоих районов; во-вторых, в однозначной смене по разрезу геологических формаций, отложенных в эти этапы; в-третьих, в близости и однотипности третичных флор и фаун Западной Сибири и Казахстана. Отсюда становится реальной идея единой стратиграфической схемы для третичных толщ равнинного Зауралья.

Для убедительного суждения о степени сопоставимости разрезов и истории мезо-кайнозой на Арало-Тургайских равнинах и в Западной Сибири необходимо рассмотреть главный фактический материал. За последнее десятилетие его накопилось по обоим регионам вполне достаточно, однако он разрознен и нуждается в обобщении и приведении к «одному знаменателю».

### Черты внешнего сходства равнин Зауралья

На тысячи километров раскинулись за Уралом и Мугоджарами низменные равнины — Западно-Сибирская и Арало-Тургайская. На них протянулось несколько природных зон, расположенных на этих гладких равнинах в удивительно стройном порядке, не нарушаемом никакими инверсиями. Выжженные летним зноем мрачные пустыни Приаралья постепенно сменяются тургайскими и приишимскими типчачковыми степями, а последние — идиллической березовой шадринской лесостепью и темной тайгой Тобольского севера.

Несмотря на климатическую и ландшафтную разницу севера и юга Зауральских равнин, в их внешнем облике имеются принципиально сходные особенности, обусловленные общностью недавней геологической истории. Эти общие черты ясно проступают сквозь вторичные наложения местных различий. Сходные особенности внешнего облика платформенных Зауральских равнин наиболее отчетливо сохранились вне зоны материкового оледенения, на юге Западной Сибири и в Тургае, то есть в той самой области, которая и рассматривается нами.

1. Повсюду на равнинах, от Устюрта до Обского севера и от Челябинска до Новосибирска, встречаются только молодые рыхлые осадочные образования. Породы древних групп (палеозойские и допалеозойские) выступают из-под кайнозойского покрова лишь в единичных местах у окраин равнин; обычно они залегают на большой глубине.

2. Речная сеть (внеледниковой зоны!) очень редка и слабо связана с междуречьями, которые, как правило, гидрографически изолированы от речных долин.

3. Междуречные пространства равнин обычно совершенно не расчленены овражно-балочной сетью. Озерные котловины, как мелкие, так и самые крупные и глубокие, всегда бессточны.

4. Мезорельеф вне современных речных долин представлен сочетанием форм, характерных для аллювиальных равнин (иногда расположенных низкими ярусами) и плоских эрозионных останцев — турткулей, замаскированных на севере делювиальными процессами.

Эти черты рельефа типичны для Арало-Тургайской и Западно-Сибирской низменностей, занимающих большую часть эпигерцинской платформы Зауралья. Они, с одной стороны, резко отличают ее от соседней, более древней Русской платформы, а с другой — заставляют предполагать общность истории этих крупных структурных единиц — Тургайской и Иртышской впадин Зауральской платформы.

Уже по этим первым внешним признакам видно, что здесь мы имеем дело с регионами длительного опускания и преобладания аккумуляции, когда рельеф, выработанный на одном этапе развития, полностью

захороняется под отложениями следующего этапа. Поэтому элементы современного мезорельефа Тургая и Западно-Сибирской низменности следует считать очень молодыми сравнительно с рельефом окружающих их поднятий. Они возникли в результате серии равномерных восходящих движений малой амплитуды. Эти движения были настолько недавними, что эрозияльная сеть в условиях низменной равнины после каждого импульса подъема успевала освоить лишь небольшую часть территории. Так, очевидно, и произошел описанный в свое время автором (В. В. Лавров, 1948, 1950) известный ярусный рельеф Центрального Тургая и Северо-Тургайской равнины там, где она постепенно переходит в Западно-Сибирскую низменность.

Итак, уже морфогенетические признаки сближают Западно-Сибирскую и Арало-Тургайскую низменности, позволяя предполагать, что ход новой истории, во время которой формировался внешний облик впадин, был одинаков.

Это положение полностью подтверждается и сопоставлением имеющих геологических материалов по Тургайской и примыкающей к ней Иртышской впадинам.

Не удаляясь слишком от основной темы, вкратце сравним ход геологического развития обоих регионов в течение мезо-кайнозоя, уделив несколько большее внимание эпохе отложения морского палеогена. В настоящее время это можно сделать на основании большого и довольно хорошо обработанного материала по глубоким буровым скважинам и геофизическим профилям, пройденным в Западной Сибири в процессе поисков нефти (А. А. Борисов, 1944; Т. И. Осыко, 1954; Н. Н. Ростовцев, 1954; А. В. Хабаков, 1954).

Значительно меньше данных о глубинных стратиграфических этапах имеется по более южному, Арало-Тургайскому, региону, однако все они находятся в полном соответствии между собой, подкрепляя справедливость представлений об общих тенденциях развития юга и севера равнин в мезо-кайнозое.

### **Краткий обзор развития Иртышской и Тургайской впадин в мезо-кайнозое**

В Иртышской и Тургайской впадинах складчатый фундамент сложен палеозойскими и допалеозойскими породами. Поверхность последних подверглась континентальному послегерцинскому выравниванию и интенсивной химической переработке с формированием по ним каолиновой коры выветривания.

Складчатый фундамент их обрамления полого опускается в центральных частях на значительную глубину — до 3500 м в Иртышской впадине и до 1500 м в Тургайской (по геофизическим данным). Там и здесь плотные породы фундамента имеют сложный рельеф: многочисленные выступы — погребенные эрозионные останцы, ступени, впадины и разделяющие их валы эрозионного и отчасти тектонического происхождения (структуры второго и третьего порядков).

Следует попутно отметить предположенное еще Н. Г. Кассиним и доказанное недавно геофизическими работами различие рельефа фундамента в западной и восточной частях Тургайской впадины. Фундамент Западного Тургая полого и равномерно спускается к осевой, наиболее погруженной части, здесь мало депрессий и они неглубоки. Совершенно иначе выглядит рельеф фундамента в той половине впадины, которая

лежит к востоку от с. Тургая и осевой эрозионной ложины, отмеченной крупными озерами Сарыкопа, Аксуат, Сарымуин.

В поверхности палеозоя, на фоне ее общего падения, геофизическими профилями установлено большое количество глубоких и длинных депрессий близкого к меридиональному простирания. Амплитуда погружения фундамента в них достигает 400—800 м<sup>1</sup> при ширине депрессий до 20—30 км и приблизительно прослеженной длине до 70 км. Одна из таких депрессий у оз. Убаган, вмещающая крупное Кушмурунское бурогольное месторождение, детально разбурена при разведке углей. При этом выяснилась эрозионно-тектоническая природа депрессии, ограниченной вдоль бортов линиями разломов.

Пересекая широтное поднятие поверхности фундамента (так называемый «Кустанайский вал» Г. Е. Быкова, 1937), депрессии этого типа уходят в Западно-Сибирскую низменность. Кроме давно известных угленосных впадин Челябинско-Коркинского района, восточнее, под мощным покровом рыхлых пород, геофизикой и бурением установлен еще ряд аналогичных депрессий в фундаменте. Здесь они так же, как в Тургае и Челябинском районе, выполнены угленосными отложениями нижней юры.

В нижнем мезозое как будто уже намечается некоторая общность развития Тургайской и Иртышской впадин, отличающая их от области палеозойского массива Центрального Казахстана. Эта общность проявилась в следующем.

1. Широкое накопление на территории обеих впадин нижнеюрских (рэт-лейасовых) угленосных отложений большой мощности, сохранившихся в многочисленных эрозионно-тектонических депрессиях, построенных в принципе по одному плану. Угленосные депрессии в фундаменте Западно-Сибирской низменности к настоящему времени известны от Челябинска на западе до Барабинска на востоке (Барабинская опорная скважина).

В Казахском нагорье нижнеюрское угленакпление проходило лишь в единичных участках — в карагандинской и майкюбенской<sup>2</sup> структурах.

2. Интенсивные древнекимерийские движения, которые обусловили характерную грабенообразную структуру Тургайских и расположенных севернее бурогольных месторождений челябинского типа.

В Казахском нагорье более слабые движения сформировали пологие мульды, совпадающие с герцинскими структурами и обрамленные надвигами.

Таким образом, уже в нижнем мезозое обе впадины представляют более мобильными сравнительно с массивом Казахского нагорья.

Труднее сопоставляется территория впадин в средне- и верхнеюрское время. Отложения этого возраста известны в Западной Сибири по ряду глубоких скважин широтного профиля. Они залегают в основании рыхлой мезо-кайнозойской толщи восточнее Петропавловска и Тюмени сплошным плащом мощностью порядка 300—400 м; внизу лежит континентальная углистая средняя юра, на ней — морские верхнеюрские осадки.

В Северном Тургае, где пробурено много скважин вдоль железнодо- рожной линии Акмолинск — Карталы, т. е. в зоне Кустанайского вала, достоверно средней и верхней юры не встречено; непосредственно на ко- ру выветривания палеозоя и депрессии, выполненные угленосным рэт-

<sup>1</sup> По материалам Тургайской геофизической экспедиции (Е. М. Ананьева, 1952) и геофизическим работам ИГН АН КазССР (Д. Н. Казанли, 1953).

<sup>2</sup> По новым спорово-пыльцевым данным Е. И. Мураховской, угленосная толща Майкюбена относится, как и челябинская, к рэт-лейасу.

лейасом, здесь налегает континентальный нижний мел. Южнее, в областях максимального погружения фундамента, отложения среднего и верхнего отделов юры могут быть, однако скважины, достаточно глубокие, чтобы вскрыть их, здесь еще не пройдены.

История впадин становится довольно достоверно сопоставимой с мелового времени. Как в Иртышской, так и в Тургайской впадинах широко развиты выдержанные меловые толщи, которые накопились в эпоху опускания обеих впадин и начала оформления Тургайской депрессии, по Б. А. Петрушевскому (1939), как структурной единицы.

Отложения нижнего мела мощностью до 1000 м, представленные чередованием морских и континентальных углистых фаций, известны лишь в восточной половине Западно-Сибирского региона, в области максимального опускания — к востоку от меридиана 67°.

В Арало-Тургайском регионе континентальный нижний мел отмечен на Чушкакульской антиклинали, на полуострове Куланды и в Тасаранской антиклинали (А. Л. Яншин, 1953). Скважинами, пройденными вдоль линии железной дороги, эта толща прослежена под третичным покровом от примугодзарской полосы мела до обширных меловых площадей Восточного Приаралья, описанных и расчлененных М. Е. Воскобойниковым (1953). В Центральном Тургае меловые отложения вскрыты в 1914 г. Тургайской буровой скважиной на глубине около 300 м.

В Северном Тургае континентальный нижний мел отмечен в отдельных местах зоны Кустанайского вала; он представлен здесь бокситоносными и «беликовыми» отложениями (А. П. Сигов и О. В. Бурдина, 1952). В южных районах Прииртышья нижний мел (до 40 м) развит очень широко под покровом более молодых толщ и сложен также осадками бокситоносных и углистых фаций.

В отличие от Западной Сибири, нижний мел южных регионов всюду маломощен (до 100 м<sup>1</sup>) и представлен бокситоносными, существенно красноцветными и пестроцветными, реже — углистыми осадками.

Следовательно, в нижнемеловое время, судя по распространению и мощности осадков, в обеих смежных впадинах Зауральской платформы происходят неравномерные региональные опускания. Восточная часть Иртышской впадины — Омская синеклиза (Н. Н. Ростовцев, 1954) — испытывает глубокий прогиб. Тургайская впадина и примыкающая к ней с севера часть Иртышской впадины только начинают вовлекаться в это опускание.

В верхнем мелу продолжается прогиб Иртышской впадины, вслед за нею прогибается и территория Тургайской впадины. Вовлекается в опускание и западная часть Иртышской впадины — Приуральская моноклиналь (Н. Н. Ростовцев, 1954), которая тесно связана с Тургайской впадиной общностью структур фундамента, имеющих там и здесь меридиональное простираие.

С этим прогибом связана широчайшая верхнемеловая трансгрессия. Морской бассейн покрывает всю территорию Иртышской и Тургайской впадин и не оставляет их в течение верхнего мела и почти всего палеогена. Верхнемеловые морские толщи имеют в Омской синеклизе мощность 900—1200 м, на Приуральской моноклинали — 200 — 250 м, в северной части Тургайской впадины — до 150—200 м, в Прииргизье — до 100 м и в Северном Приаралье мощность суммарно по ярусам колеблется в пределах до 200 м.

Изменение мощностей верхнего мела показывает прежнюю дифференцированность верхнемеловых движений на территории впадин. Омская синеклиза, как и в нижнем мелу, прогибается много глубже по сравне-

<sup>1</sup> В синклиналях, по А. Л. Яншину (1953), — до 500 м.

нию с Приуральской моноклиной и Арало-Тургайской депрессией. Амплитуды прогиба этих последних близки между собою.

Однако уже намечается некоторая тенденция к уменьшению разницы между мощностями, отложенными за один и тот же отрезок времени в Иртышской и Тургайской впадинах. Как увидим дальше, эта тенденция продолжает нарастать и, развиваясь, приводит к значительной нивелировке условий осадконакопления на территории равнин Зауралья.

В последнее время выдвинуто положение (А. Л. Яншин, 1953) о широкой регрессии датского моря из Западной Сибири и Тургай и наличии здесь длительного континентального перерыва в начале палеогена. Убедительных доказательств к этому пока еще нет; напротив, большое литолого-фациальное сходство датских и нижнепалеогеновых глауконитовых толщ в этих регионах заставляет думать о тесной связи и прямой преемственности верхнемелового и нижнепалеогенового морского осадконакопления.

Так, вдоль всего восточного склона Урало-Мугоджарской системы наблюдаем полную однотипность пород, относимых к датскому ярусу и палеоцену. Южнее г. Орска, в Кызылсайском районе, описанном Л. Н. Формозовой (1949), имеется два непосредственно налегающих друг на друга глауконитовых горизонта: датский (по П. Л. Безрукову) и нижнепалеогеновый. В Западном Тургае геологи ВСЕГЕИ (Е. П. Бойцова, Е. А. Мазина и др., 1955) установили, что датский ярус здесь представлен глауконитово-кварцевыми песками с кремнистыми прослоями и фосфоритами; на них лежат также кварцево-глауконитовые и глауконитово-кварцевые пески, относимые к низам палеогена. Севернее, от Челябинско-Троицкого района до бассейна р. Сосьвы, В. П. Ренгартен (1951) и Н. В. Ренгартен (1948) описывают две толщи глауконитовых песков — датскую и палеогеновую.

Совершенно такая же закономерность наблюдается и в Северном Тургае, где на большой площади бурением вскрывается толща глауконитовых песков, нижняя часть которых по комплексу микрофауны относится к верхнему мелу, а верхняя — к низам палеогена (см. далее по тексту описание скважины № 6 у железной дороги Акмолинск — Карталы).

В восточной части Западно-Сибирской низменности М. А. Толстихина (1955) выделяет под именем пудинской свиты толщу существенно глауконитовых песков мощностью до 96 м; нижние ее горизонты принадлежат датскому ярусу, а верхние — палеоцену.

И. Г. Зальцман (1955) на основании обработки буровых материалов Трансбурвода и Степной экспедиции по Кулундинской степи выделяет здесь в основании третичной толщи так называемую ключевскую свиту (мощность 25—40 м), относимую к палеоцену — датскому ярусу. Она сложена серыми песчанистыми глинами и кварцево-глауконитовыми песками с прослоями кремнистых песчаников. Спорово-пыльцевые анализы пород, как указывает И. Г. Зальцман, обнаружили типичные меловые формы и наряду с ними формы, обычные для третичных флор Северной Азии. Среди хвойных — большое количество пыльцы араукариевых, сосновых и таксодиевых; среди покрытосеменных значительная роль принадлежит миртовым.

С литогенетической близостью датских и палеоценовых морских толщ Зауралья тесно связана и неопределенность положения известной лозьвинской флоры с Северного Урала. А. Н. Криштофович (1941) эту флору с макклинтокиями относил к датскому ярусу, а И. М. Покровская (1947) доказывает ее палеоценовый возраст.

Все сказанное указывает на отсутствие какого-либо ясного естественного рубежа между датским и палеоценовым временем на равни-

нах Казахстана и Западной Сибири. Он, несомненно, проявился бы как на типе осадков, так и на составе флоры в случае действительного существования широкой и повсеместной регрессии моря между мелом и палеогеном, как это рисует А. Л. Яншин.

Морская палеогеновая толща имеет еще более равномерные мощности по сравнению с верхнемеловой. В центре Омской синеклизы типичная мощность морского палеогена составляет 270 м, на Приуральской моноклинали — 150—200 м и в Тургайской впадине — около 150 м (по Тургайской скважине).

Сопоставление мощностей толщ, отложенных в обеих впадинах на разных этапах их мезо-кайнозойской истории, подсказывает следующие выводы.

1. В нижнем мезозое только намечаются некоторые черты геологического сходства территории Иртышской и Тургайской впадин. Они проявляются в большей мобильности фундамента впадин (сравнительно с Казахским нагорьем) и в более интенсивном нижнеюрском угленакплении во впадинах.

2. В средней и верхней юре в теле эпигерцинской Зауральской платформы возникает крупный прогиб Омской синеклизы, впоследствии развивающийся в структуру Иртышской впадины.

3. С мела Тургайская и Иртышская впадины существуют как структурные единицы сложного строения и непрерывно развиваются под знаком преобладания нисходящих движений при накоплении осадков.

4. Амплитуды погружения отдельных структурных элементов впадин вначале различны, но с течением времени, т. е. по мере выполнения впадин, эти различия уменьшаются. К концу палеогена обе смежные впадины перекрываются через все структурные элементы комплексом близких по мощности осадков морского палеогена, очень часто выдержанных в литолого-фациальном отношении.

Таким образом, наблюдается общая направленность развития Иртышской и Тургайской платформенных впадин в течение мезо-кайнозоя. В ходе погружения фундамента и выполнения обеих впадин рыхлой толщей дифференциация их на отдельные макроструктурные элементы все меньше сказывается на осадконакоплении, на разнице в мощностях и составе отлагающихся пород. Все это привело в конце палеогена к совершенной однородности тектоно-морфологических и климатических условий осадконакопления. Это особенно ясно проявилось в завершающую фазу морского существования страны. В начале олигоцена на тысячекилометровых пространствах Зауралья отлагаются удивительно однообразные по морфологии и составу листоватые, с пиритом и сидеритом, морские глины чеганского яруса.

Итак, мы видим, что выдержанность строения и состава третичных толщ равнинного Зауралья не случайна. Она подготовлена всем ходом геологического развития Тургайской и Иртышской впадин.

---

принципиальной возможности однотипного расчленения этой серии по разрезу на всем регионе или, по крайней мере, в южной его половине. Двучленное деление морского палеогена, которое в свое время предложил А. П. Карпинский (1883, 1893) и которого придерживается еще Н. П. Туаев (1941), теперь уже можно заменить трехчленным.

Оставляя в стороне местные литолого-фациальные различия, можно наметить три последовательно сменяющиеся друг друга литохимические морские формации (снизу): кремнисто-глауконитовую, кремнистую<sup>1</sup> и пирит-сидеритовую. Такое разделение в полной мере подкрепляется и палеонтологическими данными.

В Западной Сибири по совокупности литогенетических и палеонтологических признаков морская палеогеновая серия делится на три индивидуальных толщи. Они отвечают трем естественным этапам палеогеновой истории этого и смежных регионов: Арало-Тургайской низменности, Казахского нагорья, Урала с Мугоджарами и Среднесибирской суши.

По своему содержанию каждая из названных морских толщ отвечает основной региональной стратиграфической единице — свите. В разное время и в разных районах Западной Сибири они получали различные местные наименования. В дальнейшем, по окончательном синтезе всех данных о морском палеогене Зауралья, этим свитам будут присвоены единые названия. Пока же будем именовать две нижние свиты их местными временными названиями, а верхнюю — чеганской, соответственно той свите, которая тождественна ей в южном Арало-Тургайском регионе.

#### **Фораминиферовая свита (кремнисто-глауконитовая формация)**

На размытой поверхности мергелистых глин маастрихта, или на отложениях датского яруса, залегает свита, принадлежащая низам морского палеогена. Во многих районах низменности она недостаточно отчетливо обособляется от вышележащих эоценовых пород и в таких случаях ее объединяют с вышележащей в единую палеоэоценовую толщу. В других местах нижние горизонты морского палеогена не отделяются от близких по составу пород датского яруса и тогда они также объединяются с ними в одну толщу. Таковы, например, пудинские слои юго-востока Западно-Сибирской низменности (М. А. Толстихина, 1955).

Вполне отчетливо эта свита обособлена в Тюменском районе, где она вскрыта рядом глубоких скважин. А. В. Хабаков (1954) описывает в интервале глубин 366—444 м толщу карбонатных пород преимущественно алевритистых серых глин с прослоями зеленовато-серых песчаников и песков. В основании толщи преобладают пески, иногда гравелистые. Толща с размытом лежит на морских осадках датского яруса, а кверху без перерыва переходит в бескарбонатную опоковую свиту эоцена. При изучении литологии пород из глубокой скважины в г. Тюмени, приводимой А. В. Хабаковым, можно заметить следующие особенности толщи низов палеогена: известковистость пород, обилие в них железистых минералов восстановительной среды — прослоев сидерита, глауконита (зерна его обильны как в песчаных, так и в глинистых разностях пород), пирита.

Свита здесь содержит довольно большой палеонтологический материал, по которому А. В. Хабаков склонен датировать ее палеоэоцем (?).

Помимо обычных чешуй рыб и спикуль губок, обломков мелких пе-

<sup>1</sup> Н. С. Шатский (1954) называет в палеогене Западной Сибири «опоково-глауконитовую формацию», которая, видимо, отвечает выделяемым автором кремнисто-глауконитовой и кремнистой формациям.

леципод, редких остракод и единичных радиолярий плохой сохранности, здесь определен комплекс фораминифер. По В. П. Василенко, он аналогичен фораминиферовой фауне палеоцена Украины.

Микропалеоботаническим анализом здесь установлен спорово-пыльцевой комплекс нижнетретичного — верхнемелового облика с древними хвойными (из родов *Cedrus*, *Pinus*, *Sequoia*), с болотным кипарисом, листопадными (птерокарпии, магнолии) и спорами папоротников из теплолюбивых родов *Dicsonia*, *Gleichenia* и др.

Палеонтологическая индивидуальность толщи основания морского палеогена Западной Сибири доказана недавно Р. Х. Липман (1953). Микропалеонтологическое изучение обширных материалов позволило ей выделить из морского палеогена низменности над датскими отложениями зону, изобилующую мелкими известковыми фораминиферами из семейства *Anomalinidae*. Для датировки имеет особое значение группа, представленная палеоценовыми видами *Bolivinospis scandica Brotzen*, *Cibicides favorabilis Vassilenko*, *Cibicides vassilenkovi Lipman*, *Anomalinia infrapaleogenica*.

Толща зеленовато-серых карбонатных глин с пиритом и фациально замещающих или переслаивающих их глауконитовых песков устанавливается по многим скважинам в основании палеогена на южной окраине Западно-Сибирской низменности.

Так, в Павлодарском Прииртышье под светлой кремнистой толщей залегает 40-метровая (К. В. Никифорова, 1953) толща глауконитовых песков с кремнисто-глауконитовыми песчаниками. По направлению к Казахскому нагорью она, уменьшаясь в мощности, замещается кремнисто-глауконитовыми песчаниками с желваками фосфоритов; в более удаленных от палеозоя участках, к северу от оз. Кзылкак, она представлена, как в Тюмени, отложениями более глубоководных фаций — карбонатными зеленовато-серыми глинами (В. В. Лавров и И. В. Орлов, 1954).

В районе железнодорожной станции Булаево, где структурно-картировочным бурением треста «Запсибнефтегеология» изучена значительная площадь, низы морского палеогена также представлены переслаиванием карбонатных глин с глауконитовыми и кремнисто-глауконитовыми песчаниками. Мощность этой толщи, лежащей на кампан-маастрихтских глинах, составляет 45 м.

В Приишимье, по оврагу Битекей, автор встречал кварцево-глауконитовые зеленоватые, до темно-зеленых, пески низов палеогена мощностью до 8 м, залегающие на выровненной поверхности палеозойских пород. Они, как и в других районах низменности, содержат зубы акул, тонкие прослой фосфоритовых желваков, изредка — ярозит, развившийся по пириту, и небольшое количество кристаллов вторичного гипса. Можно предполагать, что толща принадлежит верхней части фораминиферовой свиты, так как ближе к кровле появляются светлые кремнистые глины, характерные для вышележащей опоковой свиты.

В Восточном Приуралье, по материалам С. В. Эпштейна (1932), С. Д. Архангельского (1932), Л. И. Кривцова (1938), В. П. Ренгартен (1944 а, б, 1951) и Н. В. Ренгартен (1950), устанавливается также ясная обособленность нижних горизонтов разреза морского палеогена. Они представлены здесь глауконитовыми и кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками с опаловым, а иногда с сидеритовым цементом; в алевритистых разностях пород присутствует пирит. По разрезу наблюдается тенденция изменения гранулометрии пород от более грубозернистых, даже конгломератов у подошвы (датский ярус и более древние толщи, вплоть до палеозоя), до тонкозернистых глинистых песков и

опоквидных глин в верхах толщи. Аналогичным образом изменяются и литохимические черты формации. Пески, наиболее богатые глауконитом (до 80%), имеют тенденцию располагаться у основания разреза, кверху же они постепенно разубоживаются и в породах все большее участие принимает хемогенный кремнезем. Как и в Прииртыше, среди глауконитовых песков встречаются фосфоритовые желваки и изредка даже маломощные прослои фосфоритов (Алапаевский район, по Н. В. Ренгартен, 1948).

В кремнисто-глауконитовой палеогеновой формации восточного склона Урала на протяжении около 200 км с юга на север известны окисные и карбонатные марганцевые руды, местами имеющие промышленное значение (Полуночное, Марсяты). Марганценосным фациям сопутствуют скопления марганцовистых сидеритов, являющихся по своему составу железо-марганцевыми рудами. Мощность пород кремнисто-глауконитовой марганценовой формации Приуралья обычно невелика и, как правило, не превышает 35 м (по рекам Ляле и Лобве).

Палеонтологическая характеристика формации в Приуралья неотчетлива. Из кремнисто-глауконитовых пород собраны зубы акул, принадлежащие (по В. В. Меннеру) видам, известным из палеоцена и эоцена Устьюртско-Мангышлакского района: *Odontaspis cf. macrota* Agass., *Odontaspis cf. vincleri* Ler., *Odontaspis sp.*, *Lamna appendiculata* Agass., *Lamna sp.*, *Carcharodon sp.*, *Squatina sp.* Из пелеципод известны: *Leda ovides* Koenen, *Cytherea sp. aff. lamberti* Desh., *Lucina cf. subconcaва* Netsch., *Pholas sp.*; первая форма известна из монтского яруса Дании, остальные в стратиграфическом отношении не показательны и имеют плохую сохранность.

Комплекс форамнифер и радиолярий, по В. С. Заспеловой, типичен для палеоцен-эоценовой морской толщи Западной Сибири. Отсюда определен спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно обилие болотного кипариса (28,4%), пыльцы сережкоцветных — ивы, ольхи и березы, и наряду с этим имеется заметное количество миртовых (6,4%). И. М. Покровская отмечает сходство этого комплекса с пыльцевым составом отложений датского яруса по р. Лозье; это выражается в наличии таких меловых форм, как предки ели, сосны, кедра и пихты, сосуществовавших с сережкоцветными и широколиственными.

На юго-западном берегу оз. Смолино, близ Челябинска, на кремнистых песчаниках верхних горизонтов свиты найдены отпечатки плодов *Oxycarpia bifarina* Traut., которые, по А. Н. Криштофовичу (1934), характерны для известных флороносных горизонтов верхнего палеоцена на горе Уши в Нижнем Поволжье.

И. А. Аграновская (1955) для нижних кремнисто-глауконитовых горизонтов морского палеогена на восточном склоне Урала считает типичным спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладают покрытосеменные растения, много миртовых, в частности очень широко распространена пыльца эвкалиптов (до 76%). Начиная с верхнего палеоцена (по И. А. Аграновской), значительно увеличивается количество пыльцы таксодиевых (до 37%) за счет уменьшения эвкалиптов. Кроме таксодиевых, из хвойных здесь имеется пыльца *Podocarpus*, *Picea*, *Abies*, *Pinus Haploxylo*, *Pinus Diploxylo*, а также небольшое количество пыльцы листопадных.

На востоке Западно-Сибирской низменности толщина, стратиграфически и литогенетически отвечающая морской кремнисто-глауконитовой формации, описана по ряду скважин Т. А. Осыко (1954) и М. А. Толстихиной (1955). Последняя выделяет здесь широко распространенные пудинские слои, датируемые как датский (?) век + палеоцен. У восточ-

ной окраины впадины (в Нарыме) пудинские слои залегают на размытой поверхности кампан-маастрихта и в основании их части гравелистые прослои. Это породы мощностью от 30 до 96 м, представленные кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками с кремнистым цементом и глинисто-алевритовыми прослоями; содержат сидериты. Колпашевская опорная скважина (Т. А. Осыко, 1954) вскрыла здесь разрез, сложенный прибрежно-морскими осадками: глауконитовыми песками с прослоями гравелитов и местами с обильным растительным детритом. На глубине около 250—350 м скважиной пройдены пласты оолитовых лептохлоритовых железных руд мощностью 10 и 20 м, переслаивающиеся с глауконитово-железистыми песчаниками.

Кремнисто-глауконитовая палеогеновая формация востока Западной Сибири содержит, так же как и в центральной части низменности, комплекс фораминифер; М. В. Ушакова относит его по *Ammobaculites incultus* Erhnm. к палеоцену. Отсюда же Н. С. Волковой определены мелкие брюхоногие из родов *Natica* и *Bulla*, ближе неопределимые, а также мелкие пеллециподы из родов *Mastra*, *Lima* и *Cyrena*.

### Опоковая свита (кремнистая формация)

В первых подробных описаниях зауральского палеогена А. П. Карпинский (1883, 1893) указывает на возможность расчленения морской толщи на две свиты: нижнюю — опоковую, которую он считал эоценовой, и верхнюю — песчано-глинистую нижнеолигоценую. Материалы всех последующих работ показывают, что в Западно-Сибирской низменности повсеместным распространением пользуется толща светлых пород, обогащенных хемогенным (реже — органогенным) аморфным кремнеземом. В зависимости от местных фациальных условий эта толща представлена всеми разновидностями глинисто-кремнистых и песчано-кремнистых пород, от типичных опок и диатомитов до кремнистых глин и кремнистых песчаников. Наблюдается преобладание в более прибрежных фациях кремнистых песчаников и песчанистых опок, а в более «мористых» — глинистых опок и кремнистых глин.

Важной литохимической особенностью опоковой свиты Западной Сибири, отличающей ее от подстилающей кремнисто-глауконитовой формации, является ее бескарбонатность, отсутствие железистости и обилие хемогенного кремнезема.

Залегая в средней части разреза морской серии, опоковая свита всюду постепенно (через переслаивание пород) переходит в нижележащую свиту. Что же касается взаимоотношения с вышележащей толщей, то оно зависит от структурного положения данного участка. В краевых частях впадин, где частные регрессии среднепалеогенового «кремнистого моря» сильно проявлялись, наблюдается перерыв. В местах же, более удаленных от краевых зон, где регрессии не отражались на непрерывности осадконакопления, породы кремнистой формации постепенно сменяются породами самой верхней из морских — сидеритовой формации. Однако граница толщ в разрезе на глаз отмечается достаточно ясно; отчетливо она улавливается и геофизическими методами. Благодаря этому кровля опоковой свиты в разрезе Западной Сибири является одним из региональных геофизических реперов, положение которого не зависит от внутриформационных или межформационных размывов (как меняется, например, положение кровли чеганской свиты, по которой сибирские геофизики не считают возможным проследивать структуры кайнозоя).

В хорошо изученном разрезе Тюменского района опоковая свита, представленная бескарбонатными породами, имеет по скважине мощ-

ность 202 м, включая сюда верхнюю и нижнюю переходные зоны. В основании разреза — это голубовато-серые или буровато-серые опокovidные глины с прослоями глинистых диатомитов. Выше они сменяются светло-серыми опокovidными глинами с частыми прослоями зеленоватых кремнистых алевролитов, иногда песчанистых. Между пластами и прослойками наблюдаются неровные резкие контакты, указывающие вместе с мелкой косой слоистостью на неоднократные внутрiformационные размыты. В верхней переходной зоне (20 — 30 м) в толще светло-серых опокovidных глин встречаются прослой песков и песчаников, нередко с глауконитом, линзочки сидерита и мельчайшие вкрапления пирита.

Свита содержит здесь обильную кремнистую микрофауну: радиолярии верхнеэоценового типа, спикули губок, разнообразный комплекс диатомных водорослей и силикофлагеллят. Изредка встречаются неопределимые зубы и чешуя рыб.

Среди микропалеонтологов, изучающих мезо-кайнозой Западной Сибири, эта кремнистая толща известна под названием радиоляриевой зоны эоценового возраста.

На юго-востоке и юге Иртышской впадины опокovidная свита, имея мощность до 75 м, вскрыта многими скважинами. В частности, она описана автором в 1952 — 1954 гг. по керну из глубоких гидрогеологических скважин севернее оз. Кзылкак, в 60 км к востоку от оз. Чаглинского и в Приишимье по оврагу Битекей. В этой зоне литология ее очень устойчива.

В левобережном Прииртышье в участках наибольшей вскрытой мощности (75 м) опокovidная свита имеет следующее строение. В основании она представлена чередованием серых мелкозернистых песков (иногда зеленоватых, с глауконитом) и тонкопесчанистых светлых кремнистых глин с прослоями серых плотных опок и серых опокovidных кремнистых песчаников. В верхней половине разреза преобладают тонкозернистые породы — серые опоки, перемежающиеся с прослоями кремнистых алевритистых глин; изредка встречаются кремнистые конгломерат-песчаники, включающие неокатанные куски опок — свидетели внутрiformационных размытов. Самые верхние переходные горизонты свиты представлены преимущественно зеленовато- или голубовато-светло-серыми плотными глинами с не вполне ясной слоистостью, часто кремнистыми, вплоть до опок. Керн их по высыхании дает при раскалывании раковистый излом; на плоскостях излома попадает чешуя рыб.

Переход к характерным пластинчатым глинам вышележащей чеганской свиты постепенный и замечается в керне в первую очередь по смене характера слоистости. Керн чеганских глин при высыхании трескается по горизонтальной плоскости, при этом видна тонкая, выдержанная по всему разрезу слоистость, которая хорошо выявляется при раскалывании керна. При переходе к белесоватым глинам опокovidной свиты керн по высыхании остается монолитным, слоистость в нем заметна лишь по чередованию прослоев породы (3 — 4 мм) то белесо-серого, то зеленовато-серого цвета. Слои переходят друг в друга постепенно, не образуя ни малейших следов поверхности раздела. Поэтому глины опокovidной свиты, в отличие от чеганских, имеют неправильный и раковистый излом и керн их не раскалывается по плоскостям наложения. Керн глин чеганской свиты, полежавший у скважины и обмытый дождем, своеобразно препарируется; при этом резко выступает горизонтальная слоистость, придавая поверхности керна ребристость и внешний вид гофрированной трубы противогаса. Ничего подобного не наблюдаем в глинах

кремнистой формации, их слоистость при обмывке керна дождем не пре-  
парируется и керна сохраняет цилиндричность.

В нижних горизонтах опоковой свиты, переходных к фораминифе-  
ровой, в овраге Битекей (Приишимье) автором в 1952 г. были встречены тонкие (до 0,8 м) линзы с небольшим количеством углефицированного растительного детрита. Материал из этих линз был передан на спорово-пыльцевой анализ, который дал следующие результаты (аналитик В. Н. Барбашинова, ИГН АН КазССР). Порода оказалась очень обильной пылью и спорами. Абсолютно преобладает пыльца семейства миртовых, составляющая 46,6%; имеется большое количество пыльцы *Pinus Harpoxylon* (13,3%); присутствует в подчиненном количестве (до 1%) пыльца ольхи, дуба, каштана, вяза; есть пыльца цикадовых (1,6%). В целом спорово-пыльцевой комплекс из Битекея совершенно тождественен по своему типу тому комплексу, который И. М. Покровская (1945) считает по обилию миртовых характерным для эоцена Восточного Приуралья. Сходный спорово-пыльцевой комплекс установлен Е. Д. Заклинской (1953) для опоковой свиты Павлодарского Прииртышья. Он отличается здесь, так же как в Битекее и в Приуралье, абсолютным преобладанием цветковых (более 90%) над голосеменными. Кроме того, здесь Е. Д. Заклинская установила пыльцу палм, миртовых и представителей тропических семейств Sterculiaceae и Moraceae; в единичных экземплярах найдена пыльца крайнего ксерофита — вельвичии (?).

В Восточном Приуралье опоковая свита известна от крайнего юга до севера. Всюду она представлена светлой толщей (мощность до 80 м) опок типичных, опок песчаных и глинистых с прослоями диатомитов и кремнистых песчаников, опоквидных глин, реже встречаются прослои рыхлых кварцевых гравелистых песков.

Палеонтологически свита охарактеризована скудно: в породах имеется большое количество обломков спикуль кремневых губок и панцирей диатомовых, редки зубы акуловых рыб. В толще опок на р. Исети, близ с. Колчеданского, С. Д. Архангельским найдены отпечатки «морской травы *Posidonia parisensis* Frit., свойственной верхнему палеоцену — среднему эоцену Бельгийского и Парижского бассейнов и указывающей на развитие здесь теплого моря» (А. Н. Криштофович, 1938, 1948). Нужно заметить, что та же *Posidonia parisensis*, залегавшая вместе с раковинами моллюсков и отпечатками флоры ксерофитного облика, определена А. Н. Криштофовичем (1952) из кремнистых песчаников каневского яруса Украины у Канева и Новгород-Северского.

В северо-западной части низменности, в Кондо-Сосвинском районе, в обнажениях коренного берега рек известна та же опоковая свита (А. Г. Бер, С. Н. Волков, Н. А. Сиринов, 1944). Она сложена кремнистыми глинами и опоками мощностью более 50 м, содержащими комплекс микрофауны (радиолярии, диатомеи), типичный для радиоляриевой зоны эоцена Западной Сибири.

На северо-востоке низменности, в бассейне рек Таза и Пура, геолог В. Н. Сакс (1946) и почвоведы Б. Ф. Петров и М. Ф. Жаркова отмечали разрозненные выходы палеогеновых опок с видимой мощностью до 35 м.

В Нарымском Приобье и южнее сетью глубоких опорных скважин вскрыта также опоковая толща, выделенная М. А. Толстихиной (1955) под названием васюганских слоев. Это кремнистые глины и кремнистые, иногда с глауконитом, песчаники, постепенно переходящие книзу в глауконитовую песчаную толщу. В них А. И. Горобовец и Г. П. Паско определена эоценовая микрофауна радиолярий и диатомей.

## Чеганская свита (пирит-сидеритовая формация)

Глинистая толща верхов морского палеогена низменности имеет характернейшие морфологические черты. Она очень выдержана по составу как по разрезу, так и в пространстве и развита на всем протяжении Западно-Сибирской равнины. Отсюда она распространяется на юг по всему Тургаю до Арала и Устюрта, где ей дано название чеганской свиты (О. С. Вялов, 1930, 1937). Поэтому чеганские глины, завершающие разрез морского палеогена и подстилающие континентальную третичную серию, были выдвинуты (В. В. Лавров, 1950, 1951) в качестве одного из важных опорных горизонтов в разрезе равнин Зауралья.

Свита выходит на дневную поверхность в основании многих обрывов Обь-Иртышской речной системы, и ее обнажения не раз описаны многими исследователями Западно-Сибирской низменности.

Впервые толщу этих пород выделил в Восточном Зауралье А. П. Карпинский (1883) под именем верхней свиты морских пластичных глин, которым он по фауне придавал нижнеолигоценый возраст. Позже они описаны в общем виде Н. К. Высоцким, отметившим их повсеместное распространение по низменности. В недавние годы микропалеонтологи ВНИГРИ выделили эту толщу в надрадияриевую зону, а Н. Н. Ростовцев (1954, 1955) и М. А. Толстихина (1955) назвали ее тавдинской свитой. Автор с 1951 г. применяет к ней в Западной Сибири название чеганская свита; эта глинистая толща прослежена в течение 1947—1951 гг. по цепи обнажений и скважин от Устюрта через Арало-Тургайскую низменность до Притоболья, а отсюда на восток через Приишимье и Прииртышье до бассейна р. Оби. К этой параллелизации присоединяются также Е. Д. Заклинская (1953), К. В. Никифорова (1953) и А. Л. Яншин (1953).

Приведем краткую характеристику чеганской (тавдинской) свиты в разных районах Западно-Сибирской низменности.

По глубоком скважинам Тюменского района свита залегает в интервале глубин 54—157 м, имея мощность около 100 м. Она слагается однородными глинами и алевритами зеленовато- и желтовато-серого цвета с крупными сидеритовыми конкрециями, включениями пирита и примесью глауконита. Глины содержат комплекс фораминифер, формы которого близки к нижнеолигоценым фораминиферам ханабадского и сумсарского ярусов Ферганы и майкопской свиты Предкавказья. Макрофаунистические остатки обычно плохо поддаются определению и представлены позвонками и чешуей рыб, зубами акул, раковинами моллюсков *Isocardia cf. cyprinoides* Al., *Cypridaea* sp., *Panopaea* sp. aff. *intermedia* Sow., которые, по Н. С. Волковой, предположительно относятся к эоцену.

В Омско-Тарском районе — это (по Т. А. Осыко, 1954) зеленовато-серые и зеленые глины (мощность 160—170 м) с тонкими прослойками светлого алеврита, конкрециями сидерита и пирита и отпечатками чешуи рыб. Отсюда известны нижнеолигоценые фораминиферы *Cibicides mundus* Вук., *Eponides* sp. и др.

На южной и юго-восточной окраинах низменности чеганская свита обнажается по рекам Ишиму и Селеты, в бортах озерных котловин Худайкуль и Алтыбайсор, а также вскрыта многими скважинами в Павлодарско-Омском Прииртышье и в Кулундинской степи (работы Степной экспедиции Запсибгеолуправления в 1951—1955 гг. под руководством И. Г. Зальцмана). В Павлодарско-Омском Прииртышье мощность ее, судя по скважинам, возрастает по мере удаления от Казахского нагорья; она равна, например, у с. Подпуска на р. Иртыше 36 м, в г. Павлодаре — более 60 м (до почвы не пройдена), в с. Сычевке бо-

лее 80 м (по И. Г. Зальцману), в Черлакском совхозе более 166 м (до почвы не пройдена). У линии Великого Сибирского пути и севернее, по скважинам в Называевском и Ганькинском районах и в Тобольске, мощность чегана устойчива и составляет соответственно 161, 165 и 130 м. По глубокой скважине у северных берегов оз. Кзылкак, керн которой подробно описан автором, полная мощность чеганской свиты (интервал глубин — 153—262 м) равна 109 м.

В Прииртышье свита представлена глинами то более, то менее жирными, а иногда алевритистыми, вполне типичными для чегана остальных районов Западной Сибири и Тургая. Породы в невыветрелом состоянии имеют ясно пластинчатое сложение; керн легко распадается на пластинки 1—3 мм толщиной<sup>1</sup>. Плоскости наложения обычно имеют тонкую (доли мм) светлую слюдисто-алевритовую присыпку. Обнажаясь на дневную поверхность и выветриваясь, глины становятся тонколистоподобными и быстро превращаются в рыхлую труху очень характерного вида, по которой выходы чеганской свиты легко опознаются. Цвет свежих глин по керну варьирует от стально-серого до серовато-зеленого и темно-зеленого. В толще глин единично попадаются прослои мелкозернистых алевритистых светлых песков; в основании свиты, там, где она переходит в породы кремнистой формации, — нередко тонкие линзы мелкозернистых кварцево-глауконитовых песков.

В кернах невыветрелых глин обычны плотные включения серного колчедана и темные зеленоватые примазки порошкового сульфида железа — мельниковита. Иногда колчедан выполняет мелкие (1—2 см) конические ямки, сделанные бентонными организмами. Серный колчедан в отдельных местах (например, по р. Иртышу у с. Краснокутска) образует обильные тонкие (0,5—1 мм) пластинки по плоскостям наложения глин.

В разных горизонтах чеганских глин Западно-Сибирской низменности встречаются конкреции в форме классических приплюснутых «караваев», округлых и эллипсоидальных в плане. «Караваи» имеют в поперечнике до 1,5 м и в толщину — до 15—20 см.

Автором собран материал, характеризующий химический состав и минералогию «караваев», столь типичных для чегана Западной Сибири.

Материал «караваев» очень плотен и однороден, имеет остроугольно-раковистый излом грязно-зеленого и зеленовато-серого цветов. С поверхности «караваи» обычно покрыты ржаво-бурой коркой водных окислов железа. Валовой химический состав «караваев» дан в таблице 1.

Как видно из аналитических данных таблицы 1, материал «караваев» чегана представлен в основном закисным железом с небольшой примесью кальция, магния, марганца. Судя по высокой потере при прокаливании, эти элементы содержатся главным образом в карбонатной форме. Небольшие цифры нерастворимого остатка (3—5%) указывают на незначительную примесь к хомогенному материалу обломочного.

Термографические исследования образцов с озер Калибек (Кокчетавская обл.) и Алтыбайсор дали совершенно идентичные кривые нагревания (рис. 1). Обе они дают типичную картину термического распада сидерита. Основная эндотерма 450—480° отвечает диссоциации углекислого железа, которая, по В. И. Каурковскому (1955) и А. И. Цветкову (1949), для сидеритов из различных месторождений обычно колеблется в интервале 480—520°. Резкий подъем кривой и максимум

<sup>1</sup> Правильная и тонкая, хорошо выраженная горизонтальная слоистость очень характерна для чегана Сибири и Казахстана.

при 790—800° обусловлены быстро проходящей экзотермической реакцией окисления образовавшейся закиси железа до Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>.

Таким образом, как химический анализ, так и термография материала конкреций показывают, что «каравай» чеганских глин Западной Сибири состоят в основном из сидерита; некоторые их разности представляют собою почти чистый железный шпат.

Сидеритовые стяжения залегают среди глин в виде четкообразных горизонтальных прослоев; обильная россыпь сидеритового щебня на склонах некоторых озерных котловин (Алтыбайсор, Худайкуль) создает внешнее впечатление сидеритового пласта, чего на самом деле не наблюдается. Алтыбайсорские третичные сидериты были в прошлом по недоразумению приняты В. Ф. Беспаловым за пластовые нижнекарбонные (1939) и оценены как очень интересные в практическом отношении железные марганцовистые руды. Эти данные позволили А. Г. Бетехтину (1944) считать нижний карбон Северо-Восточного Казахстана перспективным по марганценоности. Позднейшие разведочные работы А. С. Заплатаина (1941), а затем И. И. Анিকেева и В. И. Станиной (1943) убедительно показали конкреционную природу алтыбайсорских сидеритов и их непромышленный характер.

Автором в пизовьях р. Селеты в глинах чегана встречены также крупные (до 8—10 см) баритовые конкреции своеобразного сложно пизолитового строения.

Из вторичных минералов, образующихся в зоне окисления в чеганских глинах Прииртышья, можно отметить небольшое количество гипса то в виде хорошо сформированных монокристаллов (реже), то в форме мелких округлых друз, собранных в отвалах шурфов в котловине оз. Худайкуль. Нередко на выходах чеганских глин попадают капаречно-желтые примазки и налеты ярозита, развивающиеся в результате окисления серного колчедана.

Таблица 1

п/п №	Место отбора проб и их индексы	Химический состав карбонатных конкреций из чегана Западной Сибири										Примечание	
		Содержание в %											
		FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	BaO	п. п. п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	непратв. остаток	влага	сумма
1	Прииртыше, Алтыбайсор	52,7	—	3,20	0,24	0,50	—	30,02	—	—	4,32	—	—
2	Прииртыше, Алтыбайсор	50,0—58,6	—	—	—	—	—	29,42—30,04	—	—	—	—	—
3	Прииртыше, Алтыбайсор <sup>702л</sup> / <sub>51</sub>	48,85	1,63	3,92	1,11	0,49	0,13	30,04	3,24	6,80	4,82	0,44	96,65
4	Сев. Казахстан, оз. Калибек <sup>56л</sup> / <sub>52</sub>	42,60	6,95	3,53	3,77	0,86	0,00	29,82	2,54	5,24	3,65	0,70	96,07

Примечание. В пробах № 3, 4 содержание закиси железа несколько занижено по условиям анализа.

Макрофауной чеганские глины юго-востока низменности, как и в других местах Западной Сибири, чрезвычайно бедны. Единично встречаются ядра мелких пеллеципод плохой сохранности. По р. Ишиму у с. Марьевки ядра пеллеципод включены в сидериты, а в одном «каравае»

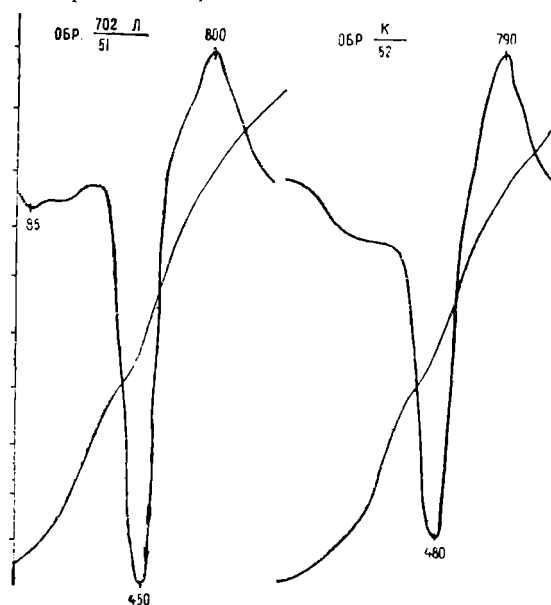


Рис. 2. Кривые нагревания материала типичных конкреций из чеганской свиты южной окраины Западно-Сибирской низменности. Слева — проба с оз. Алтыбайсор (Павлодарское Прииртышье), справа — с оз. Калибек (Кокчетавская область). Обе кривые характерны для сидерита.

горья кусков лигнита в чеганских глинах, особенно в верхней их части, встречается несколько больше; здесь также залегают тонкие (1—2 см) и быстро выклинивающиеся прослои железистых песчаников с редкими отпечатками растительных фрагментов и листьев. Кроме того, наблюдается тенденция к обогащению глин сидеритом к окраинам бассейна; дальше в глубь низменности сидерита в чеганской свите становится меньше, а сами «караваи», уменьшаясь в размерах, приобретают форму мелких (до 15—20 см в поперечнике) вогнуто-выпуклых чечевиц (район Краснокутска по р. Иртышу).

Только в таких признаках и проявляются некоторые фациальные отличия чеганских глин, отложенных ближе к древней береговой зоне. Типичных прибрежных фаций чегана в Северном Казахстане пока не встречено; эти фации, возможно, и не сохранились, будучи уничтожены эрозией после подъема Казахского нагорья и окончательного отступления ледникового моря.

Чеган Прииртышья довольно хорошо охарактеризован в спорово-пыльцевом отношении. По данным, приводимым Е. Д. Заклинской (1953), для чегана характерно наличие хвойных (18—20%), среди которых преобладает болотный кипарис (до 70% от хвойных); значительно участие пыльцы широколиственных мезофильных древесных пород (около 40%): дубов, буков, кленов, лавины, ольхи, ликвидамбара, березы. Наряду с этими группами, резко отличающимися спектром чегана от спектра опоковой свиты, из последней сюда переходят в небольшом количестве жестколистные и ксерофильные вечнозеленые формы тро-

по р. Карасу (южнее оз. Улькункарой) И. Ф. Никитин нашел отпечаток целой рыбы, лежащей в горизонтальной плоскости. М. И. Кучин (1932) пишет, что в чеганских глинах Черлакской скважины в интервале 308—340 м находят зубы акул. То же отмечает и М. А. Усов (1935) для чеганских глин в Еланской скважине. Г. Е. Быков (1941) для р. Карасу и Ю. А. Орлов (1930) для р. Битекея (Приишимье) указывают на находки в чеганских глинах зубов эоцено-олигоценовых акул: *Odontaspis macrota* Ag., *Odontaspis* sp., *Lamna vincenti* Woodw., *Oxyrina desori* Ag.

В толще прииртышского чегана изредка попадаются небольшие куски лигнитизированной древесины, рассеянные по всему разрезу. Близ края Казахского на-

пиков и субтропиков из семейства Moraceae, Palmae, Sapindus, Rhus, Staphyleaceae, Sapotaceae. Их пыльца в сумме составляет обычно менее 10%.

Таким образом, и в литологическом и в палеонтологическом отношениях чеганская свита южных окраин низменности совершенно отчетливо обособляется от подстилающей ее опокковой свиты.

В Восточном Приуралье пластичные глины верхов морского палеогена описал еще А. П. Карпинский (1883, 1893), обратив внимание на обилие в них сидерита, который местами цементирует рыбные остатки в «костяную брекчию». С. Д. Архангельский (1932), описывая в Камышловско-Шадринском районе «синие пластичные глины» (отвечающие чегану), отмечает их правильную пластинчатость и обилие в них гипса, пирита и желтого порошкообразного налета ярозита.

В верхних горизонтах чеганские глины Приуралья становятся песчанистыми и содержат прослой грубозернистого песка<sup>1</sup>. Отсюда известны зубы эоцен-олигоценовых (по В. В. Меннеру) акул: *Odontaspis acutissima* L. Ag., *Odontaspis cuspidata* L. Ag., *Otodus macrota* Ag., *Lamna elegans* Ag. Из чегана Восточного Приуралья А. П. Карпинским собраны и определены моллюски *Cyprina planata* Sow. и *Fusus*, а также остатки рыб: *Lamna elegans* Ag., *Lamna Horpei* Ag., *Galeocerdo minor* Ag., *Notidanus serratissimus* Ag. (эоценовые) и *Lamna cuspidata* Ag., *Lamna denticulata* Ag. (олигоценовые и миоценовые). В итоге А. П. Карпинский приходит к выводу о нижнеолигоценовом, переходном к эоцену возрасте пластичных морских глин Приуралья.

Мощность чеганских глин в Приуралье, по И. П. Карасеву (1951), достигает 60—70 м; они содержат здесь довольно обильную микрофлору диатомей, из которой В. С. Заспеловой определены *Pyxilla gracilis*, *Stephanopyxis marginata*, *St. crunovii*, *Coscinodiscus marginatus*, *Cosc. Payeri*, *Cosc. argus*, *Melosira sulcata*, *Mel. pulcata* var. *sibirica*, *Hyalodiscus* sp. n., *Erbia antiqua*.

Описывая западную часть низменности — бассейны рек Тавды, Пельма и Иртыша от Омска до Тобольска, Л. В. Введенский (1933) также упоминает про широко развитые плитчатые синие морские глины. Они, по Л. В. Введенскому, принадлежат олигоцену и содержат расположенные горизонтами караваевидные конкреции сидерита, зубы акул и редкие раковины моллюсков; местами глины гипсоносны и обильно ярозитизированы. У западной окраины низменности, в верховьях р. Пельма, среди этих глин попадаются лигнитизированные куски коры и древесины.

Кверху толща морских глин постепенно опесчанивается, так же как это наблюдается и южнее — в Шадринском районе.

В Нижнем Приобье В. Г. Васильев (1939, 1946) отмечает распространение по р. Оби до самого Салехарда, выше опок, толщи сизых глин листоватого сложения с прослоями и «каравайями» сидерита и кристаллами гипса. Мощность этой толщи в Нижнем Приобье по Ханты-Мансийской глубокой скважине 1-р равна 180 м (интервал — 266—447 м, по И. П. Карасеву). На Тобольском севере чеганские глины, выходящие по многим речным ярам, настолько изобилуют сидеритом, что его «каравай», по свидетельству В. С. Реутовского (1905), в XVIII в. служили рудой для кустарной выплавки чугуна в Кондинском монастыре.

На восток вдоль линии Сибирской железной дороги чеганская сви-

<sup>1</sup> Эти горизонты, возможно, отвечают песчанистым горизонтам юга, первоначально выделенным О. С. Вяловым (1931) на Устюрте как венустовые слои, а затем им же (1935) — как ашейрыкская свита.

га прослежена по скважинам до станций Барабинска и Убинской, где их мощность равна 117 м<sup>1</sup> (интервал 238—355 м, по Б. Ф. Сперанскому, 1948). Свита представлена здесь зеленовато-серыми песчанистыми глинами, перемежающимися с мелкозернистыми песками. Как по макроскопическим описаниям, так и по литологическим исследованиям Е. В. Шумиловой (1939) в глинах этой толщи здесь содержится в большом количестве пирит и сидерит в виде конкреций и «караваев», а также лигнитизированная древесина.

Типичная мощность для чеганской свиты в Барабинской степи, по В. В. Вдовину и В. А. Николаеву (1949), составляет около 150 м; авторы указывают на заметно большую опесчаненность толщи в верхних горизонтах, как это отмечалось нами выше и для других мест Западной Сибири.

Итак, пересмотр под единым углом зрения и обобщение многолетних разрозненных материалов по морскому палеогену Западно-Сибирской низменности приводит к следующим итоговым выводам.

Серия осадков морского палеогена низменности по вещественному составу пород отчетливо разделяется на три литохимические формации; они имеют регионально-стратиграфическое значение свит с достаточно четкой палеонтологической характеристикой<sup>2</sup>.

В основании разреза палеогена залегает кремнисто-глаукопитовая формация. Для формации характерна следующая ассоциация первичных хемогенных минеральных образований:

силикаты железа и марганца: глауконит, марсяткит<sup>3</sup>, лептохлориты;

карбонаты железа и марганца: сидерит, родохрозит, олигонит;

фосфориты в форме отдельных желваков и тонких непромышленных прослоев в глауконитовых песках нижних горизонтов формации;

окислы кремния, водные и скрытокристаллические (опал, халцедон и кварцин), — в опоках, кремнистых глинах и кремнистых песчаниках.

Состав пород формации закономерно изменяется как по разрезу снизу вверх, так и в плане, по мере удаления от прибрежных фаций к более глубоководным.

В основании толщи залегают более грубые породы — пески и даже гравелиты; кверху они мельчают, переходя в песчано-алевритовые или глинисто-алевритовые осадки. Параллельно меняется содержание глауконита, от максимума в нижней части разреза до минимума или практического его отсутствия в верхних горизонтах, переходных к вышележащей формации. Соответственно снизу вверх возрастает участие в разрезе хемогенной кремнекислоты.

В пространстве состав пород разреза формации обнаруживает тенденцию постепенного изменения от краевых к глубоким частям древнего морского водоема в такой примерно последовательности: кварцевые пески с гравелитами и небольшой примесью глауконита, глауконитовые пески, алевриты и песчанистые глины с глауконитом и кремнистыми прослойками, глины с сидеритом.

Смена состава пород по фациям «мористости» отражает ход механической и химической дифференциации материала, сносимого в бас-

<sup>1</sup> Восточнее глины выклиниваются, и скважина на ст. Коченево их уже не встретила.

<sup>2</sup> Здесь формации морского палеогена стратиграфически отвечают свитам, вообще говоря, является частным случаем.

<sup>3</sup> Водный силикат двухвалентного марганца и магния, аналог глауконита, известный из Марсятского марганцевого месторождения.

сейн с прилегающей суши, дифференциации, в результате которой возникает общеизвестная зональность морских осадков.

Нижнепалеогеновая кремнисто-глауконитовая формация Западной Сибири включает в прибрежных фациях запада промышленные месторождения первично-карбонатных и окисных марганцевых руд и марганцовистые сидериты. Та же формация в прибрежно-морских фациях востока (с. Колпашево на р. Оби) содержит мощные пласты оолитовых железных руд лептохлоритового первичного состава или с заметным участием лептохлоритов.

Третьим видом полезных ископаемых для нижнего палеогена Западной Сибири, кроме железных и марганцевых руд, является глауконит, наиболее значительные месторождения которого известны в приуральской части.

Таким образом, можно считать, что нижний палеоген в Западной Сибири и прилегающих регионах является в геохимическом отношении эпохой интенсивной миграции железа и марганца на суше с отложением их минералов в море, — железомарганцевой эпохой.

Палеонтологически эта толща выделяется присутствием известковистых фораминифер-аномалинид, среди которых господствуют палеоценовые виды. Здесь же встречаются зубы нижнепалеогеновых акул. Для спорово-пыльцевого комплекса характерно обилие таксоидия. По различным палеонтологическим материалам из разных частей Западной Сибири толща большинством исследователей датируется палеоценом.

Обособляясь в разрезе по литогенетическим и палеонтологическим признакам, кремнисто-глауконитовая формация хронологически отвечает определенному естественному этапу развития Западной Сибири. На этом основании по принципам региональной стратиграфии она должна выделяться в местную фораминиферовую свиту.

В средней части разреза морского палеогена Сибири залегает кремнистая формация. Для нее характерно обилие пород, богатых хемогенной кремнекислотой: опок, песчаников с кремнистым цементом, кремнистых глин и диатомитов. В толще пород формации часто наблюдаются следы перерывов в осадконакоплении, связанные с неоднократными кратковременными регрессиями моря.

Резко выраженная специфичность состава пород формации указывает на геохимическое своеобразие времени ее отложения. Можно думать, что это была кремнистая эпоха; на суше переходили в раствор колоссальные количества кремнекислоты, которая затем выносилась в море. К этому вопросу мы вернемся ниже, при рассмотрении континентальных эквивалентов кремнистой формации.

Палеонтологически кремнистая формация довольно однообразна. Здесь установлены лишь скудные остатки моллюсков и рыб и в изобилии кремнеземистые микроорганизмы: губки, радиолярии и диатомовые.

По комплексу радиолярий и диатомовых водорослей толща датируется эоценом. Спорово-пыльцевой комплекс этих пород характерен обилием пыльцы миртовых.

По совокупности литологических и палеонтологических признаков эоценовая кремнистая толща Западной Сибири выделяется в опокую свиту.

Верхнюю часть разреза морского палеогена Сибири слагает пирит-сидеритовая формация. Для нее характерно абсолютное преобладание глин с правильной тонкой слоистостью, содержащих серный колчедан, сидерит в виде «караваев» и лигнитизированную древесину.

По разрезу пород формации намечается некоторая эволюция состава. Нижние горизонты, переходные от кремнистой формации, содержат глауконит, который выше сменяется сидеритом. Верхние горизонты толщи во многих местах низменности заметно опесчанены, что можно рассматривать как первые признаки начинающейся вскоре повсеместной регрессии палеогенового морского бассейна.

В глинах формации найдены зубы эоцен-олигоценовых акул и установлен бедный комплекс моллюсков, относимый к эоцену — нижнему олигоцену. Находимые здесь фораминиферы позволяют считать пирит-сидеритовую формацию Западной Сибири нижеолигоценовой. Спорово-пыльцевой состав глин характерен обилием болотного кипариса и значительным количеством пыльцы широколиственных мезофитов с небольшой примесью вечнозеленых тропических и субтропических форм.

Литолого-палеонтологические отличия формации позволяют считать время ее отложения углисто-железистой эпохой, когда на суше, в условиях равнинной болотно-лесистой обстановки, проходила мобилизация в раствор железа, частично выносимого в море и образующего сидериты.

По литологическому составу, возрастной диагностике и положению в сводном разрезе пирит-сидеритовая формация Сибири вполне идентична чеганской свите смежных Арало-Тургайских равнин, выделенной О. С. Вяловым 25 лет назад.

Итак, мы видим, что трехчленное, разделение морского палеогена Западной Сибири вполне реально. Оно имеет обоснование как в литохимическом характере толщ, так и в палеонтологическом их составе. В палеогене региона намечается три геохимических эпохи, последовательно сменяющие друг друга: палеоценовая кремнисто-железо-марганцевая эпоха, эоценовая кремнистая эпоха и нижеолигоценовая углисто-железистая эпоха<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Б. П. Кротов (1946) для Урала также намечает железорудные эпохи в палеоцене и эоцене-нижнем олигоцене (чеган).

## МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН ТУРГАЯ И ПРИАРАЛЬЯ

Морской палеоген Северного и отчасти Восточного Приаралья очень подробно описан в монографии А. Л. Яншина (1953), стратиграфической номенклатурой которого для удобства и будем пользоваться. Разрезы палеогена более северных участков, вплоть до самой Западно-Сибирской низменности, как увидим дальше, в принципе прекрасно увязываются между собой и с Приаральем. И здесь всюду обнаруживается единство строения морской палеогеновой серии, которая, как и в Сибири, повсеместно подразделяется по разрезу на три толщи. По литохимическому составу на севере Тургая это будут те же знакомые нам формации: нижняя — кремнисто-глауконитовая, средняя — кремнистая и верхняя — пирит-сидеритовая. К югу наблюдается некоторая смена состава пород формаций при сохранении общего их типа. Кремнисто-глауконитовая формация в Приаралье становится глауконитово-кремнистой (в ней преобладает роль хемогенного кремнезема), а пирит-сидеритовая формация, обедняясь железом, становится пирит-известковой.

Стратиграфически три названные формации будут отвечать трем приаральским свитам — *тасаранской*, *саксаульской* и *чеганской*. Кратко опишем их характерные черты, по которым можно будет усмотреть сходство условий палеогенового морского осадконакопления на севере и на юге Зауральских платформенных равнин.

### Тасаранская свита (кремнисто-глауконитовая формация)

В Арало-Тургайском регионе нижние горизонты палеогеновых толщ залегают на размытой поверхности отложений повсеместно развитого маастрихта, или датского яруса.

Тасаранская свита на юге, в районе своего первоначального выделения, представлена тремя основными литолого-фациальными разновидностями: фосфатно-глауконитовой, кремнисто-глинистой и очень слабо распространенной фацией нуммулитовых известняков, локализованной в основании свиты.

Глауконитовые породы, как правило, залегают в основании свиты; представлены они кварцево-глауконитовыми песками с рассеянными в них желваками фосфорита или с залегающей в основании галькой фосфоритов, вымытых из верхнего мела. Максимальное развитие, как отмечает А. Л. Яншин, глауконитовые породы имеют в краевой зо-

не нижнепалеогенового моря, близ Мугоджар. По мере удаления от области континентального сноса и вверх по разрезу свиты кварцево-глауконитовые пески постепенно сменяются глинами. Это — серые, голубовато- и коричневатосерые плитчатые глинистые породы с тонкими прослоями светлого алевролитистого трепела. Глины бескарбонатны, кремнисты и плотны, имеют раковинистый излом. В толще глин местами наблюдается незначительная пиритизация. Мощность свиты в Северном Приаралье достигает 240 м в синклиналиях. Возраст этой толщи в Северном и Восточном Приаралье по фауне моллюсков, акулых рыб и фораминифер подавляющим большинством исследователей (А. Д. Архангельский, 1912; Л. С. Берг, 1908; Л. Б. Рухин, 1937; Б. А. Петрушевский, 1933) считается палеоценовым. В последнее время А. Л. Яншин, сопоставляя определения многих палеонтологов и опираясь главным образом на фауну крупных фораминифер, находит возможным безоговорочно параллелизовать тасаранскую свиту с лютетским ярусом Западной Европы, относя ее к среднему и верхнему эоцену.

Вдоль западной половины Тургайской впадины кремнисто-глауконитовая формация, отвечающая тасаранской свите Приаралья, известна в бассейне р. Иргиза, а севернее — по рекам Аяту и Тоболу. Нужно подчеркнуть, что всюду здесь она с незначительным размывом залегает на принципиально однотипных отложениях датского яруса, представленных глауконитовыми песками, фациально переходящими в кремнистые глины и песчаники.

В Прииргизье, по Б. М. Михайлову (1955), нижнепалеогеновая толща мощностью около 100 м сложена в основании глауконитово-кварцевыми песками с прослоями песчаников, которые сверху сменяются глинисто-кремнистыми породами и коричневатосерыми бейделлитовыми глинами.

Как показывают материалы разведочного бурения в Аятском бассейне и прежние данные П. Л. Безрукова (1934), в Северо-Западном Тургае кремнисто-глауконитовая формация содержит больше песков, чем на юге; глины в ее разрезе почти отсутствуют. Это, очевидно, является следствием положения участка в зоне Кустанайского вала, где палеозой подходит близко к дневной поверхности и среди палеогенового моря могло быть много скалистых островов.

По своему составу кремнисто-глауконитовая формация здесь тождественна описанной раньше палеоценовой толще Челябинского района. Сводный разрез ее выглядит следующим образом. В основании лежат зеленые и зелено-серые кварцево-глауконитовые пески (около 50 м) с линзами кремнистых песчаников. В базальном, более грубом горизонте они содержат гальку фосфоритов, а в самих песках — рассеянные фосфоритовые желваки. В этих глауконитовых песках, хорошо обнажающихся по р. Тоболу в г. Кустанае, у моста, автор (В. В. Лавров, 1948) наблюдал тонкие горизонты своеобразных палочковидных мягких конкреций (выветрелые фосфоритовые стяжения?), совершенно таких же, какие описывал А. И. Кривцов (1938) для глауконитовых песков миасского палеоцена<sup>1</sup>.

Выше по разрезу мелкозернистые глауконитовые пески постепенно переходят в толщу (до 20 м), сложенную чередующимися прослоями кварцево-глауконитовых песков с песчанистыми опоками, кремнистыми глинами и опоками («нижние» опоки, по П. Л. Безрукову); имеются

---

<sup>1</sup> В связи с этим высказывание А. Л. Яншина (1953, стр. 277) об отсутствии глауконитовых пород палеогена западнее оз. Убаган основано, видимо, на недоразумении.

прослой косослоистых песчаников с кремнистым цементом. На восток от р. Аята количество песчаных прослоев увеличивается.

Найденные здесь ядра пелеципод (устрицы, циприны, пектены и др.) неопределимы. Обильны находки зубов акул, которые, по В. В. Менцеру, представлены палеоценовыми и эоценовыми формами: *Lamna vincenti* Woodw., *Odontaspis hoppei* Ag., *Od. cf. crassidens* Ag., *Otodus obliquus* Ag.

Для северо-восточной приишимской, переходной к Сибири, части Тургая морской палеоген довольно подробно был описан в районе оз. Убаган безвременно умершим талантливым казахстанским геологом Г. Е. Быковым (1940). В основании разреза он помещает зеленовато-серые глауконитово-кварцевые пески и песчаники общей мощностью от 10 (на востоке) до 57 м, вскрытые здесь многими скважинами. Позже (1945) А. Н. Волков установил, что к палеоцену принадлежит лишь верхняя часть этой песчано-глауконитовой толщи, нижние же ее горизонты должны быть отнесены к верхнему мелу. То же было подтверждено впоследствии и А. Г. Бер (1949). Следовательно, и здесь, как и в Западном Тургае, наблюдается прямая преемственность верхнемелового и нижнепалеогенового осадконакопления.

Глауконитовые пески и глины палеоцена были вскрыты скважиной Э. Д. Джавадова в 1950 г. у восточного борта Тургайской впадины по р. Ащитасты, в урочище Карагач. Палеоцен здесь залегает на глубине 27 м от поверхности поймы реки и имеет мощность всего 4 м, срезаясь породами чеганской свиты.

На юго-востоке Тургая и в смежных частях Бетпак-Далы и Восточного Приаралья Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1940, 1950) отмечают маломощную (до 20 м) палеоценовую толщу глауконитовых песков с фосфоритовой галькой (местами тонкая плита) в основании и с желваковыми фосфоритами. Толща эта с неравномерным размывом ложится на континентальный верхний мел. По наличию *Ostrea massageticus* она параллелизуется с фосфатно-глауконитовыми породами Приказалинского района и, подобно последним, датируется названными авторами палеоценом.

Итак, мы видим, что в основании морского палеогена на всем пространстве Арало-Тургайских равнин ясно прослеживаются породы кремнисто-глауконитовой формации, содержащие фосфориты. В отличие от Западной Сибири, в этой формации не известно пока ни железистости, ни марганцовистости, зато к югу как будто несколько увеличивается кремнистость.

### Саксаульская свита (кремнистая формация)

Толща слагает среднюю часть разреза морского палеогена в Арало-Тургайском регионе. В Северном Приаралье она представлена главным образом песчанистыми породами. Это — светлые кварцевые пески с линзами плотных кремнистых песчаников и тонкими прослоями грязно-серых листоватых глин. В более глубоководных отложениях синклинальных структур пески становятся глинистыми и перемежаются с алевритами и песчанистыми бескарбонатными глинами. Мощность свиты обычно колеблется, по А. Л. Яншину, от 22—30 м на антиклиналях до 120 м и более в синклинальных структурах. Переход к нижележащей гасаранской свите местами постепенный; на западе же района, в Примугоджарье, между свитами наблюдается размыв с отложением базальных галечников и крупных песков.

К юго-западу и югу, в районе северных и юго-восточных чинков

Устюрта, глины саксаульской свиты начинают вскипать с соляной кислотой и здесь кремнистая формация переходит в известковистую.

В саксаульской свите местами в большом количестве присутствуют раковины эндемичной формы моллюска *Pectunculus aralensis* Rom., очень характерной для свиты и наблюдающейся всюду от Приказалинского района до Мугоджар. Кроме того, отсюда известен ряд устриц, в том числе *Liostrea simplex* Desh., принадлежащая, по О. С. Вялову, к эоцену Парижского бассейна и известная также из риштанской свиты Ферганы. По фауне моллюсков из кремнистых прослоек Л. Б. Рухин (1937) придавал саксаульской свите Приаралья палеоцено-нижнеэоценовый возраст, а А. К. Алексеев (1945), Б. А. Петрушевский (1946) и О. С. Вялов (1946) считают ее среднеэоценовой. Поскольку фауна моллюсков из свиты монографически не изучена и допускаются разные возрастные толкования, А. Л. Яншин (1953) находит единственно правильным определять возраст саксаульской свиты по ее положению в разрезе. Исходя из своей датировки нижележащей тасаранской свиты средним эоценом, а вышележащей чеганской свиты нижним олигоценом, А. Л. Яншин относит саксаульскую свиту к самым верхам эоцена и параллелизует ее с риштанской свитой Ферганы.

По определениям Е. Д. Заклинской (1954), в глинистых разностях свиты из Карасандыка и района ст. Саксаульской содержится в основном пыльца покрытосеменных субтропических растений, среди которых представители пустынной флоры (в их числе и кактусы?) составляют около 30%. Е. Д. Заклинская особо отмечает обилие и разнообразие пыльцы ксерофильных форм, в том числе до 15% миртовых; наряду с этим здесь присутствует пыльца мезофитов из семейств березовых, букковых и ореховых. Те же особенности спорово-пыльцевого состава саксаульских отложений Северного Устюрта отмечены и А. А. Чигурьевой (1951). Последняя спорово-пыльцевым методом установила ксерофильный характер эоценовой растительности также и в Восточном Приаралье (1951б), где найдена пыльца вельвичии (?).

Во время отложения песчаных толщ саксаульской свиты происходило формирование многочисленных нептунических даек; они представляют собою литифицированные клинья пльвунных песков, затекавших сверху в трещины морского дна, глубиною до 100—150 м, возникавшие при землетрясениях. Нептунические дайки из кремнистых песчаников эоцена развиты среди осадков нижнего палеогена в Куландинской антиклинальной полосе Северного Приаралья; они известны и в правобережном Прииргизье, по описаниям Н. Г. Жассина (1914), и на холмах Калмас среди Приаральских Кара-Кумов. На западе такие же дайки из эоценовых пород очень широко распространены в районе Чушкакульской антиклинали (М. М. Пригоровский и П. В. Васильев, 1928; А. Л. Яншин, 1940а; В. Ф. Самсонов, 1953), где только частично подсчитанная протяженность их сети составляет около тысячи километров.

Неоднократно описаны также нептунические дайки и на Приволжской возвышенности. На примере вольских даек доказано (В. Ф. Самсонов, 1952), что они сформированы в эоцене (нижнем ?) тогда, когда уже были отложены, но еще не уплотнились кремнистые морские осадки нижнесаратовского яруса, образующие тела даек.

Нептунические дайки юго-востока Русской платформы и Северного Приаралья — убедительное свидетельство заметных тектонических движений, проходивших в эоцене на больших территориях соседних платформ, движений, которые не могли не отразиться на режиме эоценового моря и состава его осадков в Казахстане и Сибири. С другой стороны, эти дайки, вероятно, можно использовать для параллелизации разрезов палеогена от Поволжья до Тургая.

Вдоль западной окраины Тургая саксаульская свита в смежном с Приаралем Иргизском районе представлена песчано-глинистыми кремнистыми породами.

В Тобол-Аятском и Убаганском районах Северного Тургая — это типичная опоковая свита зауральского эоцена, в том виде, как ее впервые описал А. П. Карпинский для окрестностей Камышлова и Челябинска. По рекам Аяту, Тоболу, Тогузаку и Ую в Северо-Западном Тургае — всюду обнажается однородная по составу белая и светло-серая толща опок («верхние опоки» П. Л. Безрукова), более или менее песчанистых, иногда типичных — легких, голубовато-серых, с раковинным изломом, местами с линзами трепелов. Эта характерная толща прослежена автором также и по большинству скважин, пройденных в районе г. Кустаная и к западу вдоль железной дороги Кустанай — Троицк. В районе оз. Убаган Г. Е. Быков (1940) описывал ту же опоковую свиту эоцена, представленную также всеми разновидностями кремнистых пород, от типичных опок до опоквидных песчаников.

Из песчанистых опок в районе г. Кустаная и с. Семиозерного известны раковины моллюсков *Sparnodus stchurowskii* Rog., *Limopsis granulata* Lamk., *Axinaea* cf. *dispar* DeFr., *Mertrix* cf. *obliqua* Desh., *Cucullaea* sp., *Nucula* sp., *Cuspidaria* sp., *Ostrea* sp., *Pholadomya* sp.

По р. Тогузаку и из района г. Кустаная А. И. Кротовым определен из трепелов и диатомитов комплекс диатомовых водорослей с преобладанием эоценовых форм, одни из которых характерны для нижнего эоцена, другие — для верхнего (А. П. Сигов и О. В. Бурдина, 1952).

В итоге Г. Е. Быков (1940), учитывая фауну вышележащих глин, считает опоковую толщу Северного Тургая нижне- и среднеэоценовой.

Мощности опоковой свиты Северного Тургая, судя по ряду скважин, не превышают 50—60 м, причем имеется ясная тенденция увеличения мощностей с запада (16—18 м) на восток, к Убаганскому району.

В обнажениях по р. Тоболу у с. Жуковки (севернее Кустаная) автор наблюдал в опоковой толще ряд неоднократных внутрiformационных размывов, обозначенных прослоями опоквидных песчаников с галькой и щебенкой типичных опок. В основании свиты в обнажениях левого берега р. Тобола в г. Кустанае залегает плитовидный прослой плотного зеленоватого кремнистого песчаника со следами норок сверлящих прибрежных моллюсков на его верхней плоскости. Все это указывает на подвижность береговой линии Тургайского «опокового моря», много раз отступавшего и вновь наступавшего на прибрежные низменности.

Южнее Убаганского района, вдоль восточного борта Тургайской впадины, морские отложения кремнистой формации палеогена в обнажениях пока не установлены.

В юго-восточном Тургае, в бассейне рек Карагалы и Буланты, сюда условно может быть отнесена 20-метровая толща, залегающая между фосфатно-глауконитовыми породами основания палеогена и чеганскими глинами. По обнажениям на р. Карагалы (у колхоза им. Амангельды) — это серые и коричневатые-серые плитчатые глины с ярозитом и прослоями кремнистых с глауконитом песчаников с ходами сверлящих моллюсков, совершенно подобными тем, что мы видели в Кустанае. Однако в такой же мере эта толща может быть эквивалентна верхам тасаранской свиты Северного Приаралья в ее глинистых разностях. С кремнисто-глауконитовой формацией низов палеогена ее сближает присутствие глауконита и редкие фосфоритовые желваки.

Итак, средняя в разрезе морского палеогена кремнистая формация, отвечающая саксаульской свите Приаралья, прослеживается на большей части Арало-Тургайских равнин. Наилучшей выраженности ее литохими-

ческие особенности достигают в Северном Тургае, где она по составу совершенно идентична опоковой свите Зауралья. К югу роль хемогенной кремнекислоты в разрезе как будто несколько уменьшается за счет увеличения количества песчаного материала. На крайнем юге региона наблюдается переход кремнистой формации саксаульского века в известковистую.

### **Чеганская свита (пирит-сидеритовая и пирит-известковистая формация)**

Чеганская свита, как и в Сибири, — самая верхняя литологическая и стратиграфическая единица в разрезе морского палеогена. Благодаря лучшей обнаженности Арало-Тургайского региона эта свита изучена здесь подробнее и значительно полнее, чем в Сибири, охарактеризована с палеонтологической стороны. Чеганская свита Северного Приаралья подробно описана А. Л. Яншиным (1953); вскоре Н. К. Овечкин (1954) публикует монографическое описание фауны моллюсков приаральского и отчасти тургайского чегана и приводит ряд соображений о режиме чеганского моря.

После стратиграфических работ ИГН АН КазССР в Тургае (В. В. Лавров и Е. И. Соболева, 1948, и другие работы тех же авторов) свита характерных листоватых глин всеми геологами единодушно именуется здесь чеганской и прослеживается от юга до крайнего севера Арало-Тургайского региона. Это избавляет нас от необходимости давать систематический порайонный обзор и сопоставления арало-тургайского чегана, тем более, что он очень однороден и по своему внешнему виду, составу и строению мало отличается от той толщи, уже описанной для Западной Сибири, которую и там предложено называть чеганской свитой.

Кратко остановимся главным образом на общих типичных чертах чеганской свиты, сближающих чеган Сибири и Арало-Тургайя, а также на элементах разницы, отмечающих некоторые отличия в условиях чеганского осадконакопления там и здесь.

Несколько подробнее следует сказать о распространении чеганской свиты по южным равнинам, так как она является стратиграфически важным горизонтом третичного разреза, которым заканчивается морская палеогеновая серия Зауралья и выше которого лежит континентальный палеоген-неоген.

Характерные породы чеганской свиты встречались автором во время полевых исследований почти во всех участках Арало-Тургайских равнин, от крайнего юга до севера.

Наиболее южная точка выходов чеганских глин в Северном Приаралье — основание обрывов Устюрта к Аральскому морю близ источника Кзылбулак, в 8 км южнее поворота линии берега с меридионального направления на широтное (овраг Кужасай). К югу от этого места глины чегана долго не обнажаются, уходя под уровень воды в море и выходя снова близ мыса Актумсук.

Северные выходы чегана по р. Тоболу близ г. Кустаная и у оз. Убаган сливаются дальше к Сибири с обнажениями такой же толщи, которая в Западной Сибири получала прежде названия то пластичных глин, то надопоковой или надрадиоляриевой толщи.

На юго-западе региона чеганская свита обнажается на значительном протяжении в северных чинках Устюрта, где она и была выделена впервые М. М. Пригоровским (1927), вскоре получив свое название, первое полевое описание и палеонтологическую характеристику от О. С. Вялова (1930, 1931, 1935, 1937). Здесь чеганская свита подробно изучена недавно С. С. Размысловой (ВНИГРИ, 1952); собранных отсюда мол-

люсков определила А. П. Ильина (1953), подтвердив их близость к комплексу латторфского яруса, так же как это отмечали и раньше многие исследователи для Северного Приаралья. На запад свита прослежена до урочища Мынсуалмас, где она переходит в толщу майкопских глин. Точные отношения различных горизонтов майкопа и чеганской свиты здесь пока не установлены, так как по линии Мынсуалмас — мыс Актумсук наблюдается резкая смена фаун, заставляющая думать о местной разобщенности палеогеновых бассейнов какой-то структурой.

Работами приаральских геологов распространение чеганской свиты прослежено от Северо-Западного Устюрта до площади развития меловых отложений Восточного Приаралья (Джусалинское поднятие). К северу чеганская свита уходит в Центральный Тургай. Здесь ее выходы известны на большей части листа М-41, за исключением западной его окраины — области развития древних формаций и примыкающей к ней меридиональной полосы распространения нижнего палеогена. Обширная Центрально-Тургайская депрессия четвертичного размыва, проходящая от оз. Челкартениз к северу вдоль речной системы Тургаев с притоками<sup>1</sup>, сложена почти с самой поверхности чеганскими глинами, всюду выступающими из-под маломощного четвертичного аллювия. Чеганские глины слагают здесь основание столовых останцов — «гор» Кутыртау, Жиланды, Кызбельтау. Их характерные зеленовато-серые выходы видны также во всех незадернованных обнажениях крутых бортов этой огромной меридиональной эрозивной лощины, по которой чеган прослеживается на север до Наурузмского запovedника и дальше к оз. Убаган.

У восточной окраины Тургая, в отличие от западной, чеганская свита подходит вплотную к палеозойскому обрамлению впадины, часто залегая на породах палеозоя. Она отмечена, в обычных для нее разностях листоватых глин, в верховьях бассейна р. Дулыгалы и по р. Ащалы. Восточнее меридиана 66° чеганская свита наблюдалась (В. В. Лавров, 1949) на протяжении более 200 км с юга на север в обнажениях по рекам Шагырлы-Жиланчику, Сарытургаю и Каратургаю и их правым притокам и, наконец, в верховьях р. Жолдамы юго-западнее с. Державинского (на р. Ишиме). Севернее, в левобережном Приишимье, выходы чеганских глин с сидеритом мощностью до 20 м описаны автором (а перед этим М. С. Быковой, 1946) по оврагу Каракол против с. Бузулукского; здесь они залегают на песчаниках нижнего силура и содержат в основании маломощные (до 1 м) линзы светлых кварцевых песков с рыбными остатками (зубы, позвонки, жаберные дуги).

Таким образом, в Центральном Тургае, судя по распространению характерных глин, чеганское море простиралось от самого края Казахского нагорья на 200—250 км к западу, то есть почти до Южного Урала.

Утверждение о том, что в Северном Тургае чеганское море сильно сужалось, образуя пролив всего около 50 км шириной (Н. К. Овечкин, 1954), ни в какой мере не отвечает фактическим данным. В действительности чеганские глины на широте г. Кустаная и оз. Убаган развиты на гораздо большем пространстве. На западе автор отмечал их во многих местах правобережья р. Тобола при изучении кернового материала с Лисаковского месторождения оолитовых железных руд. Еще западнее, по р. Аяту, однородные сланцеватые глины чегана мощностью до 30 м встречены большинством разведочных скважин, пройденных на территории Аятского железорудного бассейна. Чеганские глины, налегающие через размыв на опоковую толщу, описаны (В. В. Лавров 1948) на левобережье р. Тобола в окрестностях г. Кустаная.

<sup>1</sup> Реки Каратургай, Улькояк, Кабырга, Сарытургай, Муильды.

Севернее чеганская свита вскрыта многими гидрогеологическими скважинами вдоль железнодорожной линии Троицк — Кустанай. Так, в междуречье Уй-Тогузак скважиной у разъезда бывшего Голощекинско-го от почвенного слоя до глубины 26 м пройдена однородная толща зеленовато-серых песчанистых глин с редкими прослоями глауконитового песка и кристаллами гипса. Скважина в свиновхозе «Ударник», в 12 км западнее г. Кустаная, вскрыла 12-метровую толщу серо-зеленых чеганских глин с прослоями песка. На междуречье Тобол — Убаган скважины в селениях Софиевке и Нечаевке прошли над опоками зеленоватые тонкослоистые глины мощностью 25 и 23 м. В районе оз. Убаган, как мы уже упоминали, Г. Е. Быков отмечал широкое развитие чеганской свиты. Наконец, рядом буровых скважин, пройденных в 1951 г. вдоль железной дороги Акмолинск—Карталы на левобережье р. Ишима, между рекой и разъездом Джаныспай, также вскрыта чеганская свита. Она залегает здесь (скважины № 147, 148, 149, 150, расположенные через 2 км) на маломощной (3 — 5 м) опоково-глауконитовой толще, под которой лежат палеозойские породы. Мощность чеганской свиты здесь составляет 45—60 м; представлена она типичными тонкослоистыми зеленовато-серыми глинами с тонкими прослоями песков, зеленоватых кварцево-глауконитовых в основании и серых мелкозернистых выше по разрезу. Для этого же района М. С. Волкова (1939) приводит разрез скважины № 8 Главугля у оз. Челкар; здесь над глауконитово-кремнистыми породами нижнего палеогена лежит 70-метровая толща синевато-серых пластинчатых глин чегана.

Таким образом, из кратко приведенных фактов видно, что чеганское море в Северном Тургае отнюдь не сужалось, а занимало пространство не менее 250 — 300 км с запада на восток, т. е. фактически всю ширину Тургайской впадины в зоне ее пересечения поднятием Кустанайского вала и перехода в Западно-Сибирскую низменность. Следовательно, чеганское море Казахстана непосредственно продолжалось в Западную Сибирь; это был единый, очень устойчивый эпиконтинентальный бассейн с равномерным распределением глубин и однородными условиями осадконакопления.

Переход от чеганской свиты к нижележащей саксаульской имеет различный характер в разных участках региона. В одних местах, как, например, в обнажениях гор Терменбес в Приаралье или на полуострове Коктурнак (по А. Л. Яншину), переход от пород одной свиты к породам другой свиты постепенен. Он выражается при переходе от саксаульской свиты к чеганской лишь в исчезновении песчаности пород, в смене их цвета от белесовато-серого к зеленовато-серому, в появлении среди пород карбонатных стяжений (сидерит, мергель). Это, как можно заметить, полностью повторяет картину непрерывного перехода одной формации в другую, которую мы видели в некоторых разрезах (скважина у оз. Кзылкак) Западной Сибири. В других местах Северного Приаралья наблюдаем не только явственный перерыв, но даже как будто и угловое согласие между саксаульской и чеганской свитами. Это, например, видно по обнажениям, описанным и сфотографированным автором в 1950 г. у северных берегов залива Тщebas (рис. 3).

В более северных от Приаралья районах Центрального Тургая известны хорошие обнажения, позволяющие проследить взаимоотношение между чеганской и саксаульской свитами. Удовлетворяющего этой цели скважинного материала отсюда также пока нет. Скважина Переселенческого управления, пройденная в 1914 г. в г. Тургае, слишком слабо документирована, для того чтобы по ней можно было сделать однозначное заключение. Напомним ее разрез в том виде, как он дошел до нас.

- |                  |   |
|------------------|---|
| 1) 0—3,9 м       | — песок белый   |
| 2) 3,9—4,6 м     | — песок желтый с водой  |
| 3) 4,6—305,1 м   | — глина синяя с кристаллами гипса и кусками серного колчедана |
| 4) 305,1—320,1 м | — песок сине-серый с соленой водой                            |
| 5) 320,1—343,5 м | — глинисто-песчаные розоватые отложения                       |

Если горизонт 5 принять за меловые отложения, что почти не вызывает сомнения, то 15-метровая толща водоносных песков горизонта 4, очевидно, будет отвечать песчано-глауконитовым разностям тасаранской свиты. Что же касается слоя 3, в интервале 4,6 — 305,1 м, то значительная часть его сверху принадлежит чеганской свите, характерные признаки которой отмечены в описании. Нижняя же часть слоя 3 может принадлежать уже саксаульской свите в ее глинистой разности, которая, как указывает А. Л. Яншин, в Приаралье иногда очень напоминает чеганские глины. Следовательно, в Центральном Тургае можно предполагать постепенный переход от пород саксаульской свиты к чеганской.

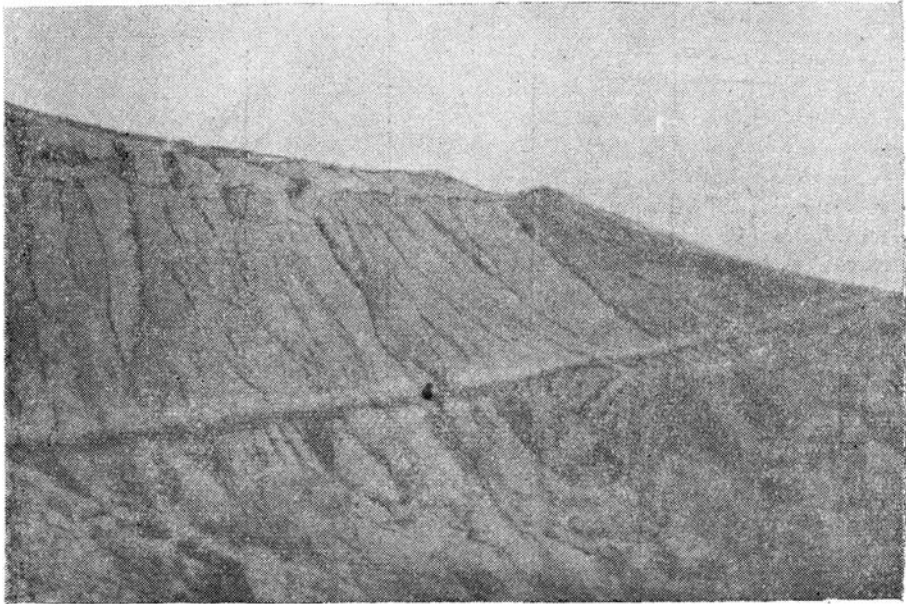


Рис. 3. Несогласное налегание чеганской свиты на саксаульскую. Вверху — листоватые глины чеганской свиты с горизонтальными прослоями «караваев» мергеля. Внизу — зеленовато-серые среднезернистые пески саксаульской свиты с линзами кремнистых песчаников. Наклонная поверхность контакта между свитами (на ней стоит человек) сложена галечником из окатанного материала кремнистых песчаников саксаульской свиты. Северное Приаралье, залив Тшебас, вид на юг.

В Северном Тургае взаимоотношения чегана и опоковой свиты совершенно иные. Там повсюду по скважинам и в обнажениях отмечается резкий контакт литологически различных пород. Иногда наблюдается интенсивный размыв перед отложением глин чегана с местным уменьшением мощности опок до 2 м (по Софиевской скважине) либо с образованием базального грубообломочного горизонта с зубами акул и обломками опоки (например, в уже упомянутых обнажениях по р. Тоболу у г. Кустаная). Такой выраженный перерыв в морской серии, оче-

видно, связан с поднятиями зоны Кустанайского вала непосредственно после отложения кремнистой морской формации, поднятиями, которые вскоре сменились опусканием с восстановлением нормального морского режима, уже более стабильного, чем раньше.

Литологически чеганская свита Арало-Тургайских равнин представлена главным образом зелено-серыми глинами, такими же, как и в Сибири, пластинчатými в глубоких горизонтах и листоватыми при выветривании. Минералогия глин повсюду однородна; основным коллоидно-дисперсным минералом в них является на юге монтмориллонит (по Л. Н. Формозовой), в Тургае — монтмориллонит и бейделлит с примесью монотермита (по М. Ф. Викуловой), в Аятском районе, на северо-западе Тургай, — минерал из группы нонтронита (по Л. А. Умовой).

Представление о составе чеганских глин можно получить из данных их химического анализа (по Л. Н. Формозовой, 1953).

Таблица 2

Химический состав чеганских глин Северного Приаралья

Компоненты	Фракция мельче 0,001 мм		Порода	
SiO <sub>2</sub>	47,88	47,04	56,94	59,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,88	23,71	20,36	19,61
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,87	0,75	1,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,87	5,25	4,83	2,99
FeO	1,11	1,47	2,46	4,33
CaO	0,44	1,10	1,07	1,10
MgO	1,96	2,25	2,00	1,41
MnO	0,03	нет	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	нет	—	—
S	0,21	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,04	нет	0,73	0,41
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,27	—	—
K <sub>2</sub> O	2,22	1,53	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,16	8,26	5,31	4,63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,60	7,12	4,52	4,32
C	0,65	0,58	—	—
Сумма	100,14	99,45	—	—

В анализах тонкой фракции глин, которая наиболее ясно отражает их природу, обращают на себя внимание близкие цифры валового состава образцов. Они свидетельствуют об однородности условий осадко-накоплений в чеганском море, приводящих к однообразной переработке тонкодисперсной части терригенного материала, поступающего в море. Судя по соотношению глинозема и кремнезема в образцах, это будут малоглиноземистые глинные минералы из группы монтмориллонита.

Содержание углерода также постоянно и очень невелико. Органического углерода в чеганских глинах Северного Приаралья значительно меньше, чем, например, в илах современных Балтийского и Черного морей, где С орг. = 2,30 — 3,40 и минимально 1,46% (М. В. Кленова, 1948); илы открытого моря в Северо-Западной Атлантике содержат углерода еще меньше (0,34 — 0,45%, по тому же автору).

Также примечательно устойчиво большое количество в тонких фракциях глин окисного железа.

Учитывая, что чеганская глина окрашена в зеленовато-серый цвет, все трехвалентное железо глин можно считать химически связанным в

Химический состав карбонатных конкреций из чеганской свиты Арало-Тургайского региона

№ п/п	Место отбора проб и их индексы	Содержание в %											Примечание	
		FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	BaO	п. п. п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нераств. остаток	влага		сумма
1	Северный Тургай, р. Кун- дузды у оз. Убаган	39,71— 40,92	0,75— 6,51	—	2,95— 4,72	1,24— 1,03	—	—	—	*	46,10— 30,02	—	—	По Г. Е. Быкову
2	Северный Тургай, уроч. Рай, южнее оз. Убаган	10,77	3,36	—	32,29	1,49	—	—	—	—	37,67	—	—	По Г. Е. Быкову
3	Центральный Тургай, 21л оз. Жаксыаккуль 55	0,43	1,92	1,34	37,86	3,45	0,13	33,62	14,24	5,80	21,15	1,22	100,01	Из коллекций ав- тора
4	Центральный Тур- гай, оз. Жаксыак- куль 21ла 55	0,28	1,45	1,23	41,04	3,21	0,14	36,44	10,20	5,38	15,47	0,56	99,90	„ „
5	Центральный Тур- гай, район с. Тур- гая 31л 55	0,85	0,66	1,45	40,71	2,92	0,06	33,70	12,28	6,52	17,76	0,76	99,91	„ „
6	Центральный Тур- гай, район с. Тургая 31ла 55	0,71	1,13	2,41	40,87	2,68	0,39	33,50	9,12	7,42	13,30	0,90	99,13	„ „
7	Южный Тургай, оз. Челкартеиз 13 55	0,71	1,77	1,23	38,76	3,48	0,03	34,84	11,78	6,40	16,69	0,86	99,86	„ „
8	Южный Тургай, оз. Челкартеиз, 13ла 55	0,28	1,29	1,00	42,27	3,10	0,03	36,64	9,10	4,70	12,55	0,64	99,05	„ „
9	Северное Приаралье, ур. Бестюбе у дороги Челкар—Иргиз	—	4,42	—	38,10	1,86	—	—	—	—	19,35	—	—	По А. Л. Яншину
10	Северное Приаралье, г. Сарыбулак у желез- ной дороги	1,35	0,63	—	39,11	—	—	—	—	—	11,72	—	—	„ „
11	Северное Приаралье, ур. Кокбулак, севернее залива Паскевича	3,58	нет	—	36,35	—	—	—	—	—	21,63	—	—	„ „
12	Северное Приаралье, за- лив Перовского	1,24	1,83	—	39,11	—	—	—	—	—	10,95	—	—	„ „

молекуле глинного минерала, очевидно представляющего собою ферри-монтмориллонит (феррибейделлит).

Электронномикроскопическое исследование образцов чеганских глин из Тургая, проведенное Е. И. Соболевой (ИГН АН КазССР), показало следующее. Коллоидная фракция глин не мономинеральна: в поле зрения препарат сложен монтмориллонитом с большой примесью агрегатов каолинита, гидрослюд и обломочного кварца. Однако благодаря высокой реакционной способности монтмориллонита последний, при изучении глин окрашиванием и термографическим методом, маскирует присутствие других глинных минералов.

Чеганская свита Арало-Тургайского региона очень сходна с чеганом Западной Сибири, но наряду с этим имеет и черты отличия, выступающие при внимательном изучении.

Наиболее ясно это видно по изменению состава характерных для чегана карбонатных «караваев» по мере движения с севера на юг. Они меняются морфологически. Залегают они, так же как и на севере, четко в плоскости наложения глин, иногда в несколько ярусов, или невыдержанными тонкими (0,1 — 0,2 м) линзами. Однако карбонатные конкреции юга имеют другой облик. В изломе они значительно светлее, чем в Западной Сибири, имеют зеленовато-белесый цвет и менее плотные, в зоне окисления не покрываются ржавой коркой гидроокислов железа, а только немного буреют с поверхности.

Химический состав типичных «караваев» из чегана Арало-Тургайского региона приводится в таблице 3.

Из данных таблицы 3 можно видеть, что в Северном Тургае в чегане встречаются «караваи» чисто сидеритового состава (как и в Западной Сибири) и «караваи» с преобладанием окиси кальция, но содержащие еще около 11% закиси железа. К югу количество последней падает и карбонатные конкреции Северного Приаралья содержат в своей однородной части главным образом окись кальция, а окиси железа — не более 4%.

Термограммы «караваев» тургайского и приаральского чегана (рис. 4 и 5) тоже показывают их отличие от сидеритов сибирского чегана. Минералогический состав карбонатных «караваев» юга, как и в Сибири, выдержан. Для всех образцов намечается три ясных температурных минимума, которые отвечают диссоциациям трех карбонатов — кальцита, доломита и сидерита. Самый большой по площади эндотермический эффект при 860—880° дает карбонат кальция, образующий основную массу «караваев». Доломита в «караваях» немного, так как предыдущий эндотермический эффект при 750—770° невелик. И, наконец, первый эндотермический эффект при 525—540° обусловлен распадом сидерита, которого в большинстве образцов также немного.

Следовательно, материал «караваев» чеганской свиты Арало-Тургайских равнин представляет собою в основном кальцит с различным количеством глинисто-алевритовых примесей и карбонатов магния, марганца и железа.

Следующим важным отличием чеганских глин южных регионов от сибирского чегана является отсутствие на юге обломков древесины. Если в Сибири в морском чегане не редкость встретить куски лигнита, то в Тургае они значительно более редки, а в Северном Приаралье совсем не отмечаются.

К югу также как будто наблюдается тенденция к уменьшению пиритизации глин чегана; соответственно на юге в них меньше и ярозита, развивающегося по пириту.

Можно согласиться с выделением Н. К. Овечкиным (1954) в чеганской свите трех литологических горизонтов — нижнего, среднего и верх-

него. Они выдержаны не повсеместно, однако в строении свиты по разрезу намечается следующая тенденция. Нижние горизонты, переходные от подстилающей саксаульской (опоковой на севере) свиты, со-

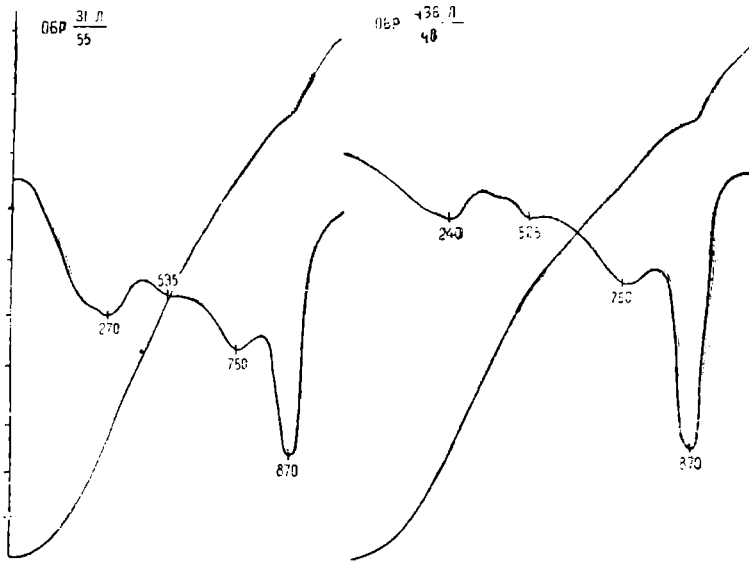


Рис. 4. Кривые нагревания материала карбонатных «караваев» из чеганской свиты Центрального Тургая. Слева — проба из района пос. Тургая, справа — с оз. Шинтуз.

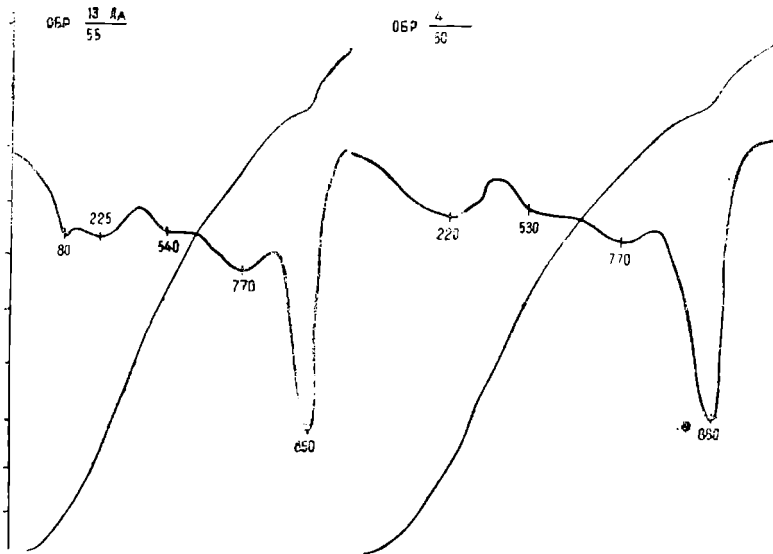


Рис. 5. Кривые нагревания материала карбонатных «караваев» из чеганской свиты Южного Тургая и Приаралья. Слева — проба с оз. Челкартениз, справа — с горы Терменбес у ст. Саксаульской.

держат среди глин прослой песков и рыхлых песчаников. Здесь встречается глауконит, особенно обильный в зоне Кустанайского вала, и редко — желваки песчанистых фосфоритов, которые, возможно, вымыты из подстилающих пород. Средние горизонты (наиболее мощные)

сложены типичными чеганскими глинами с пиритом и «караваями» железисто-известковых карбонатов.

Верхние горизонты свиты заметно опесчанены и наиболее ясно обособлены. Иногда это тонко песчанистые глины, порою типичные чеганские глины с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песков, часто содержащих в небольшом количестве глауконит, и песчаников. Эти верхние песчанистые горизонты свиты прекрасно выражены в Северном Устюрте и здесь они выделены О. С. Бяловым сначала под именем венустовых слоев (1931), а затем ащеайрыкской свиты (1935).

Особый интерес для понимания истории чеганского моря имеет вопрос об отношении так называемой «ащеайрыкской свиты» ко всей толще чегана и о распространении слоев, эквивалентных ащеайрыкским по региону. Н. К. Овечкин (1954), отмечая общее сходство моллюсков из глин чегана и песков ащеайрыкской свиты, указывает на присутствие в последней видов, не известных для Приаралья и Тургайской впадины. Поэтому он допускает несколько более молодой возраст ащеайрыкской свиты, условно оставляя ее, до полной обработки фауны, в составе чегана.

А. Л. Яншин (1953) считает песчанистые ащеайрыкские породы регрессивной фацией чегана, которая в зависимости от местных условий то больше, то меньше обособлена от чеганских глин. Однако он все же оставляет термин «ащеайрыкская свита».

Из материалов С. С. Размысловой (1952), работавшей в северных чинках Устюрта, т. е. в местах классического развития ащеайрыкских пород, видно, что их фауна в принципе не отличается от чеганской, представляя собой обедненный вариант чеганского комплекса.

Следовательно, песчанистые, местами с глауконитом (урочище Кенкоус) ащеайрыкские отложения Северного Приаралья можно считать за мелководные осадки периода обмеления чеганского моря, отложенные перед окончательным его уходом с Арало-Сибирских равнин.

Сюда относятся, например, верхние горизонты чегана на богатом фауной классическом разрезе горы Терменбес; о них упоминает А. Л. Яншин (1953, стр. 396), но эти песчанистые слои почему-то остались неотмеченными Н. К. Овечкиным<sup>1</sup>, несмотря на их резкие морфологические отличия.

Эквивалентными ащеайрыкским породам следует, очевидно, считать также и песчанистые горизонты, известные для верхов чегана в обнажениях Чаграйского плато, у северных берегов залива Паскевича и залива Чернышева, а к северу — во многих других местах, отмеченных ниже, при рассмотрении вопроса о возрасте чеганской свиты.

Поэтому нужно согласиться с выделением верхних песчанистых горизонтов чегана в Северном Приаралье и Тургае. Они распространены достаточно широко и возможно были развиты повсеместно, отмечая собой первые фазы тектонических движений, за которыми последовало обильное поступление песчаного материала в чеганское море, а затем и его регрессия. По правилам региональной стратиграфии эти верхние опесчаненные горизонты вернее было бы называть не ащеайрыкской свитой, а ащеайрыкскими слоями, входящими в состав чеганской свиты.

Палеонтологически чеганская свита прекрасно охарактеризована богатой фауной моллюсков в Северном Приаралье (и несколько меньше

---

<sup>1</sup> Напротив, Н. К. Овечкин (1954, стр. 46) подчеркивает отсутствие песчанистых горизонтов в чегане Терменбеса и на этом основании параллелизует его с низами чегана на берегах Арала. Отсюда Н. К. Овечкиным делаются выводы о погоризонтном распределении моллюсков в чегане.

в Тургае) по сборам и определениям многих исследователей. Подробные списки фауны, с критическим ее разбором, приведены у А. Л. Яншина и Н. К. Овечкина (1954).

В самой северной части Тургая, при переходе его в Западно-Сибирскую низменность, собрана лишь очень скудная по составу и редкая количественно фауна моллюсков: *Cardium cingulatum* Goldf., *Cardium* sp., *Cytherea incrassata* Sow., *Cytherea* sp., *Cyprina* cf. *perovalis* Koenen, *Cyprina* sp., *Isocardia* sp., *Fusus* sp., *Solecurtus* sp., *Sparnodus sturawskii*, *Nodosaria raphanistrum* Linn., *Ostrea* sp. (сборы и определения Г. Е. Быкова, а позже — О. Н. Щегловой-Бородиной). Сравнивая эти данные и некоторые материалы по моллюскам из более северных районов со своими списками, Н. К. Овечкин считает, что облик северной фауны моллюсков чегана сохраняется тот же, что и в Приаралье.

Здесь же собраны зубы акул и скатов, образующих комплекс эоцено-олигоценового возраста: *Odontaspis hopei* Ag., *Od. cuspidata* Ag., *Od. macrotota* Ag., *Od. acutissima* Ag., *Lamna Karpinskii* Menn., *L. rupelienensis*, *L. vincenti* Wood., *Lamna* sp., *Oxyrhina biflexa* Rog., *O. desori* Sism., *Otodus obliquus* Ag., *Galeocерdo latidens* Ag., *Galeus latus* St.

В чеганских глинах у самой восточной окраины Тургая, по р. Ащитасты, В. С. Корниловой (1953) при совместных работах с автором собраны отпечатки побегов пресноводного папоротника *Asolla vera* Krysch., а также печеночных мхов из тропического рода *Frullania*.

Е. Д. Заклинская (1953в) в результате анализа пыльцы пород чеганской свиты из одного разреза Северного Приаралья (Карасандык) установила, что спорово-пыльцевые спектры чегана существенно отличаются от спектров нижележащей саксаульской свиты. Это отличие заключается в значительном присутствии в чеганских глинах пыльцы родов, обитающих в растительных зонах умеренного климата; при этом почти полностью отсутствует пыльца пустынных растений южного полушария, таких, например, как араукарии.

Чеганский спорово-пыльцевой спектр Северного Приаралья характерен примерно равным соотношением пыльцы покрытосеменных и голосеменных; значительно количество пыльцы вечнозеленых ксерофитов из семейств *Laugaceae*, *Sapindaceae*, *Sterculiaceae*, *Myrtaceae*, *Anacardiaceae* и травянистых из родов *Artemisia* и *Ephedra*. Наряду с этим присутствует в несколько меньшем количестве пыльца мезофильных и листопадных родов, таких, как *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Acer*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*. Находки пыльцы болотного кипариса лишь единичны, так же как и пыльцы сосны и бука.

Несколько слов о возрасте чеганской свиты Арало-Тургайского региона. Все суждения лиц, изучавших на протяжении около 100 лет малакофауну чегана или проводивших анализ ее списков, сводятся к трем точкам зрения.

Современным выразителем первой и наиболее старой концепции, высказанной еще в 1865 г. А. Кененом, является исследователь геологии приаральских пустынь А. Л. Яншин. Разбирая определения и возрастные заключения многих предшественников и учитывая предполагаемую им миграцию фауны из Европы в Приаралье, А. Л. Яншин (1953) считает нижнеолигоценовый возраст чеганской свиты несомненным.

Другая точка зрения принадлежит виднейшему нашему знатоку третичных моллюсков И. А. Коробкову. Он считает чеганскую свиту Казахстана, хадумские слои Предкавказья и мандриковские слои харьковского яруса Украины возрастными эквивалентами латторфского яруса Северной Германии. Сам же латторфский ярус по составу фауны моллюсков и отношению ее к фауне выше- и нижележащих толщ, по И. А. Коробкову,

скорее должен быть отнесен к верхнему эоцену, чем к нижнему олигоцену. Тогда «граница между эоценовыми и олигоценовыми отложениями будет проходить: на Кавказе — между зоной *Variatus fallax* Кобб. и хадумским горизонтом, в Армении и Ахалдихском бассейне — над зоной с *Pecten arcuatus* Вг., на Украине — над мандриковскими слоями, в Тургайской области и Северном Приаралье — над чеганской свитой» (И. А. Коробков, 1952, цит. по Н. К. Овечкину, 1954). Близкая по своему существу идея была высказана несколько ранее М. Н. Ключниковым (1950).

Наконец, Н. К. Овечкин (1954), монографически описавший недавно моллюсков чегана, придерживается промежуточной позиции, считая, что чеганские глины отлагались в интервал времени, отвечающий верхнему эоцену и нижнему олигоцену. В разрезе чегана он даже выделяет пять фаунистических зон, четыре из которых относит к верхнему эоцену, а верхнюю, с более однородной фауной, — к нижнему олигоцену. Относительно такого дробного подразделения маломощной толщи А. Л. Яншин (1953, стр. 413) замечает, что, очевидно, часть форм «характерна не для определенного горизонта, а для определенного типа пород, т. е. связана не с возрастом, а с биономическими условиями на дне бассейна». Кроме того, он находит, что «эоценовые виды не характеризуют какого-то определенного горизонта чеганской свиты, но встречаются в разных ее частях в виде примеси к видам нижнеолигоценовым и видам широкого вертикального распространения».

Из сказанного видно, что ключ к решению вопроса о возрасте чеганской свиты лежит вне Приаралья. Однозначное решение этот вопрос найдет только после окончательного приведения стратиграфии палеогена Европы в единую общепринятую систему.

Можно пока условно для целей региональной стратиграфии принимать, что чеганская свита Приаралья и Тургай отложилась в интервал времени, отвечающий самому началу олигоцена. Такая датировка чегана совпадает с приведенными выше возрастными определениями той же толщи в Западной Сибири и, таким образом, подкрепляет намечаемую нами параллелизацию.

В заключение обзора чеганской свиты следует высказать замечания по некоторым вопросам, поднятым Н. К. Овечкиным (1954) в его монографии о чегане. Главная часть в работе — палеонтологическая, и ее мы не касаемся, так как она может быть оценена по достоинству лишь специалистами по третичным моллюскам. Затронем здесь некоторые вопросы, относящиеся к палеогеографии чеганского времени в Тургае.

Основной палеогеографический вывод Н. К. Овечкина заключается в том, что чеганское море в верхнем эоцене занимало все Арало-Тургайские равнины от Убаганского района до Арала, затем оно стало медленно отступать на юг; в нижнем олигоцене море сохранилось лишь в Северном Приаралье; а на границе нижнего и среднего олигоцена ушло на юго-запад, освободив и Приаралье.

Этот главный вывод Н. К. Овечкин основывает на следующих выдвигаемых им положениях:

а) разница в литологии разрезов чегана по обнажениям на севере, начиная от ст. Саксаульской (горы Терменбес), и на юге и юго-западе — у берегов Аральского моря и на Чаграйском плато. По Н. К. Овечкину, в разрезах чегана от ст. Саксаульской и севернее отсутствуют верхние опесчаненные горизонты, которые он по комплексу моллюсков относит к нижнему олигоцену. Н. К. Овечкин считает, что в Тургае отложилась лишь нижняя часть чеганской свиты, представленная глинами с

верхнеэоценовым комплексом моллюсков, и только в Приаралье чеган представлен полным разрезом;

б) все возрастающая постепенность перехода от чеганских глин к налегающей континентальной серии по мере продвижения на север. В Северном Тургае, как считает Н. К. Овечкин (основываясь на мнении А. Г. Бер), переход от глин чегана к континентальной толще постепенный, что свидетельствует об отсутствии здесь континентального размыва чегана, т. е. об изначальном отсутствии верхних его горизонтов, относимых к нижнему олигоцену.

Если приведенные построения верны, то из них неизбежно следует, что нижние горизонты континентальной третичной серии Приаралья и Тургая геологически не đồngовозрастны и что в Приаралье они будут иметь среднеолигоценовый возраст, а в Тургае — нижнеолигоценовый, т. е. будут более древними. Таким образом, концепция Н. К. Овечкина с медленным отступлением моря приводит к заключению о существенном различии разрезов континентальной третичной серии на юге и на севере Арало-Тургайского региона<sup>1</sup>.

Посмотрим, однако, в какой мере эти построения отвечают объективному фактическому материалу, наблюдаемому в природе.

Как уже говорилось выше, верхние песчанистые горизонты мощностью 15—17 м, отвечающие ащайрыкским слоям чегана, великолепно выражены у ст. Саксаульской в обрывах гор Терменбес. Дальше к северу слишком мало таких обнажений чеганской свиты, по которым можно было бы вынести ясное представление об изменении ее состава по всему разрезу. Однако нигде — ни у озера Челкартениз и по рекам Кайдаулу и Сюрели в юго-восточном Тургае, ни у оз. Шинтуз и по р. Тургаю в Центральном Тургае, ни по р. Сарытургаю у восточной окраины впадины, ни на возвышенностях Кызбeltaу и Карагалтау в Северном Тургае — ни в одном из этих мест нам не приходилось видеть постепенного перехода от чеганской свиты к перекрывающим континентальным отложениям. Всюду граница достаточно четкая по волнистой линии, отмечающей континентальный размыв поверхности чеганской свиты после отступления моря. Величина среза чеганской свиты, вероятно, в разных участках была неодинакова, и в настоящее время нет никаких материалов для того, чтобы составить о ней представление. Поэтому, пожалуй, невозможно принять постулат Н. К. Овечкина о том, что верхние песчанистые слои чеганской свиты в Тургае не отлагались. Скорее можно думать, что они отлагались в Центральном Тургае так же, как и в Приаралье, но в значительной мере размывы в последующем, а там, где сохранились, не видны из-за очень плохой обнаженности. В единичных местах эти песчанистые верхние слои чегана действительно удается наблюдать. Один такой выход описан автором в 1949 г. на склоне гор Муқыртау, в 60 км к СЗ от с. Амангельды. Разрез представляет здесь следующее (снизу):

#### 1. Чеганская свита

- |   |        |
|---|--------|
| а) Глины зеленовато-серые, листоватые, с небольшим количеством гипса и россыпью бурой щебенки «караваев» по поверхности склона. Видимая мощность  | 8—10 м |
| б) Песок тонкозернистый, зеленовато-светло-серый, слюдистый, местами окрашен желтыми прожилками ярозита. Мощность   | 2 м    |
| в) Глины листоватые, зеленовато-серые, подобные породам слоя «а», но в отличие от последних изобилуют высыпками с поверхности темно-бурой и вишнево-красной щебенки от распавшихся карбонатных «караваев». Мощность | 1,5 м  |

<sup>1</sup> Сам Н. К. Овечкин этого вывода не делает, но из всего сказанного он совершенно очевиден.

г) Песок тонкозернистый, зеленовато-серый, слюдястый, с прожилками и пятнами ярозита. Мощность	2 м
д) Глины листоватые, зеленовато-серые, аналогичные глинам слоев «а» и «в», но с еще большим количеством щебенки «караваев» на поверхности склона. Мощность	5 м

## Размыв.

### 2. Индрикотериевая свита (континентальная толща)

а) Песок тонкозернистый, зеленовато-светло-серый, почти белый. Морфологически сходен с индрикотериевыми песками Шинтузская, Жаркуе, Науша. Мощность	1,5 м
б) Глины болатгамского типа, плотные неяснослоистые, зеленовато-серые, с желтыми охристыми пятнами. Мощность	2 м

Таким образом, и в Центральном Тургае можно видеть в верхней части чеганской свиты значительное участие песков, слагающих до 40% разреза.

Рассмотрение обширного материала по скважинам, пробуренным за последние годы в Северном Тургае при поисках и разведке углей и железа, показывает также наличие во многих пунктах значительной опесчаненности верхней части чеганской свиты. Так, скважиной № 6, пройденной близ железной дороги Акмолинск—Карталы, в 28 км восточнее ст. Опановки, встречен такой разрез (даем в сокращенном виде).

- 1) 0 — 4,0 м — четвертичная бурая супесь.
- 2) 4,0 — 28,5 м — третичная континентальная серия.
- 3) 28,5 — 45,0 м — чеганская свита; глина тонкослоистая, зеленовато-серая, с прослойками мелкозернистого слюдястого песка.
- 4) 45,0 — 50,9 м — чеганская свита; песок мелкозернистый, глауконитово-кварцевый, светло-зеленый, с прослоями зеленовато-серой глины.
- 5) 50,9 — 56,8 м — чеганская свита; глина зеленовато-серая, тонкослоистая.
- 6) 56,8 — 66,8 м — чеганская свита; песок мелкозернистый, зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый.
- 7) 66,8 — 76,3 м — опоковая свита (саксаульская); светло-серые трепела (опока), переслаивающиеся с кремнистыми песчаниками.
- 8) 76,3 — 94,0 м — фораминиферовая свита (тасаранская). Пески мелкозернистые, зеленовато-серые, глауконитово-кварцевые.
- 9) 94,0 — 157,0 м — верхний мел. Песчаники и пески глауконитово-кварцевые, с гальками фосфоритов.
- 10) 157,0 — 175,5 м — нижний (?) мел. Глины серые и глинистые песчаники с углефицированной древесиной.
- 11) 175,5 — 187,0 м — карбон. Темно-серые криноидные известняки с запахом нефти.

Еще восточнее группа скважин (№ 1-Т, 2, 18, 42), пройденных в окрестностях железнодорожной ст. Тютюгур, также вскрыла чеганские глины мощностью 70—95 м с песчанистыми прослойками в верхней части и кварцево-глауконитовыми песками в основании.

Таким образом, новый фактический материал не подтверждает положений об отсутствии в Центральном и Северном Тургае верхних песчанистых горизонтов чегана и о постепенности перехода чегана в вышележащую континентальную серию. Значит и положение о геологической разновозрастности в Приаралье и Тургае верхних слоев чегана и нижних слоев налегающей на него континентальной серии пока нельзя считать ни в какой мере обоснованным, несмотря на его внешнюю правдоподобность. Бесспорно, что для отступления чеганского моря требовалось время, и его регрессия не была катастрофическим актом внезапного осушения всей территории Арало-Тургайских равнин. Однако можно думать, что эта регрессия проходила достаточно быстро. В условиях однородно плоского рельефа дна чеганского моря каждое небольшое паде-

ние уровня бассейна неизбежно приводило к быстрому отступлению береговой линии и освобождению значительных площадей. Примером такой быстрой регрессии является сейчас отход Каспия из заливов Комсомолец и Мертвый Култук и осушение полосы северного побережья, когда многие рыболовецкие селения остались на сухом месте, а г. Гурьев оказался в 20 км от моря.

Второе замечание касается происхождения гипса в чеганской свите. Н. К. Овечкин думает, что гипс чегана образовался «за счет выпадения из морской воды» (1954, стр. 105). Известно, что гипс выпадает из раствора после карбонатов лишь в обстановке полуотчлененных или изолированных от моря лагун с очень минерализованной водой. Характеристика же чеганского моря, по данным того же Н. К. Овечкина, такова, что это был открытый бассейн с нормальной соленостью. Поэтому нужно считать, что гипс чегана, подобно ярозиту, в массе своей является вторичным (как это полагает и А. Л. Яншин, 1953) и образовался в результате окисления пирита. Этим, очевидно, и объясняется повышенная гипсоносность верхних горизонтов чегана, находящихся в зоне более интенсивного окисления.

---

---

---

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕНОВОЙ СЕРИИ ЗАУРАЛЬЯ

В то время, когда в Арало-Сибирском палеогеновом море накапливались толщи трех описанных формаций, на окружающей суше Казахского нагорья, Урала и Средней Сибири происходило формирование континентальных пород. Как уже говорилось, в каждый этап существования Арало-Сибирской геологической провинции на суше и в прилегающем эпиконтинентальном море отлагаются генетически связанные между собою комплексы осадков. Они возникают как следствие единого процесса континентальной и морской осадочной дифференциации (вещества. Качественные отличия этих комплексов (осадочных формаций) зависят от того, как складываются в данном регионе ведущие литогенетические факторы — тектоника и климат.

Иначе состав осадочных формаций определяет «геохимическое лицо» каждого естественного этапа осадконакопления и является, вместе с палеонтологическими документами, дошедшим до нас вещественным выражением тектоно-климатического режима прошлых времен.

В отличие от морских палеогеновых формаций, покрывающих большие площади низменностей, их маломощные континентальные эквиваленты на Казахском нагорье, Урале и в Средней Сибири сохранились лишь на ограниченных разобщенных участках во впадинах рельефа. Поэтому они изучены и датированы несравненно хуже, чем соответствующие им морские отложения. В большинстве случаев даже не установлены сколько-нибудь достоверно возрастные взаимоотношения смежных морских и континентальных формаций зауральского палеогена. Тем более не увязаны между собою континентальные образования, отложенные на удаленных берегах обширного палеогенового моря, хотя некоторые из них в разных местах уже довольно хорошо описаны и достаточно обоснованно могут сопоставляться. Синхронизация континентального палеогена, помимо всего сказанного, затруднена скудостью и однообразием заключенного в нем палеонтологического материала, который ограничен растительными остатками. Поэтому при изучении и систематизации материалов по континентальному палеогену Зауралья особенно важным, а иногда и единственно применимым является формационный принцип расчленения, основные идеи которого, в их конкретном приложении, кратко изложены в настоящей работе.

Описание осадков, эквивалентных морской палеогеновой серии Зауралья, будет носить в известной мере фрагментарный характер, в соот-

ветствии с малым распространением и слабой обнаженностью и изученностью этих континентальных образований. Наиболее подробные сведения об этих маломощных, как правило, породах мы имеем не от геологов, а от палеоботаников, которые собирали в разных местах и определяли очень хорошо сохранившиеся отпечатки наземной флоры.

### Южный Урал и Мугоджары

В Южном Урале и Мугоджарах известны документы, сохранившиеся от двух геохимических эпох палеогена, — самой древней железисто-кремнистой и следующей — кремнистой.

В сводном разрезе, составленном Б. В. Наливкиным (1941) для морского (преимущественно) палеогена Орско-Халиловского района, находим почти все толщи, которые только что описаны для прилегающих равнин Северного Тургая в его Притобольской части.

В основании лежат породы морской кремнисто-глауконитовой формации (26 м), представленные глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями опок. Они достаточно датированы фауной моллюсков и Б. В. Наливкиным, а позднее А. Л. Яншиным (1948) параллелизуются с верхнесызранским и нижнесаратовским ярусами палеогена Поволжья. Из прибрежно-морских кремнисто-глауконитовых песчаников этой формации известны листовые отпечатки вечнозеленых деревьев и кустарников. Отсюда определены: *Quercus diplodon* Sap., *Quercus (Dryophyllum) curticellense* Sap. et Mart., *Quercus (Dryophyllum) dewalquei* Sap. et Mart., *Chamaecyparis belgica* Sap., *Dewalquea grandiflora* Krasn., *Dryandra schrenkii* (Sternb.) Heer., *Viburnum giganteum* Sap., *Cornus* sp., *Magnolia* sp., *Ficus* sp. Позже Т. Н. Байковская (1953) определила отсюда часть соплодия вечнозеленого *Steinhauera subglobosa* Presl. К этой же формации как будто принадлежат и флористические сборы А. А. Петренко (1939) в овраге Романкуль, где В. И. Баранов (1952) описывает зеленые кремнисто-глауконитовые песчаники с отпечатками листьев. Отсюда А. Н. Криштофович определил *Glyptostrobus parisensis* Brongn., *Sequoia couttisiae* Heer., *Aralia transversinervia* Sap. et Mart., *Dryophyllum furcinervis* Schmalh.

В последние годы из глауконитовых песчаников Южного Приуралья Н. Д. Васильевской и В. И. Барановым (1952) собраны богатые коллекции отпечатков флоры камышинского типа, характерной обилием крупных листьев гигантской калины (подробные данные о составе этих сборов еще не опубликованы).

Чисто континентальных образований, синхронных морской кремнисто-глауконитовой формации, в Южном Урале и на Казахском нагорье, а также в других местах достоверно не известно. Поэтому о климатической обстановке континентов того времени мы можем судить лишь по наземной флоре, захороненной в прибрежно-морских осадках, и по составу некоторых типичных прибрежных отложений, сравнивая их с флорой и осадками следующего «кремнистого века». Некоторый дополнительный (но пока еще слабо поддающийся истолкованию) материал о физико-географической обстановке самого начала палеогена в Северной Азии может дать Монголия; здесь известны континентальные осадки, относимые к палеогену и содержащие фауну позвоночных (Беркей и Моррис, 1927). К этому материалу мы обратимся ниже.

Над породами кремнисто-глауконитовой формации в Орско-Халиловском районе залегает толща кремнистой формации. Она представлена типичными и песчанистыми опоками (15—20 м), сопоставляемыми с «верхними» опоками Притоболья и Челябинского района. На них

залегают близкие им по литохимическому типу континентальные осадки — светлые кварцевые пески (10—12 м) с кремнистыми песчаниками. Последние изобилуют отпечатками листьев и ветвистыми пустотами от корней и стволов древесной и кустарниковой растительности.

Кремнистые песчаники с обильными пустотами — отпечатками растительных остатков — кратко описывают П. М. Есипов и Н. Ф. Мамаев (1940) при геологических съемках на западной периферии Тургая в Полтаво-Брединском угленосном районе, вдоль железной дороги Троицк — Орск. Названные авторы совершенно справедливо считают эти песчаники стратиграфическим эквивалентом морской опоковой толщи, сохранившейся у восточной окраины заснятого района (61° в. д.) и достигающей здесь 20 м мощности. Широкое развитие на восточном склоне Южного Урала эоценовых кремнистых пород подтверждается также и материалами А. А. Петренко (1946). Последний при геологических съемках полосы угленосного карбона отмечал кремнистые песчаники с растительными остатками от Домбаровки на юге до Полтаво-Брединского района на севере.

А. Н. Криштофович из сборов Б. В. Наливкина в районе хутора Бака определил в таких кремнистых песчаниках следующие формы: *Sequoia coultisiae* Heer., *Podocarpus eocenica*, *Sabal* sp. (cf. *haeringiana*) Ung., *Cinnamomum* sp., *Andromeda protogaea* Ung., *Dryandra schrenkii* Heer., *Pimelia* sp., *Quercus* (*Dryophyllum*) *furcinervis* Heer., *Quercus* cf. *bifurcatus* Wat., *Monocotyledonae*. Флора эта, как и предшествующая ей камышинская, представлена вечнозелеными растениями. В составе обеих флор имеются некоторые общие формы; по А. Н. Криштофовичу, совершенно очевидна тесная связь более древнего комплекса камышинской флоры с горы Уши и глауконитовых песчаников Южного Урала с более молодым комплексом кремнистых песчаников Бака. Оба флористических комплекса принадлежат тропикам и субтропикам, оба несут признаки ксерофильности. Однако наряду со сходством флор имеется и заметная разница между ними. В составе нижнепалеогеновой камышинской флоры наряду с жестколистными дубами и камфарными лаврами в большом количестве имеются крупнолистные формы вроде гигантской калины, которая местами образует основную массу листовых отпечатков (сборы В. И. Баранова). Напротив, в более молодой флоре кремнистых песчаников Южного Урала известны только мелколистные и узколистные ксерофильные формы с жесткой и кожистой листовой пластинкой.

Следовательно, можно думать, что обе флоры Южного Урала, более древняя флора кремнисто-глауконитовой формации и следующая за ней флора кремнистой формации существовали в обстановке сухого климата. Аридизация достигла максимума, очевидно, в кремнистый век. А. Л. Яншин (1943, 1953) рисует в это время обстановку пустыни, где господствует интенсивнейшее перевевание песков, уносимых далеко в открытое море, а на суше засыпающих кустарники типа австралийского «скруба».

Насколько такое представление верно, увидим ниже, при рассмотрении физико-географической обстановки «кремнистого века», после озера отложений континентального палеогена.

Континентальные эквиваленты морской пирит-сидеритовой формации в Орском Урале пока не известны.

### Казахское нагорье

На противоположном от Урала берегу палеогенового моря, на огромном полуострове Казахского нагорья в нижнем палеогене также фор-

мируются континентальные образования. К настоящему времени здесь довольно хорошо известны эквиваленты лишь одной из морских палеогеновых формаций — кремнистой. Это — широко, но обрывочно развитые кремнистые образования Казахского нагорья, представленные целой гаммой пород, от пудинговых конгломератов и песчаников до пеликанитов Прииртышья (И. И. Бок, 1941) — прокремненных пород нижне-мезозойской коры выветривания. К этому же этапу палеогенового осадконакопления, видимо, следует отнести и углито-бокситовые толщи, приуроченные к депрессиям древнего рельефа и наиболее известные в Акмолинском районе и у западной окраины Казахского нагорья.

Упоминания о кайнозойских кремнистых песчаниках или о генетически сходных с ними породах можно найти почти в каждом отчете с геологической съемке на разных участках обширного Казахского нагорья. Очень близкие между собой по смыслу описания молодых кремнистых песчаников (или «опоковидных», как иногда их неправильно именуют) встречаем также в ряде опубликованных в разное время материалов по геологии Центрального Казахстана.

Так, в западной части Казахского нагорья эти породы описываются Г. Е. Быковым (1936), К. А. Смирновой (1936) и Н. С. Павловым (1936) как кварцитовидные песчаники или кварциты с большим количеством неясных растительных отпечатков — полостей от веток сучьев и целых древесных стволов. К северу от р. Сарысу П. Л. Меркулов и А. Е. Репкина (1938) отмечают такие же породы в виде глыбового развала, встреченного в отдельных местах на самых различных гипсометрических уровнях.

При съемках в пределах Акмолинского и Еремельтавского градусо-солистов Г. И. Водорезов (1938) описывает линзы сливных песчаников в белых песках — «опоковые ноздреватые, буроватые или красноватые кварциты с отпечатками корней растительности».

Е. Д. Шлыгин (1932), Р. Э. Квятковский (1941) и А. Н. Балунцев (1937) отмечают кремнистые песчаники с растительными остатками плохой сохранности во многих местах Селеты-Степняковского района, т. е. вдоль северной окраины Казахского нагорья. Е. Д. Шлыгиным в кремнистых песчаниках западнее оз. Селеты собрано небольшое количество листовых отпечатков. «По предварительному определению В. Д. Принада, флора должна быть отнесена к эоцену, хотя среди нее находятся и некоторые элементы, указывающие на более древний верхнемеловой возраст флоры» (Е. Д. Шлыгин, 1932).

Кварцитовидные сливные песчаники и белые кварциты в виде отдельных глыб с большим количеством ветвистых отверстий в них — отпечатков корней, встречали во многих местах среди мелкоспочника при съемке на Средне-Шидертинском и Улентинском листах Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин и Г. Ц. Медоев (1933).

Наконец, подобные же породы описал Д. С. Коржинский (1930, 1932) при геолого-петрографических исследованиях в Экибастузском районе, а Н. Н. Горностаев (1923) обратил на них внимание в окрестностях Семеятау.

Автору в геологических маршрутах по Центральному Казахстану также неоднократно попадались эти своеобразные кремнистые породы, совершенно идентичные по составу, внешнему облику и характеру залегающих эоценовым кремнистым песчаникам Южного Урала. Наиболее подробно удалось наблюдать их вдоль западной окраины нагорья в Джебказган-Улутавском районе (В. В. Лавров, 1950, 1949), в центральной части нагорья близ г. Акмолинска и на северо-востоке, вдоль краевой по-

лосы нагорья от оз. Селеты до Присемипалатинского Прииртышья (В. В. Лавров и И. С. Данилов, 1952).

На западе Казахского нагорья континентальные кремнистые породы встречались автору в отдельных участках повсюду, от Кенгира и Байконура на юге<sup>1</sup> до р. Бурлука (притока Ишима) на севере. Можно отметить приуроченность значительных (в несколько квадратных километров) площадей развития кремнистых пород к платообразным участкам, сложенным с поверхности светлыми каолиновыми глинами коры выветривания. Таково, например, урочище Копя в 30 км к северу от Байконура (близ дороги Байконур — Тортмола). Хорошо сохранились они на таких же низких плато у восточного борта Тургайской впадины по правобережью рек Балты и Шагырлы.

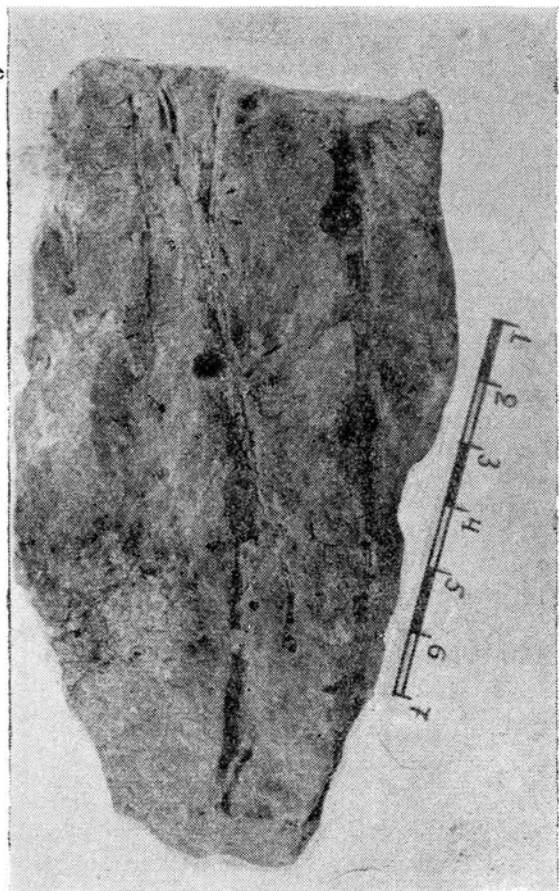


Рис. 6. Штуф кремнистого алевролита со следами мелких корней (вертикальный излом) и отпечатками клубеньков, вмещающих колонии азотфиксирующих бактерий (?). Западная окраина Казахского нагорья, р. Шагырлы.

В вертикальном изломе плиты кремнистых пород обнаруживают также закономерное строение. Верхняя плоскость многих глыб несет следы многочисленных отверстий, которые уходят в кремнистую плиту, постепенно утончаясь и разветвляясь книзу. Внутренность больших и малых

Кремнистые породы залегают здесь на размытой и выровненной поверхности глинистой коры выветривания; уцелевшая от денудации мощность последней не превышает обычно 3—5 м, но местами она достигает 20 м. Пласт светло-серых и желтовато-серых кремнистых пород типа плотных сливных песчаников и кварцитов имеет мощность, как правило, до 1—1,5 м. Он разбит на отдельные крупные глыбы, которые, будучи несколько смещены относительно своего начального положения, образуют глыбовый развал по глинам коры выветривания. Первоначально кремнистые породы, видимо, залегали сплошной монолитной плитой, занимая определенные участки древнего рельефа.

Бросается в глаза резко различный вид нижней и верхней плоскостей кремнистой плиты. Верхняя ее плоскость обычно ровная или слабо волнистая, нижняя же крайне неровная, с большим количеством длинных кремнистых языков и карманов между ними.

<sup>1</sup> Еще южнее, между реками Сарысу и Карсакпаем, глыбы кремнистых «опоко-видных пород отмечал при геолсъемке в 1947 г. А. В. Волни (ВСЕГЕИ).

ветвистых трубчатых полостей несет ясные отпечатки растительных структур, являясь точным слепком корневых систем растений<sup>1</sup>. На отпечатках некоторых мелких корней замечаются следы округлых вздутий, очень похожих по величине и форме на колонии азотфиксирующих бактерий, образующих клубеньки на корнях современных бобовых, травянистых и кустарниковых растений (рис. 6).

На поверхности иных глыб видны крупные, до 15 — 20 см в поперечнике и такой же глубины, чашеобразные углубления, от которых вниз отходит два или более трубчатых отверстия. Эти «чаши» морфологически отвечают слепкам прикорневых утолщений ствола, обычных для многих древесных и кустарниковых пород (рис. 7).



Рис. 7. Глыба кремнистого конгломерат-песчаника с чашеобразными углублениями на поверхности — следами прикорневых утолщений стволов. Западная окраина Казахского нагорья, р. Балга.

Здесь также подмечается связь между составом коры выветривания и характером залегающих на ней кремнистых пород. Каждому варианту каолиновой коры выветривания отвечает своя разновидность «кремнистого панцыря». Эта зависимость представлена в таблице 4.

При анализе таблицы 4 напрашивается следующий вывод. Связь между составом палеозойских пород с развитой по ним каолиновой корой выветривания и составом залегающих на коре кремнистых пород не случайна. Эта связь, несомненно, обусловлена способом формирования кремнистых пород и в ее основе лежит генетическая цепь: палеозойский субстрат → нижнемезозойская каолиновая кора выветривания → континентальные кремнистые образования эоцена.

Таковы типичные черты кремнистых пород эоцена в западной части Казахского нагорья. Они, как увидим ниже, в совокупности с другими данными позволяют установить природу этого древнего кремнистого панцыря и происхождение как самих кремнистых пород, так и других, с ними связанных.

Прямых данных к точному определению возраста кремнистых пород западной окраины Казахского нагорья пока нет. Залегая на нижнемезозойской коре выветривания и перекрываясь континентальным средним оли-

<sup>1</sup> Фотографии таких же корневых систем на эоценовых кремнистых породах Орского Урала приводит А. Л. Яншин (1948).

Материнские породы	Характер элювиальных образований коры выветривания	Характер залегающих на коре кремнистых пород
Филлитовые сланцы кембро-силура (р. Шагрылы)	Светлые однородные глинисто-алевритовые каолиновые породы	Кремнистые алевриты, очень однородные, с раковистым изломом
Те же сланцы, прорезанные жилами молочного кварца (ур. Копа)	Светлые каолиновые глины с проходящими по их разрезу реликтами кварцевых жил	Кремнистые алевриты с включениями остроугольных обломков материала кварцевых жил
Конгломераты девона (р. Балга)	Светлые каолиновые глины с включениями кварцевой гальки	Кремнистые конгломераты пудингового типа с реликтовой кварцевой галькой, взвешенной в основной кремнистой массе (рис 8).

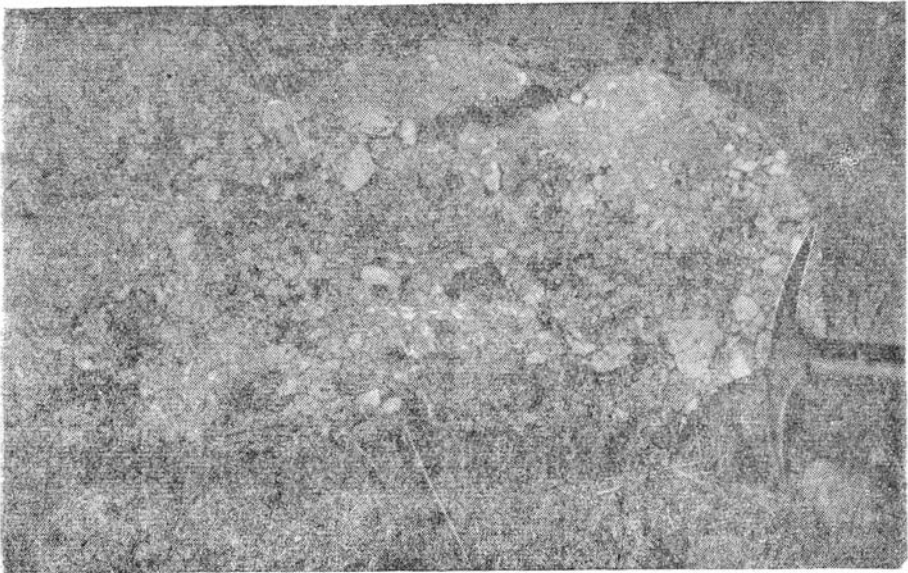


Рис. 8. Кремнистый конгломерат пудингового типа — в кремнистом цементе «взвешены» реликтовые кварцевые гальки из коры выветривания по конгломератам девона. Западная окраина Казахского нагорья, р. Балга.

гоценом Тургая (индрикотериевая свита), они здесь могут быть отнесены к любому отрезку широкого интервала времени мел — нижний палеоген. Однако абсолютное тождество этих пород с эоценовыми кварцитами Урала, сходное залегание и палеогеографические соображения позволяют и здесь отнести их к эоцену.

В Акмолинском районе кремнистые породы, в залегании близком к первичному, наблюдались автором в 50 км к север-северо-востоку от Акмолинска. Обширная плоская равнина сложена здесь в основании светлыми породами коры выветривания мощностью до 10—12 м. На выровненной поверхности каолинового элювия лежит плита серых кавернозных плотных кремнистых песчаников и кварцитов эоцена мощностью до 0,5 — 0,7 м, разбитая на отдельные глыбы. Местами в кремнистых песча-

никах видны обильные следы корней и неясные отпечатки листьев. На кремнистые породы налегают четвертичные аллювиальные желто-бурые суглинки и супеси.

Ближе к Акмолинску среди гравелистого аллювия верховьев р. Селеты встречаем довольно много угловатых обломков (до 30 см в поперечнике) таких же кремнистых пород с растительными отпечатками.

Северо-восточная окраина Казахского нагорья представляет собой зону наиболее широкого непрерывного распространения кремнистых пород в их всевозможных разновидностях. Здесь автором и Л. Ю. Буданцевым в 1951 г. у Такырсора и Жамантуза были сделаны крупные сборы листовой флоры кремнистых песчаников, которая определена Л. Ю. Буданцевым (1953) и В. С. Корниловой (1952).

Забегая несколько вперед, скажем, что флора кремнистых пород Прииртышья оказалась по своему типу однородной, а по видовому составу отчасти сходной с флорой подобных же образований Южного Урала. Таким образом подтвердился эоценовый возраст кремнистых континентальных песчаников и алевролитов Казахского нагорья. Некоторые находят возможным еще точнее датировать эти породы, относя их к верхнему эоцену (В. С. Корнилова, 1955). Такое уточнение не имеет пока скольконибудь веских оснований, будучи некритически заимствованным из стратиграфических схем, предлагающих заменить тсперешнее трехчленное деление палеогена на старое двухчленное (эоцен и олигоцен).

Кремнистые эоценовые породы Прииртышья в принципе не отличаются от описанных для Приургайской части Казахского нагорья. Но здесь мы встречаем их лежащими не только на каолинизированных породах коры выветривания, но также и на нормальных осадочных отложениях. Так, в районе Майкаина и к северо-востоку от него на большой площади встречаем кремнистые породы, залегающие на светлых маломощных (до 10 м) песках, подстилаемых корой выветривания. Кремнистые породы лежат здесь, как правило, отдельными плоскими глыбами и глыбовым развалом (рис. 9), бывшим в прошлом монолитной плитой, которая местами даже сохранилась в близком к первоначальному виде (карьер у оз. Карасор, рис. 10). Литологически — это светлые кремнистые песчаники во множестве разновидностей — от плотных звенящих кварцитов с раковистым изломом до очень слабых песчаников, которые по виду похожи на слежавшийся сахарный песок. Различные разновидности этих пород можно встретить в непосредственной близости друг от друга.

В каменном карьере между озерами Худайкуль и Карасор, к северо-востоку от Майкаина, автору удалось вскрыть подошву плиты кремнистых песчаников и проследить шурфом их переход к рыхлым пескам почвы. Здесь записан следующий разрез по забюю старого карьера и шурфу (сверху).

1) Плита кремнистого песчаника мощностью от 0,5 до 1,8 м, в среднем около 1 м. По обнажениям в забюях на протяжении 80—100 м видно, что характер песчаника часто меняется от плотного сливного, с трудом разбиваемого молотком, до очень неплотного. Изредка на поверхности плиты песчаника попадаются округлые отверстия до 8 см в поперечнике, от которых вниз идут ветвистые трубчатые ходы — следы корневых систем деревьев и кустарников. По вертикальному излому плиты слабо намечается слоистость кремнистой породы тонкопараллельно-наклонная и покойно-косая, совершенно такая же, как и слоистость пород почвы. Переход от кремнистой плиты к подстилающим ее породам постепенный, через ряд окремненных тонких прослоев и плиток, залегающих по наслоению песков. Книзу окремненных участков становится

все меньше и они все слабее сцементированы; наконец, в песке попадают лишь мелкие неправильные кремнистые стяжения.

2) Пески почвы кремнистых пород вскрытой (по шурфу) мощностью 2,5 м. Песок мелко- и равномернозернистый, то белый,



Рис. 9. Глибовый развал эоценовых кремнистых песчаников, представлявших в прошлом монолитную плиту. Павлодарское Прииртышье, южный берег оз. Карасор.

то желтый до оранжево-желтого цвета. Слоистость горизонтальная и спокойной-косая, аллювиального типа.

Совершенно такое же обнажение описано в каменном карьере Министерства путей сообщения на северо-западном берегу оз. Худайкуль, в

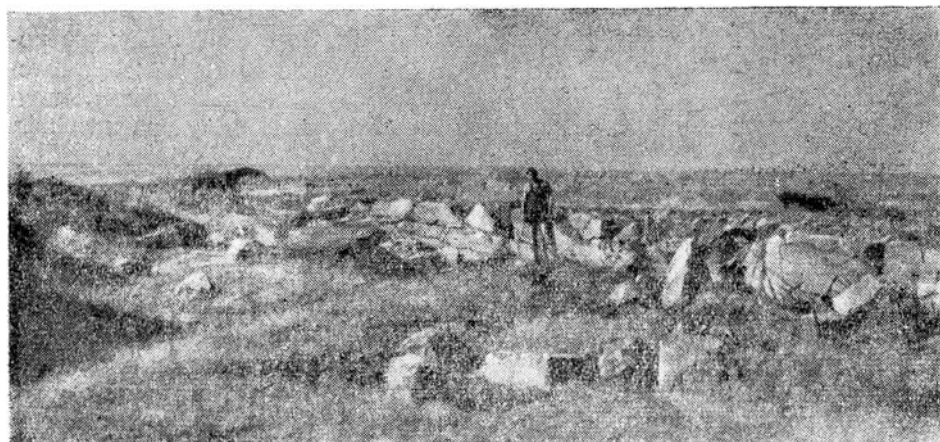


Рис. 10. Монолитная плита эоценового кремнистого песчаника, вскрытая каменным карьером у оз. Карасор. Павлодарское Прииртышье.

2 км южнее железной дороги Павлодар — Экибастуз. Здесь кремнистые мелкозернистые песчаники светло-серые (почти белые), имеют ясно видимую спокойно-косую слоистость, также дырчатые и также неравномерно сцементированы кремнекислотой, имеющей явно инфильтрационное происхождение. Почвой кремнистых песчаников служат те же мелкозернистые белые пески с косой слоистостью, ниже которых под делювиальным плащом скрыта мезозойская кора выветривания (выходит на поверхность у западного берега озера).

Таким образом, и в северо-восточной части Казахского нагорья, как и на западе, видим бесспорную генетическую связь между эоценовым кремнистым панцырем и его субстратом. Эта связь прослеживается и по материалам Н. Н. Горностаева (1923), который в районе Семейтау и Елизаветинских каменноугольных копей отмечал широкое распространение кремнистых плотных и «опоковидных» глинисто-кремнистых песчаников и конгломератов, слагающих с поверхности платообразные останцовые возвышенности. Наличие в молодых кремнистых породах совершенно неокатанных дигексаэдров кварца, происходящих из туфогенно-эффузивной палеозойской толщи, указывает на развитие по эффузивам коры выветривания; по глинам последней формировался кремнистый панцырь с включениями кристаллов реликтового кварца. Выше мы описали для запада принципиально тождественное явление присутствия в пудинговых эоценовых кварцитах галек кварца из девонских конгломератов.

Эти факты являются не только доказательством генетической связи эоценовых кремнистых пород с подстилающими их образованиями, но и наглядным свидетельством единства процессов континентального кремне-накопления в разных концах Центрального Казахстана.

Несколько слов об особенностях захоронения растительных остатков в кремнистых образованиях. Такырсор — самое богатое из известных в Центральном Казахстане местонахождений «кремнистой флоры» — находится в 33 км к СВ от Майкаина, близ окраины Казахского нагорья. Оно представляет собой глыбовый развал желтовато-светло-серых кремнистых алеврслитов и тонкозернистых песчаников. Глыбы очень плотной породы переполнены растительными остатками: полостями и пустотами от различных мелких веточек, семян плодов и шишек, отпечатками листьев и их фрагментов. Местами породы пронизаны сетью ветвистых корневых ходов до 2 — 3 см в диаметре. Редко в породе попадаются мелкие угловатые куски окремненной очень непрочной древесины.

Местонахождение Такырсора отличается от других, связанных с иными типами пород, следующими совершенно определенными признаками.

1. Флороносная порода не обнаруживает никаких следов слоистости и раскалывается одинаково трудно в любом направлении, лучше — по плоскости залегания листьев (где их много).

2. Растительные остатки лежат в породе в самых разнообразных направлениях, листья часто залегают в разных плоскостях, хотя попадают и налегающие друг на друга в одной плоскости, близкой к горизонтальной.

3. Распределение растительных остатков в породе крайне неравномерное, рядом с изобилующими флорой участками встречаем такую же породу совершенно немую.

4. Нигде не встречаем явлений замещения растительных остатков кремнекислотой; всюду, как правило, видим лишь отпечатки и полости ничем не заполненные, редко по стенкам полостей отмечается тонкий налет извести (вторичного происхождения?).

5. Почти не встречается отпечатков ровных листовых пластинок; все они несколько покороблены как в поперечном, так и в продольном направлении, что свидетельствует об интенсивном высыхании листьев перед их захоронением в кремнистом осадке.

Нужно особо подчеркнуть, что совершенно таковы же условия залегания растительных остатков в литологически сходных и также эоценовых<sup>1</sup> кремнистых породах Украины на Волянице (Ф. А. Станиславский, 1950).

Л. Ю. Буданцев (1954) по сборам из Такырсора и из небольшой коллекции К. И. Тикельман определил в кремнистых песчаниках прииртышской части Казахского нагорья следующие формы: хвойные *Podocarpus eosencica* Ung., *Pinus Nikitini* nov. sp. (рис. 11), *Sequoia Couttsiae* Heer., пальма *Sabal haeringiana* (Ung.) Schimp. (рис. 12) и вечнозеленые *Myrica haeringiana* Ung., *Lomatia firma* Heer., *Santalum oserinum* Ett., *Laurus primigenia* Heer., *Oreodaphne* sp., *Ilex parschlugiana* Ung., *Celastrus elaeus* Ung., *Sterculia variabilis* Sap., *Leptospermites spicatus* Schm., *Eugenia haeringiana* Ung., *Myrtophyllum* sp., *Neritium* sp., *Echitonium Sophiae* Web., *Andromeda protogaea* Ung., *Banksia helvetica* Heer.; предположительно листопадные — *Macclintokia irtyschensis* sp. n., *Podogonium Knorrii* Heer.

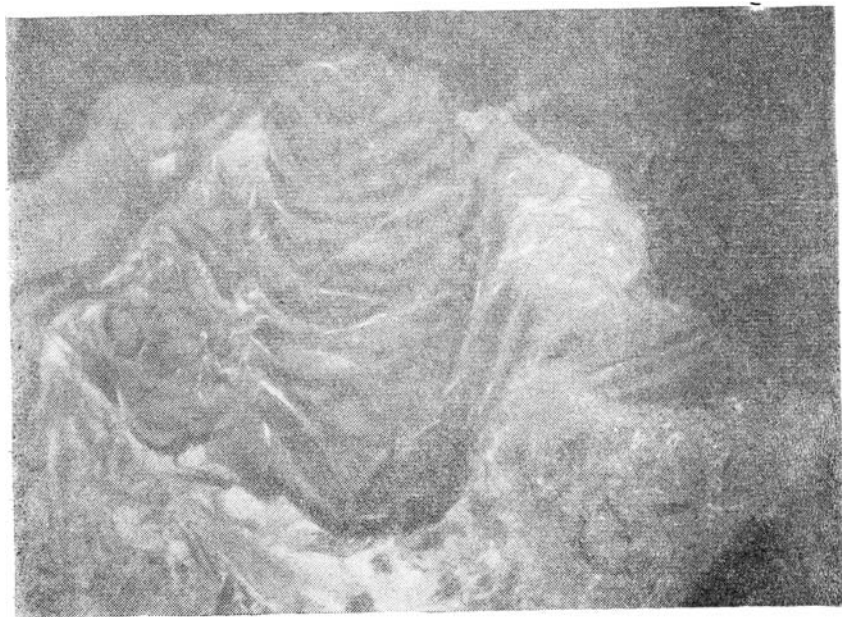


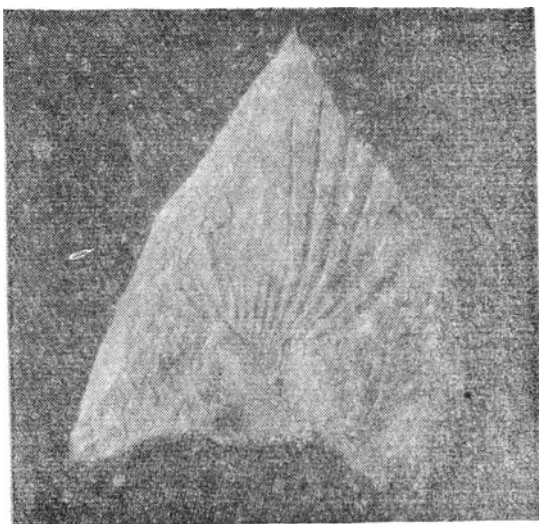
Рис. 11. Рельефный отпечаток шишки *Pinus Nikitini* Bud. в кремнистом алевролите ур. Такырсор (фото Л. Ю. Буданцева; нат. велич.).

Неподалеку от Прииртышья, у оз. Жамантуз (планшет М-43-34), в 1951 г. описано еще одно местонахождение флоры из кремнистых пород.

Разрез у восточного берега оз. Жамантуз, где была собрана коллекция, схематически таков: в основании лежит толща угленосного нижнего карбона, по ней развита мезозойская кора выветривания, представленная белесо-желтыми алевритами элювиального происхождения, имеющими видимую мощность до 1,5 м.

<sup>1</sup> Бучакский ярус.

Толща, заключающая флору, завершает разрез. Она представлена крупнозернистым бурым песком с большим количеством совершенно неокатанной щебенки из местных пород. Пески косослоисты и содержат куски окремненной и ожелезненной тяжелой древесины и полые железистые конкреции. Встречаются линзовидные прослои среднезернистых песков, сцементированные в звенящий железисто-кремнистый бурый песчаник с отпечатками плотных кожистых листьев. В том же песчанике попадаются неокатанные куски ожелезненной и окремненной древесины. Мощность флороносной толщи — до 2 м, залегает она на коре выветривания с неравномерным размывом.



Вдоль всего восточного берега оз. Жамантуз прослеживается низкий (4—5 м) террасовидный уступ, сложенный в цоколе корой выветривания, на которой лежат бурые гравелисто- или щебенисто-песчаные отложения с линзами железисто-кремнистых песчаников в них. Уступ венчается глыбовым развалом серых кремнистых песчаников (0,3—0,7 м) с корнями, переходящих в пространстве в красно-бурые слоистые кварциты, совершенно подобные песчаникам, из которых собрана флора.

Рис. 12. Отпечаток основания листа веерной пальмы *Sabal* в кремнистом алевролите ур. Такырсор (фото Л. Ю. Буданцева; нат. велич.).

В небольшой коллекции, собранной отсюда Л. Ю. Буданцевым, В. С. Корнилова (1952) определила *Pinites* sp., *Sequoia Langsdorfii* Heer., *Musites putivlensis* Krasn., *Dryophyllum* sp., *Quercus palaeovirens* Schm., *Quercus<sup>1</sup> periiifolia* et Br., *Quercus Liellii* Heer., *Quercus* cf. *denticulata* Heer., *Dewalquea<sup>1</sup> gelidensis* Sap. et Mar., *Cinnamomum* Scheuschzeri Heer., *Andromeda<sup>1</sup> protogae* Ung., *Myrsine doryphora* Ung.

Геологические данные говорят за очень близкий возраст флороносных кремнисто-железистых песчаников Жамантуза и пород Такырсора, принадлежащих к типичным кремнистым образованиям эоцена Казахского нагорья.

Несколько иное представление возникает при просмотре перечня растительных форм, установленных там и здесь. Сопоставление списков флоры Жамантуза и Такырсора как будто свидетельствует о разновозрастности растительных ассоциаций, хотя тип их общий. Это — растительные комплексы тропиков и субтропиков, отличающиеся один от другого примерно так же, как различаются палеоценовые флоры Волги (Камышин) и Южного Урала (Романкуль и др.) от эоценовой флоры Мугоджар (Бака). Можно думать, что комплекс Жамантуза более древний и отвечает палеоценовым комплексам г. Уши и кремнисто-глауконитовых песчаников Южного Урала с гигантской калиной. С другой стороны, есть основания предполагать, что железисто-кремнистые песчаники Жамантуза есть не более как литолого-фациальная разновидность континентальных

<sup>1</sup> Количественно преобладающие отпечатки.

кремнистых пород эоцена Казахского нагорья. Тогда разница в списочном составе флор объясняется отличиями условий местообитания того и другого фитоценозов.

Однозначно ответить на теоретически важный вопрос о взаимоотношении палеогеновых флор Такырсора и Жамантуза пока невозможно. Для этого необходимы дополнительные сборы материалов и исследования. Серьезную и, может быть, даже решающую помощь может оказать здесь квалифицированное применение спорово-пыльцевого анализа. Небольшие определения Р. Я. Абузяровой (1953) дали первые обнадеживающие результаты — в тех и других флороносных породах пыльца сохранилась; для Такырсора определена, в частности, пыльца бамбука, двух видов сосны и миртовых.

Поэтому вечнозеленая, обильная жестколистными дубами флора Жамантуза может привлекаться пока лишь для общей характеристики климата нижнего палеогена в Центральном Казахстане.

Что же касается флоры Такырсора, то она по литологии вмещающих пород, тафономическим особенностям захоронения и формам сохранения растительных остатков, по типу флоры и по наличию пальмы *Sabal* совершенно четко параллелизуется с эоценовыми флорами Южного Урала (Бака) и бучакского яруса Украины (Воляница, Аджамка, Могильно и др.). Кроме веерной пальмы, с флорой кварцитов Южного Урала и Украины флору Такырсора сближает присутствие таких общих видов, как *Podocarpus eocenica* и *Sequoia couttsiae*.

Особенности листовых отпечатков в Такырсоре, кожистость листьев и их узкость или рассеченность, позволяют подозревать засушливость климата. Л. Ю. Буданцев (1954) при рассмотрении этой флоры отмечает, что современные аналоги таких форм, как *Banksia*, *Lomatia*, *Myrtophyllum*, *Leptospermites*, обитают только в пустынях и полупустынях.

Таковы кремнистые песчаники — самая типичная порода континентального эоцена Центрального Казахстана, распространенная по Казахскому нагорью от его крайнего запада до крайнего востока.

Значительно менее развит здесь другой литолого-фациальный комплекс эоцена — углисто-бокситовые породы, приуроченные к депрессиям в поверхности палеозоя. Углисто-бокситовые фации эоцена в Центральном Казахстане, несмотря на их большое практическое значение, изучены еще очень слабо.

Одним из типичных участков развития молодых углистых и бокситоносных осадков является Белояровское бокситовое месторождение в верховьях р. Уленты. Угленосная толща с бокситами выполняет здесь обособленную депрессию среди сильно кремнистых известняков нижнего карбона. По разведочным данным, глубина депрессии достигает 90 — 100 м и Е. В. Дручинин (1952) считает ее карстовой. Однако наблюдения автора заставляют предполагать тектоническую природу меридионально ориентированной Белояровской бокситоносной депрессии. Последняя, вероятно, сформирована в современном ее виде уже после накопления углисто-бокситовой толщи. На мысль о тектонической грабеновой природе и пострудном возрасте Белояровской депрессии наводит следующая сумма фактов. Во-первых, подстилающие и окружающие депрессию известняки (по нашим наблюдениям в 1952 г. и описаниям И. Ф. Никитина в 1953 г.) сильно и повсеместно окремнены; они являются очень неподходящим субстратом для карстообразования. Во-вторых, выполняющая депрессию углисто-глинистая бокситоносная толща лежит не горизонтально, а заметно нарушена. Эта нарушенность устанавливается не только по разведочным материалам, но и при осмотре обнажений по оврагу, прорезающему бокситоносную толщу у северной окраины с. Белояровки. Здесь

видно, как угольный пласт продуктивной толщи падает под углом до 20 — 25° по направлению к востоку, будучи местами интенсивно смят до образования гофрировки. В-третьих, к краям депрессии не видно никаких следов фациального изменения болотно-озерной эоценовой толщи. Угольный пласт, сохраняя мощность, у восточного борта депрессии лежит впритык к красноцветным породам верхних горизонтов мезозойской коры выветривания. Это может быть только в случае тектонического контакта, который здесь в рыхлых породах не заметен.

Вопрос о природе депрессии — карстовая она или тектоническая — имеет прямое практическое значение; решение его в том или ином направлении во многом определит методику поисков в районе других бокситоносных депрессий, подобных Белояровской.

Разрез рыхлых пород, выполняющих Белояровскую депрессию, по материалам разведок и наблюдениям автора представляется следующим.

В основании депрессии скважинами устанавливается светлая кора выветривания кремнистых известняков. Она же в типичном виде полностью видна в обнажении Белый Яр у того же с. Белояровки.

Выше залегает эоценовая толща, в которой намечаются две группы слоев — базальные и продуктивные. Базальные слои (15 — 20 м) представлены серой песчанистой глиной, изобилующей обломками кремнистого известняка; в верхней части они содержат куски углефицированной древесины. Возможно, что нижняя часть базального горизонта будет принадлежать еще глинам мезозойской коры выветривания, так как граница между осадочными и элювиальными глинами (одинаково светлыми и щелочистыми), по буровым данным, проводится не вполне уверенно.

Продуктивные слои (до 70 — 90 м) представлены сложно построенной углисто-бокситово-глинистой толщей озерно-болотного происхождения.

По сводному разрезу, составленному на основании буровых данных (Е. В. Дручинин, 1952), снизу вверх наблюдается следующее чередование преобладающих пород продуктивной толщи.

а) Глины серые и темно-серые до черных, с включениями лигнита и линзами бурого угля. Мощность 15 — 40 м.

б) Уголь бурый, землистый и рыхлый, с линзами углистой черной и серой глины. Мощность до 11 м<sup>1</sup>.

в) Глины серые и светло-серые, с линзовидными прослоями (0 — 6 м) светлых неплотных пизолитовых бокситов. Мощность до 50 м.

г) Глины темно-серые и черные, с включениями лигнита и линзами землистого бурого угля. Мощность до 20 м.

Автором осмотрены по обнажениям, канавам и шурфам глины верхней части пачки «в» и пачка «г». Установлено, что бокситы имеются не только в пачке «в», но и в пачке «г». Ее темные глины на востоке депрессии перекрываются (или фациально замещаются?) светлыми глинами; в их нижних розоватых горизонтах включены прослои типичных плотных пизолитовых бокситов пестро-красного цвета. Выше в глинах имеются также бокситы с мощностью линз (?) до 1 — 2 м. Эти бокситы более светлые, белые с красными пятнами и белые, неплотные. Они включают гнезда белых глин и нечетко обособляются от вмещающих глин. Производят впечатление бокситов в начальной стадии деградации, проявившейся в их обезжелезивании и осветлении и, возможно, в слабой каолинизации. В связи с этим автор не может присоединиться к мнению Б. А. Пет-

<sup>1</sup> Для угля Дручинин указывает мощность 11 — 40 м, но последняя цифра, очевидно, сильно преувеличена за счет бурения по падению пласта, что при разведке, видимо, не учтено.

рушевского (1950) о наличии на Белояровке какого-то особого типа белых бокситов. Думается, что отбеление части бокситов, которое наблюдается на многих месторождениях, здесь явление вторичное; оно обязано деятельности вод, несущих гумусовые кислоты, выщелоченные из бурых углей той же продуктивной толщи.

Установлено также, что в бокситоносных светлых жирных глинах имеются тонкие сажистые прослойки и неправильные кусочки фюзенового угля; обугленная древесина отмечена и в бокситах. Это указывает на то, что процессы древнего торфонакопления и бокситонакопления не сменяли друг друга во времени, а, возможно, проходили одновременно в близких участках одной и той же западины.

Уголь месторождения бурый и сильно зольный, землистый и изобилует фюзеном в виде крупных и мелких фрагментов фюзенизированных растительных тканей. В пласте попадаются отдельные куски лигнитизированной древесины коричневого цвета, матовой в изломе и рыхлой. В угле не встречается желваков серного колчедана, лишь у кровли имеются тонкие линзочки охры, возможно развитой по пириту.

Все эти признаки резко отличают угольный пласт Белояровки от плотных олигоценовых бурых углей Тургая, изобилующих темно-бурым, блестящим витреноподобным лигнитом и часто сильно колчеданистых.

Такие особенности белояровских углей, как очень большое содержание в них фюзена, а также рыхлость, матовость и коричневый цвет древесины, довольно отчетливо свидетельствуют о формировании низинного торфяника в условиях частого и систематического обсыхания.

Переходим к вопросу о возрасте белояровской продуктивной толщи, который до самого последнего времени был совершенно неопределенным. Первоначально Е. М. Великовская (1936, 1939) вслед за А. Д. Архангельским считала бокситы здесь, как и на р. Ашутасты, юрскими, основываясь на представлении о юрском возрасте всех проявлений бурого угля в Центральном Казахстане. Г. Е. Быков (1938), возражая Великовской, датировал углисто-бокситовую толщу Белояровки миоценом, как он судил по определениям древесины и упрощенным пыльцевым анализам. Затем Д. Д. Пономарев (1946) отнес углистые глины и бокситы Белояровки к неогену, неосновательно поставив их в связь с зелеными гипсоносными монтмориллонитовыми глинами аральской свиты. Наконец, совсем недавно К. В. Никифорова (1953) датировала Белояровку средним олигоценом.

Только после тщательных спорово-пыльцевых анализов, результаты которых были сопоставлены с данными о спорово-пыльцевом составе морского палеогена Северного Казахстана, удалось более определенно и обоснованно судить о возрасте белояровских бокситов и отнести их к эоцену. В 1952 г. автор отобрал пробы глин и углей из продуктивных пород Белояровки и одновременно взял образцы на спорово-пыльцевой анализ из разных горизонтов палеогена в Приишимье. Оказалось, что пыльцевой комплекс Белояровки совпадает со спорово-пыльцевым комплексом опоквидных глин прибрежно-морских фаций эоцена Приишимья. Таким образом стал уверенно доказываться эоценовый возраст белояровской углисто-бокситовой толщи и ее эквивалентность кремнистой формации Западно-Сибирского морского палеогена. Это видно из приводимой таблицы результатов спорово-пыльцевого анализа наших образцов, произведенного в 1953 г. В. Н. Барбашиновой. В таблице 5 даем не сокращенные, как обычно, а подробные результаты анализа, поскольку эти материалы являются новыми и имеют первостепенный интерес для исследователей бокситоносных отложений Центрального Казахстана.

## Спорово-пыльцевой состав углисто-бокситовой толщи Белоярского месторождения и опоковых глин из оврага Битекей в Приишимье

№ образцов	Обн. 702 л. обр. 5 л.		Обн. 702 л. обр. 7 л.		Обн. 702 л. обр. 8 л.		Обн. 713 л. обр. 17 л.	
	Белоярровка						Битекей	
	глина почвы угольного пласта		уголь бурый, середина пласта		уголь, верхняя часть пласта		серые кремни- стые глины с растительным детритом	
Литологический характер	количе- ство	%	количе- ство	%	количе- ство	%	количе- ство	%
	1	2	3	4	5	6	7	8
Пыльца								
1. Тип Cusadaceae	1	0,5	—	—	—	0,7	1	0,3
2. Cusadaceae	—	—	—	—	—	—	4	1,3
3. Coniferae	—	—	—	—	—	9	3,1	3,0
4. Podocarpus sp.	—	—	—	—	—	1	0,4	—
5. Picea sp.	—	—	—	—	—	—	1	0,3
6. Taxodiaceae	—	—	—	—	—	—	3	1,0
7. Тип Larix	—	—	—	—	—	—	9	3,0
8. Salix sp.	4	2	—	—	—	—	—	—
9. Myricaceae	5	2,5	—	—	—	—	1	0,3
10. Engelhardtia	—	—	36	12,0	6	2,0	18	6,0
11. Carya	21	10,5	34	11,3	—	—	16	5,3
12. Platycarya	8	4	9	3,1	7	2,4	5	1,6
13. Betulaceae	6	3	—	—	—	—	—	—
14. Pinus Haploxy- lon	—	—	10	3,4	—	—	31	13,3
15. Alnus	—	—	21	7,0	—	—	5	1,0
16. Carpinus	—	—	—	—	2	0,7	—	—
17. Тип Quercus	3	1,5	2	0,6	2	—	—	—
18. Quercus aurita Bolch.	—	—	—	—	—	—	2	0,6
19. Castanea	—	—	—	—	—	—	1	0,3
20. Ulmus	—	—	—	—	—	—	1	0,3
21. Ilex	—	—	2	0,7	—	—	—	—
22. Celastraceae	9	4,5	—	—	—	—	—	—
23. Acer?	—	—	1	0,3	—	—	1	0,3
24. Myrtaceae	102	51	170	56,6	121	40,4	143	46,6
25. Ericaceae	35	17,5	—	—	—	—	—	—
26. Artemisia sp.	—	—	—	—	—	—	2	—
27. Неопред. трех- лопастная	—	—	—	—	—	—	3	0,6
28. Неопред. пок- рытосеменные	—	—	2	0,6	3	1,0	20	1,0
29. Тип Tetraporina pellucida Naum.	6	3	—	—	18	6,0	4	1,3
30. Monoptycha	—	—	—	—	1	0,3	—	—
31. Azonales	—	—	11	3,6	130	43,0	20	6,6
32. Dolychotrilistri- um Naum.	—	—	1	0,4	—	—	—	—
33. Тип Entylissa Naum.	—	—	1	0,4	—	—	—	—
С п о р ы								
34. Cyatheaceae	1	1	13	13	52	73,3	—	—
35. Lygodium	1	1	—	—	—	—	10	14,3
36. Polypodiaceae	3	3	13	13	8	11,3	3	4,2
37. Gleichenia sp.	—	—	31	31	—	—	—	—
38. Osmunda sp.	4	4	23	23	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
39. <i>Dicksonia arborescens</i>	—	—	—	—	—	—	6	8,5
40. <i>Leiotriletes</i> Naum.	41	41	20	20	—	—	3	4,2
41. <i>Lophotriletes</i> Naum.	—	—	—	—	—	—	30	42,8
42. Неопред. споры	—	—	—	—	11	15,4	—	—
43. Общее количество спор и пыльцы	300	100	400	100	371	100	370	100
44. Из них общее количество пыльцы	200	66,6	300	75	300	80,9	300	80,7
45. Из них общее количество спор	100	33,4	100	25	71	19,1	70	19,3

Из рассмотренных данных таблицы 5 можно сделать следующие выводы.

1. Белояровский и битекейский спорово-пыльцевые комплексы очень богаты пылью и близки по составу; такое сходство отмечено не только В. Н. Барбашиневой, но перед этим и Л. Н. Ржаниковой (при предварительном просмотре ею препаратов в 1952 г.), которая отнесла белояровский комплекс к нижнему палеогену, предположительно эоцену.

2. Оба комплекса характерны для эоценовой опоковой свиты Восточного Приуралья и Прииртышья (см. приведенные выше материалы Е. Д. Заклинской и А. А. Чигуряевой).

В обоих комплексах ясно преобладает пыльца миртовых, составляющая от 40 до 56,6% всей пыльцы. Заметное участие в спектрах принимает пыльца сосны и в небольшом количестве имеется пыльца различных широколиственных форм: березовых, лапины, птерокарии, дубов и некоторых других.

3. Преобладание в обоих комплексах вечнозеленых ксерофитов из семейства *Myrtales* ясно говорит о жарком и преимущественно сухом климатическом режиме времени отложения соответствующих пород.

Присутствие в спектре Белояровки некоторого количества пыльцы растений мезофитов, таких, как ольха, граб, падуб, гикори, а также спор папоротников отнюдь не снимает положения об общей аридности климата времени бокситонакопления. Все эти мезофиты (и даже влаголюбивые растения) могли обитать в непосредственной близости к участку местного постоянного грунтового увлажнения, где был водоем, в котором накапливался торф и бокситы. В отдалении от водоемов, на плакорных пространствах преимущественно атмосферного увлажнения, обитали ксерофиты миртовые. Именно они и должны определять ландшафт того времени, ибо пыльца ксерофитов все же преобладает в спектре, несмотря на более выгодное положение мезофитов для сохранения их пыльцы в водоеме, около которого они росли.

Таким образом, все приведенные материалы по Белояровскому месторождению говорят, во-первых, о принадлежности бокситорудной толщи к эоцену, во-вторых, о накоплении ее в обстановке засушливого и жаркого климата.

Совершенно те же возрастные, палеонтологические и палеоклиматические показатели мы приводили перед этим для кремнистых пород Казахского нагорья.

Следовательно, имеются все основания считать молодые бокситы Казахского нагорья и кремнистые породы синхронными континентальными образованиями эоценового времени<sup>1</sup>.

Итак, когда в эоценовом бассейне Западной Сибири и Тургая отлагались породы морской кремнистой формации — опоки, кремнистые песчаники и кремнистые глины, — на полуостровной суше Центрального Казахстана накапливались породы углисто-бокситово-кремнистой формации. В плакорных условиях образовались кремнистые песчаники и алевролиты, а в депрессиях отложены углистые глины с гидраргиллитовыми бокситами. Сюда относятся бокситовые месторождения Белоярское и Софиевское.

Весьма вероятно, что и крупная Аркалыкская бокситорудная группа по р. Ашутасты (или часть ее продуктивных горизонтов) также принадлежит эоцену, а не мелу, как считает В. Н. Барбашинова (1952). Для возрастных суждений по аркалыкским бокситам очень важны результаты недавних спорово-пыльцевых анализов Е. П. Бойцовой (1955) и Е. Д. Заклинской (1955). Для спорово-пыльцевого комплекса бокситорудной толщи Аркалыка, по Е. П. Бойцовой, характерно обилие пыльцы миртовых, которая преобладает среди покрытосеменных, доминирующих в комплексе. Сходные данные получены и Е. Д. Заклинской (1955). В итоге исследования серых углистых глин нижних горизонтов бокситоносной толщи р. Ашутасты она заключает: «Обилие пыльцы миртовых и типа миртовых, а также большое количество пыльцы типа Leguminosae, Castanea, Proteaceae, при незначительном участии пыльцы широколистных пород, позволяет сопоставлять амангельдинские спорово-пыльцевые спектры со спектрами из опоковой свиты в Павлодарском Прииртышье...» (стр. 359).

Таким образом, анализ спорово-пыльцевых материалов дает возможность довольно уверенно параллелизовать порознь бокситоносные осадки Аркалыка и Белояровки с морской кремнистой формацией Западной Сибири. Значит, можно с большой степенью достоверности считать, что бокситовые месторождения восточной окраины Тургая и Акмолинского района одновозрастны. Это подтверждается также и очень близким литолого-фациальным профилем их продуктивных толщ.

Отсюда есть основания предполагать, что процесс накопления свободного глинозема в эоцене на континенте Казахского нагорья был также широко распространен, как и процесс окремнения, и оба они во многих случаях были взаимосвязаны. Вопрос о происхождении эоценовых бокситов, в связи с особым типом континентального выветривания, будет подробнее рассмотрен ниже, в разделе о палеогеографии Зауралья в эоцене.

Прежде чем перейти к обзору континентального палеогена Западной Сибири, необходимо упомянуть о найденном в Центральном Казахстане красноцветном палеогене.

Совсем недавно на Казахском нагорье встречена еще одна палеогеновая континентальная толща — красноцветные глины с костями наземных позвоночных. Разведочными канавами на Аксоранском полиметаллическом месторождении вскрыты вишнево-красные щербенистые глины мощностью до 2,5 м, разбитые на очень небольшой площади. Б. Қ. Кораблевым (1954) в глинах были собраны раздробленные кости палеогенового носорога бронтотерия<sup>2</sup>, принадлежащего к группе титанотериев, существовавших только в палеогене. Несколько позже В. Кузнецовым от-

<sup>1</sup> В Центральном Казахстане имеются, вероятно, также и меловые бокситы.

<sup>2</sup> Определение Н. М. Яновской (1953) и В. С. Бажанова по фрагменту верхней челюсти с четырьмя зубами.

сюда же собраны зубы носорога ацератерия и щитки наземных черепах. Безрогий носорог ацератерий — один из типичных представителей так называемого индрикотериевого фаунистического комплекса позвоночных, населявших в среднем олигоцене Центральный Казахстан.

Эти материалы показывают, что в один из отрезков палеогена на полуострове Казахского нагорья в условиях теплого климата формировались красноцветные осадки. Судя по фауне, это происходило в эоцене или начале олигоцена. Красноцветность пород и интенсивное поверхностное ожелезнение известняковой щебенки позволяют предполагать, что это было время активной миграции железа, вероятнее всего отвечающее чеганскому веку (нижний олигоцен). Уточнение возраста палеогеновой красноцветной толщи Казахского нагорья наиболее надежно можно провести методом спорово-пыльцевого анализа. Можно предполагать, что эта толща будет близка по возрасту верхним горизонтам красноцветных палеогеновых отложений, широко развитых в Зайсанской впадине и залегающих по р. Черному Иртышу непосредственно под флороносными среднеолигоценными слоями горы Ашутас.

### Западная Сибирь

На восточных и юго-восточных берегах сибирского палеогенового моря — на Салаире, Кольвань-Томской дуге и в Чулымо-Енисейской впадине — сохранились кремнистые породы эоцена. Здесь они известны гораздо меньше, чем в Казахстане, отчасти вследствие позднейшего их разрушения после энергичных поднятий в плиоцене и квартере, отчасти из-за очень слабой обнаженности рыхлых пород этих сильно задернованных и залесенных областей.

Лучше всего они описаны К. В. Радугиным (1940) при геологической съемке 1928 — 1929 гг. в бассейне р. Яя, в 70 — 80 км восточнее г. Томска. Здесь К. В. Радугин выделил широко распространенный яйский кремнистый горизонт палеогенового возраста, залегающий выше каолиновой коры выветривания. Батрологически ниже кремнистых пород из светлых песчано-глинистых осадков собрана листовая флора, которую В. А. Хахлов определил эоценовой.

Кремнистые породы залегают здесь плитой мощностью около 1 м. Они представлены очень плотными светло-серыми песчаниками, алевролитами и даже конгломератами с кремнистым цементом.

В обнажениях при устье р. Бекета (20 км севернее Великого Сибирского пути) К. В. Радугин наблюдал, что плита кремнистых косослоистых песчаников переходит к подстилающим косослоистым белым пескам не резко, а неровно и постепенно. Количество кремнистого цемента книзу уменьшается, что, по мнению К. В. Радугина, указывает на поверхностное прокремнение песков под действием двигавшихся сверху вниз кремнистых растворов.

В кремнистой плите Томского района отмечены многочисленные ветвистые пустоты от древесных корней, как мелких, так и крупных (до 20 см в диаметре), отпечатки шишек и хвои деревьев из семейства сосновых.

Кремнистые породы района В. К. Радугин считает окаменевшей погребенной почвой, а М. А. Усов полагал, что «развитие гидрогенового кремнезема обязано, несомненно, особым процессам выветривания на суше» (1933, стр. 23).

Кроме Радугина, на повсеместное присутствие горизонта молодых кремнистых пород близ г. Томска обращал внимание М. К. Коровин (1937), который указал на значительные их россыпи по р. Б. Киргизке

и сопоставил их с подобными же эоценовыми песчаниками Урала, относя их почему-то к морским образованиям.

Б. Н. Бутов и В. И. Яворский (1922) описывают для очень многих мест Кузбасса такие же кремнистые конгломераты, песчаники и кварциты, а также кремнисто-глинистые породы, ошибочно относя их к неогену. В. И. Яворский и Г. П. Радченко (1934) указывают для Кольчугинского района на приуроченность глыб и обломков этих кварцитов к плоским эрозионным останцам; они считают, что в прошлом эти породы были распространены в Кузбассе очень широко.

Таким образом, у подножий Алтая и Салаира повсюду имеются кремнистые породы, совершенно тождественные по внешнему виду и литологии, по положению в разрезе и по характеру залегания эоценовым кварцитам Казахского нагорья.

Нужно особо заметить, что и здесь (как и на Казахском нагорье) в полосе развития нижнемезозойской каолиновой коры выветривания и кремнистых пород эоцена отмечается бокситоносность молодых толщ. Так, предположительно палеогеновые бокситы найдены К. В. Радугиным в 1928 г. в бассейне р. Золотого Китата. На Салаире во многих депрессиях также описаны рядом геологов (А. А. Зенкова, 1934; Г. С. Лабазин, 1931, 1932 и др.) каменные бокситы предположительно эоценового (по материалам М. П. Нагорского, 1934) возраста.

Возможно, что к этой же формации принадлежат и отложения антибесской свиты, выделяемой в Томском районе В. А. Хахловым и Л. А. Рагозиным (1949). Из нее у развезда Антибес, западнее г. Мариинска, собраны и определены (В. А. Хахлов, 1931; В. К. Черепнин, 1940) отпечатки флоры, относимой В. А. Хахловым (1949) к нижнему эоцену, а А. Н. Криштофовичем (1935) — к мелу.

Чулымо-Енисейская впадина является регионом повсеместного и очень полного по разрезу развития континентальных третичных и меловых отложений. Среди них имеются и кремнистые породы, о которых упоминает А. Р. Ананьев (1948), относя их к двум стратиграфическим горизонтам — верхнему мелу (михайловская свита) и палеогену (кантатская или кедровская свита). В последние годы над стратиграфией мезокайнозоя Чулымо-Енисейской впадины работает И. В. Лебедев (Томский политехнический институт), но его материалы опубликованы не полностью, поэтому подробности о характере и стратиграфическом положении континентальных кремнистых пород Чулымо-Енисейской впадины автору пока неизвестны. Однако совершенно несомненно, что они там имеются и принадлежат палеогену и отчасти — верхнему мелу. В этих же толщах юго-востока Западной Сибири известны «многочисленные признаки бокситового оруденения, которые обычно связываются с молодыми отложениями, но так как последние остаются нерасчлененными, а возраст их неустановленным, то естественно критериев для их поисков до сих пор нет» (А. Р. Ананьев, 1948, стр. 66).

Недавно в печати появилась статья К. В. Боголепова и П. А. Попова (1955) о спорово-пыльцевом составе бокситоносной толщи Енисейского района. Авторы своими материалами убедительно доказывают эоценовый возраст известных енисейских бокситов, которые до тех пор считались то юрскими (Е. Н. Шукина, 1936), то нижнемеловыми<sup>1</sup> (В. А. Вахрамеев, 1948). В результате подробных пыльцевых анализов углистых глин продуктивной толщи из разных месторождений Енисейского бокситоносного района авторы устанавливают, что средние горизонты бокситоносной толщи по спорово-пыльцевому спектру очень близки к эоценовым

<sup>1</sup> Нужно отметить, что и для Казахского нагорья характерна та же эволюция взглядов на возраст бокситов от юры до палеогена.

спектрам Прииртышья и Северного Приаралья, описанным Е. Д. Заклинской (1953). Здесь преобладает пыльца покрытосеменных (81%), среди которых более половины составляет пыльца семейства миртовых, в первую очередь — рода эвкалиптов.

Подобные же характерные черты спорово-пыльцевого спектра мы приводили выше для бокситоносного эоцена Белояровка в Центральном Казахстане и эоценовых опоковых глин Приишимья.

В приенисейской части Западной Сибири, по спорово-пыльцевым данным, намечается в принципе та же климатическая обстановка времени бокситонакопления, что и в Центральном Казахстане — субтропики с отчетливо выраженными периодами значительной засухи.

Нижний горизонт рыхлой продуктивной толщи Енисейского кряжа по спорово-пыльцевому комплексу напоминает кремнисто-глауконитовую формацию приуральской части Западной Сибири (см. данные Аграновской и других, приведенные выше). Здесь, так же как и для палеоцена Восточного Приуралья, характерно сосуществование разнообразных хвойных с миртовыми. Хвойные представлены главным образом родом *Pinus* с несколькими секциями, а также кипарисовыми и араукариевыми. Из миртовых абсолютно преобладает пыльца эвкалиптов. Листопадных в комплексе — небольшое количество.

Возможно, что при просмотре препаратов из обеих толщ одним и тем же лицом (когда будет нивелироваться влияние индивидуальной ошибки) сходство спорово-пыльцевых комплексов окажется еще большим. Пока же можно лишь предполагать возможность параллелизации кремнисто-глауконитовой морской формации, или некоторой ее части (скорее всего верхней), с нижними горизонтами бокситоносной толщи Енисейского кряжа.

Такое сопоставление может быть успешно произведено спорово-пыльцевым методом с использованием материала из морского палеоцена Приуралья и глубоких скважин в Приобье (Колпашевская и другие).

Итак, среди континентальных третичных толщ Салаира, Кузнецкой котловины, Колывань-Томской дуги и Чулымо-Енисейской впадины с Енисейским кряжем мы повсюду находим породы, литогенетически и хронологически отвечающие бокситово-кремнистой эоценовой формации Казахского нагорья, эквивалентной морской кремнистой формации Западно-Сибирской низменности. Они представлены почти всюду залегающими по соседству друг от друга двумя разновидностями пород — континентальными кремнистыми образованиями и бокситами.

Что же касается эквивалентов самой нижней морской формации — кремнисто-глауконитовой и самой верхней — пирит-сидеритовой, то их среди континентальных толщ востока Западной Сибири достоверно не можем найти. В первую очередь это, видимо, объясняется недостаточной изученностью и нечетким разделением континентального мезо-кайнозоя таежной территории между Обью и Енисеем. Это же отмечает и один из исследователей Чулымо-Енисейской впадины А. Р. Ананьев (1948). Думается, что заметную отрицательную роль сыграло и неприменение здесь формационного принципа, а также слабое использование данных спорово-пыльцевого анализа при расчленении сложной континентальной серии и выделении в ней стратиграфических единиц.

Несомненно, что в недалеком будущем среди очень полного разреза мезо-кайнозоя Чулымо-Енисейской впадины будут выделены континентальные эквиваленты кремнисто-глауконитовой и пирит-сидеритовой морских формаций Западной Сибири.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВРЕМЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО МОРЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ТУРГАЕ

Как видно из всего предыдущего материала, в длительный промежуток господства моря на Зауральских равнинах отложились три формации морских и синхронных им континентальных осадков. Эти три формации, во времени отвечают трем тектоно-климатическим этапам развития Зауральской платформы в палеогене.

Рассмотрим основные черты палеогеографической обстановки, условий осадконакопления и формирования главнейших полезных ископаемых в каждый из выделенных естественных этапов.

### Время отложения нижнепалеогеновой кремнисто-глауконитовой формации

Для этого времени мы знаем лишь морские толщи; эквивалентные им континентальные образования достоверно не известны. Поэтому о климатической обстановке, которая лучше всего отражается на континентальных осадках, известно сравнительно немного.

Несколько слов о распределении суши и моря в этот этап. Нижнепалеогеновый морской бассейн, судя по распространению его отложений, занимал Западно-Сибирскую низменность от современных границ палеогена на восточном склоне Урала до правобережного Приобья на востоке. Примерное положение береговой полосы на западе обозначают прибрежно-морские марганценозные фации, расположенные по линии Полуночное—Марсяты—Ляля, а на востоке — встреченная в Колпашеве железорудная толща, о которой упоминалось выше (рис. 13). На южной окраине низменности кремнисто-глауконитовые палеогеновые отложения известны по скважинам в районах железнодорожных станций Смирново и Киялы и у северных берегов оз. Кзылкак. В Кулундинский юго-восточный залив нижнепалеогеновое море заходило примерно до широты 52°, судя по материалам Степной экспедиции Запсибгеолуправления (И. Г. Зальцман), данным бурения Кайнаминской ГРП в 1950 г. и скважинам павлодарской партии Казгеолуправления (В. В. Лавров и И. С. Данилов, 1951). Возможно, что оно распространялось и несколько дальше, но его осадки южнее Павлодара были смыты во время одной из частных регрессий следующего палеогенового этапа.

В Тургайской впадине нижнепалеогеновое море, очевидно, занимало всю площадь региона, полностью перекрывая Кустанайский вал и



условий осадконакопления в низах палеогена, как это представляется автору.

Известно, что в среднем глаукониты содержат около 7% окиси калия<sup>1</sup>, около 50% окиси кремния, 17% окиси железа и 5% закиси железа. Отсюда следует, что для образования аутигенного минерала глауконита в придонных водах и иловых растворах последние должны быть заметно обогащены калием, железом и кремнием. Это может быть только в том случае, когда реки систематически приносят с прилегающего континента достаточно большие количества этих элементов в подвижной форме. Значит, с Уральского, Центрально-Казахстанского и Среднесибирского континентов в нижнепалеогеновое море по гидрографической сети энергично выносились калий, железо и кремний. Это хорошо подтверждается повсеместным наличием в осадках этой формации, помимо глауконита, также несвязанной кремнекислоты и местных железомарганцевых скоплений.

Гипергенная миграция таких химически несходных элементов, как кремний и железо, могла поддерживаться только при своеобразном климатическом режиме. Он должен был характеризоваться периодической сменой щелочной реакции вод на слабокислую, сменой сезонов засухи и увлажнения.

Локально, видимо, существовали участки суши, откуда в море особенно обильно поступали железо и марганец. Здесь можно предполагать устойчивое увлажнение и более постоянный химизм почвенно-грунтовых вод, создавшийся в результате местного залесения или заболачивания.

Растительный покров на суше едва ли был повсюду значительным; во всяком случае, растительности на континентах в целом было совершенно недостаточно, чтобы аккумулировать калий, освобождающийся при выветривании, как это происходит в современную эпоху. Солончаки нижнего палеогена, в отличие от современных, видимо, содержали заметное количество калийных солей, откуда калий-ион поступал с подземными и поверхностными водами в гидрографическую сеть и в эпиконтинентальные морские бассейны, обеспечивая образование там глауконита.

С приведенной характеристикой условий накопления кремнисто-глауконитовой формации по литохимическим данным вполне согласуются и палеоботанические материалы — состав листовой флоры и пыльцы. Уже указывалось выше, что для этого времени характерно обилие остатков засухоустойчивой жестколистной и узколистной флоры. Вместе с тем имеется много отпечатков крупных листьев гигантской калины (г. Уши на Волге, Романкуль в Южном Урале) и магнолии, которые принадлежат уже к мезофильной растительной ассоциации, известной пока небольшим количеством форм. Точно так же и в составе пыльцы кремнисто-глауконитовой формации Восточного Зауралья наряду с преобладанием таких сухолюбов, как эвкалиптовые, встречаем значительное количество таксодиевых, растущих у заболоченных водоемов.

Таким образом, глауконит в осадках эпиконтинентальных морей можно рассматривать не только как показатель физико-химического режима илов (Г. И. Теодорович, 1946), но и в такой же мере как индикатор процессов выветривания, господствующих на прилегающей суше.

Практический вывод из всего сказанного следующий. По бесспорным палеогеографическим признакам и литохимическим данным уверенно выделяется ранее неизвестная *Западно-Сибирская железомарган-*

<sup>1</sup> Поэтому глауконит иногда (в Швеции и США) применяют как местное калийное удобрение полей.

*цевая провинция нижнепалеогенового возраста.* Провинция включает огромные массы железа преимущественно в алюмосиликатной форме, недоступной для металлургии (глауконит); промышленные месторождения силикатных железных и окисных марганцевых руд приурочены к прибрежно-морским фациям, на которые и следует ориентироваться при поисках. Наиболее перспективными для постановки поисков руд сейчас представляются: 1) восточная, приобская, часть Западно-Сибирской низменности в зоне перехода от фаций открытого моря к континентальным отложениям Чулымо-Енисейской впадины; 2) Восточное Приуралье вдоль ультрабазитовой полосы хребта, которая, несомненно, не один раз в течение мезо-кайнозоя служила источником выноса и накопления поблизости таких элементов, как железо, марганец, никель и кобальт. В свете сказанного совершенно понятна отмеченная выше приуроченность наиболее богатых глауконитом нижнепалеогеновых песков именно к приуральской части Западной Сибири.

Не исключена возможность накопления в нижнем палеогене также и чисто континентальных железных руд, вроде тех, которые недавно описаны (В. В. Лавров, 1953а, 1957; Л. Н. Формозова, 1953) для среднего олигоцена Казахстана. Наиболее вероятны находки таких руд в континентальной палеогеновой толще Чулымо-Енисейской впадины.

Итак, мы кратко рассмотрели условия накопления кремнисто-глауконитовой формации в Западно-Сибирской низменности, где типичные особенности формации выражены наиболее отчетливо. В южном Арало-Тургайском регионе формация, сохраняя в принципе свои главные литохимические черты, несколько обедняется железом. Оно присутствует здесь только в форме глауконита; ни карбонатных, ни окисных железных или марганцевых руд здесь не отмечено. В этом, видимо, проявляется древняя климатическая зональность; по мере движения к югу гумидные черты нижнепалеогенового климата становятся все менее ясными, уступая аридным. Все это уменьшает подвижность железа на суше, снижая его роль в прибрежно-морском аутигенном минералообразовании. Соответственно как будто возрастает к югу кремнистость пород формации.

Наряду с изменением состава кремнисто-глауконитовой формации в пространстве, всюду наблюдается совершенно отчетливое изменение ее пород по разрезу. При региональном обзоре уже отмечалось, что глауконита больше всего в основании разреза; в верхних же горизонтах глауконита мало, а преобладает хемогенный кремнезем, который безраздельно господствует в вышележащей кремнистой формации, определяя ее облик.

В разрезах районов, где осадконакопление в палеогеновом эпиконтинентальном море проходило непрерывно, можно наблюдать снизу вверх следующую литогенетическую гамму постепенно сменяющихся пород: глауконитовая толща → кремнисто-глауконитовая → глауконитово-кремнистая → кремнистая толща. Эта гамма является отражением эволюции процессов выветривания и континентальной дифференциации, происходивших на палеогеновой суше Зауралья. Первопричиной этой эволюции типа гипергенеза является, очевидно, постепенная смена климата, его изменение в сторону аридизации, достигшей максимума к середине палеогена — в «кремнистый век» геологической истории платформы Зауралья.

Несколько замечаний о накоплении фосфоритов в породах кремнисто-глауконитовой формации. Мы видели, что фосфатные желваки приурочены к нижней трети разреза формации, т. е. к той же батрологической зоне, в которой наблюдается максимум глауконита. Так же как и глауконит, фосфориты тяготеют к прибрежной полосе нижнепалеогенового моря. Видна прямая связь между распространением глауконита и фосфори-

тов по разрезу кремнисто-глауконитовой формации и в пространстве. Такая же закономерная ассоциация глауконита и желваковых фосфоритов отмечена У. Х. Твенхофелом (1936), а по данным Г. И. Бушинского (1952) она наблюдается для меловых отложений Южного Приуралья и верхней юры Русской платформы. Для верхнего мела и палеогена повсеместная связь глауконит — фосфорит и широтно-зональное распределение по Земле этих осадков показаны Н. С. Шатским (1954). Наконец, для современных глауконитовых морских осадков М. В. Кленова (1948) устанавливает частое присутствие фосфоритовых конкреций. На составленной ею карте (1948, стр. 192) можно уловить определенную закономерность в распределении современной (вернее, четвертичной) фосфатно-глауконитовой ассоциации. Глауконитовые пески и илы с фосфатными конкрециями связаны с морским материковым склоном и распространены вдоль континентов полосами, тяготеющими к широтной зоне 30 — 40° в северном и южном полушариях. Это — пояс, где к земной поверхности постоянно опускаются воздушные потоки, участвующие в общей циркуляции атмосферы на Земле. Поэтому здесь господствует высокое давление и безоблачная сухая погода. Этот пояс, известный у климатологов под именем затропического максимума давления, на континентах отмечен цепью крупных пустынь. В северном полушарии он отмечен пустынями Северной Африки, Аравийского полуострова, Центральной Азии, Западных штатов и Мексики. В южном полушарии — это пустыни Центральной и Западной Австралии, Калахари в Южной Африке, Чилийская и Атакама в Южной Америке.

В итоге видно, что поясы развития четвертичных глауконитовых отложений с фосфоритами совпадают с поясами аридного климата и господства пустынь.

Из приведенных данных вытекают два общих вывода.

1. Несомненна тесная связь платформенных желваковых фосфоритов и глауконитовых осадков; она прослеживается на протяжении мезокайнозоя, особенно явственно выступая в верхнемеловое, палеогеновое и четвертичное время.

2. Платформенный осадочный комплекс глауконит + желваковые фосфориты обнаруживает зональное распределение по Земле, совпадая с поясами аридного климата.

Отсюда следует, что к фосфоритам палеогена едва ли применимо положение А. В. Казакова (1938) о восходящих глубинных морских водах как источнике фосфора для образования шельфовых фосфоритов.

Областью питания береговой полосы палеогенового моря фосфором был континент. Поступление фосфора в море определялось зонально-климатическими процессами выветривания, в ходе которых происходило освобождение и миграция элементов (в данном случае фосфора). Какие факторы способствовали переносу фосфора с континентальными водами в море и в каких формах происходило это перемещение, — пока неясно. Можно думать, что решающая роль здесь принадлежит климату, в частности таким его особенностям, при которых освобожденный выветриванием фосфор не успевал целиком связываться химически и биологически, а доходил до моря.

### **Время отложения синхронных среднепалеогеновых формаций — морской кремнистой и континентальной бокситово-кремнистой**

Литогенетическая индивидуальность осадков эоценовой кремнистой морской формации Западной Сибири и Тургая выражена наиболее выукло. Породы ее повсюду опознаются и выделяются по внешним призна-

кам в любом разрезе без особых сомнений, несмотря на их крайнюю бедность фаунистическими остатками. Поэтому «кремнистый век» кайнозойской истории Зауралья по условиям осадконакопления можно считать самым своеобразным.

Распределение суши и моря в принципе оставалось прежним: эпиконтинентальный морской бассейн занимал всю южную половину Западно-Сибирской низменности и Тургайскую впадину с Приаралем.

Строение разрезов кремнистой формации ясно указывает на частые регрессии моря, имевшие, вероятнее всего, местное значение. Они сопровождались небольшими по амплитуде внутрiformационными размытиями, которые многократно повторяются в разрезах кремнистых толщ, не изменяя, однако, их общего литохимического облика.

Широтное поднятие палеозойского фундамента — Кустанайский вал, видимо, испытывал некоторые воздымания и обозначался полосой мелей и, возможно, архипелагом небольших островов поперек Тургайского пролива. На это указывает повышенная песчаность разрезов кремнистой формации, наблюдаемая по многим скважинам в зоне Кустанайского вала, а также наличие в Кустанае кремнистых песчаников прибрежной фации с многочисленными следами сверлящих моллюсков — обитателей волноприбойной полосы. Такой песчаник тонким полуметровым прослоем разделяет толщи кремнисто-глауконитовой и кремнистой формаций, являясь бесспорным доказательством значительной, но кратковременной регрессии палеогенового моря в Северном Тургае.

Частые изменения режима западно-сибирского кремнистого моря могут быть объяснены заметными колебательными движениями Зауральской платформы в эоцене. Ближе к южной геосинклинальной зоне, в Южном Тургае, Приарале и на примугоджарских равнинах, платформа в это время была еще более подвижна; палеогеновые породы подверглись здесь разрывным дислокациям во время моретрясений; сформировались многочисленные нептунические дайки, о которых упоминалось выше (рис. 14).

Все это является отражением интенсивной тектонической деятельности и вулканических процессов в Кавказской геосинклинали, которые особенно активно проходили здесь в эоцене (В. П. Ренгартен, 1941; М. М. Варенцов, 1950; А. А. Габриэлян, 1946, 1952; Л. Н. Леонтьев, 1949; В. Е. Хаин, 1955).

Из действующих вулканов Кавказа в эоценовые моря поступало большое количество пеплового материала. Последний разносился течениями, местами накапливался на дне и в результате гальмиролиза дал начало линзовидным залежам бентонитовых глин. Бентониты такого происхождения встречены М. Е. Воскобойниковым (1951) в морском среднем эоцене Горного Мангышлака (ур. Сулукопы, Кызылжар, Северный Актау), в низовьях р. Сыр-Дарьи (ур. Айбугир) и у восточных берегов залива Кара-Богаз-Гол. Такие же бентониты отмечены В. Г. Сагуновым в 1952 — 1953 гг. на правобережье р. Сыр-Дарьи, в ур. Ходжакул и в южном чинке Устюрта (ур. Тарымкай). К этой же группе по стратиграфическому положению и по генезису принадлежат известное туркменское месторождение высококачественных бентонитов — Огланды, у северного склона хр. Большой Балхан, и поглощающие глины окрестностей г. Нальчика — нальчикины.

Таким образом, бентониты Предкавказья, Восточного Прикаспия и Приаралья, нептунические дайки примугоджарских степей и перерывы в морской толще опоковой свиты Сибирского Зауралья — все эти на первый взгляд разнородные феномены причинно связаны между собой. Они являются звеньями единой цепи многообразных проявлений тектоники и

вулканизма в геосинклинальной зоне, влияние которых неизбежно распространяется далеко на прилегающие платформы. Они иллюстрируют теснейшую зависимость геосинклинальных и платформенных процессов и могут быть использованы для стратиграфических целей, помогая увязывать отдаленные и разнотипные разрезы геосинклиналей и смежных платформ.

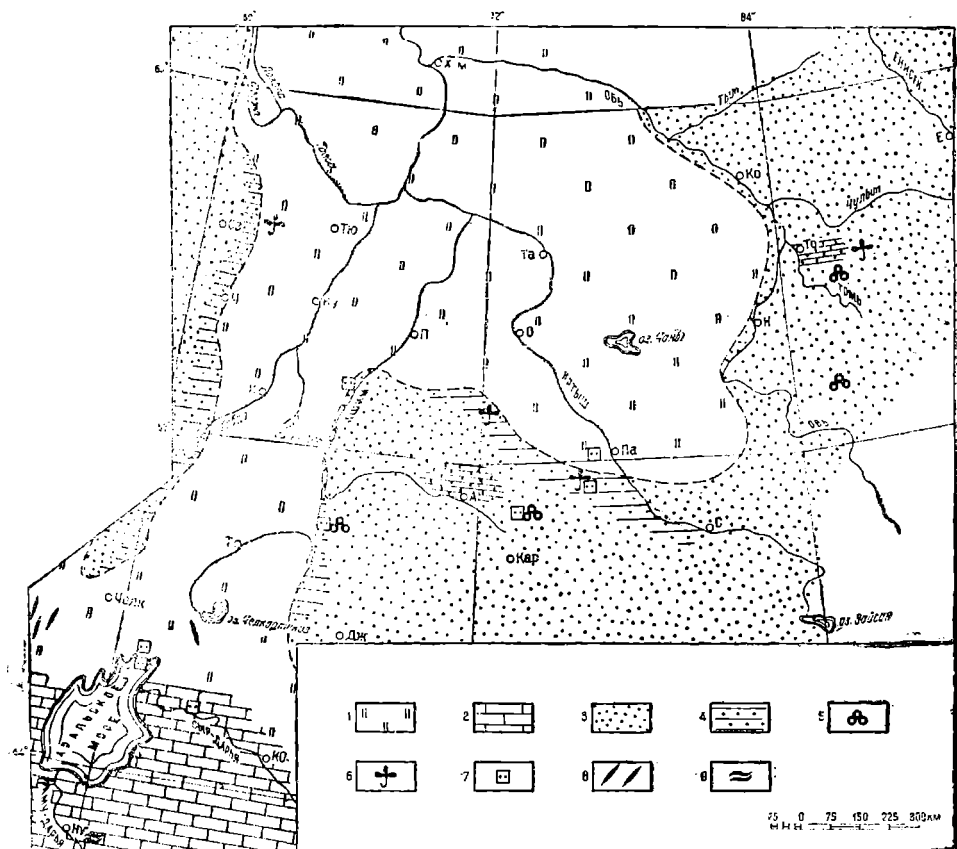


Рис. 14. Палеогеографическая схема времени накопления кремнистой формации Зауралья. 1. Северные морские фации — область распространения бескарбонатных кремнистых пород: опок, кремнистых песчаников и глин. 2. Южные морские фации — область распространения карбонатных пород: известняков с фораминиферами, мергелей и глин. 3. Области распространения континентальных образований, эквивалентных морской кремнистой формации, — песков, кремнистых песчаников с флорой, бокситоносных пород. 4. Площади наилучшей сохранности континентальных кремнистых пород. 5. Участки развития бокситоносных фаций. 6. Местонахождение листовой флоры. 7. Участки, по которым имеются данные спорово-пыльцевого анализа. 8. Участки развития нептунических даек. 9. Участки развития бентонитов гальмиролитического происхождения. Наименования городов — см. рис. 1.

В данном случае мощные (до 3000 м) вулканогенно-осадочные формации кавказского эоцена, хорошо датированные и расчлененные в Ахалцихской депрессии (Б. Ф. Мефферт, 1933; Г. А. Кометиани, 1954) и в Нахичеванской АССР (Э. Х. Мадатов, 1954), можно параллелизовать с эоценовой кремнистой формацией Казахстана и Западной Сибири. Те и другие толщи своим составом и характером залегания фиксируют энергичные импульсы возмущения земной коры.

Эоценовые движения и вулканизм были одними из крупнейших в

альпийском цикле на территории Азии. Они проявились и южнее Кавказа — в горной системе Эльбрус (С. А. Трескинский, 1946). М. С. Кришнан (1954) и Д. Н. Вадиа (1944) связывают с эоценовой фазой первые поднятия Гималаев и излияния колоссальных базальтовых покровов Индостана — траппов Деканского плоскогорья.

Такую же, как в эоцене (или еще большую), напряженность тектоники и вулканизма на той же территории мы видим только со второй половины миоцена; в это время вступает в орогенный этап развития система Тянь-Шаня, начинают энергично воздыматься Гималаи и Большой Кавказ, в Закавказье формируется мощная туфогенно-осадочная, с эффузивами, толща Годерзского перевала. Проявления этой крупной мио-плиоценовой фазы альпийского цикла могут быть использованы, подобно эоценовой фазе, для широких межрегиональных стратиграфических сопоставлений в Азии.

Судя по крайней скудости фауны как опоковой свиты Западной Сибири, так и саксаульской свиты Приаралья, эоценовое «кремнистое море» было в значительной мере изолированным от мирового океана, являясь типичным примером эпиконтинентального бассейна. Однако, несмотря на замкнутость, водоем изобилует течениями и в большинстве мест хорошо вентилировался до дна; это видно по практическому отсутствию в осадках сульфидов и карбонатов закиси железа.

Температуры вод эоценового моря были достаточно высокими, даже в его северных частях, для существования теплолюбивой водоросли *Posidonia*<sup>1</sup>; это видно и по субтропическому облику пыльцевой флоры из опоковой свиты Западной Сибири и кремнистых песчаников Казахского нагорья.

Палеонтологические данные никак не подтверждают положения В. П. Ренгартена (1951) о широком вторжении с севера арктических вод, будто бы охлаждавших палеогеновое море Западной Сибири. Этой гипотезой В. П. Ренгартен объясняет и высокую кремнистость осадков западно-сибирского палеоцена и эоцена; он считает, что в холодном море преобладали кремневые организмы (диатомовые и радиолярии), остатки которых и образовали толщи опок, кремнистых песчаников и кремнистых глин. Что же касается первоисточников кремнезема в море, то здесь В. П. Ренгартен высказывает предположение, «что жизнедеятельность каких-то организмов способствовала разложению силикатов в глинистых осадках и освобождающийся кремнезем усваивался диатомитовыми водорослями» (1951, стр. 127). С такими же биохимическими процессами «подводного выветривания» обломочного материала на дне палеогенового моря В. П. Ренгартен связывает и образование глаукогита и карбонатов марганца и железа.

По смыслу теоретических построений В. П. Ренгартена получается, что химизм морских осадков на каждом этапе геологической истории определяется спецификой процессов «гальмиролиза» на дне моря, ход и направление которых остаются весьма неясными. Что же касается растворов, непрерывно притекавших с суши, то им В. П. Ренгартен отводит в мезо-кайнозойском морском осадконакоплении Приуралья более чем скромную роль: они «рассеивались и как бы унифицировались в массе морской воды» (стр. 126).

Сравнительный анализ палеогенового осадконакопления в тургайском и западно-сибирском морях и на прилегающих континентах убеждает в недостаточности теории накопления хемогенных элементов в морских толщах за счет одного подводного выветривания обломочной части осадков. Эта концепция чисто аутигенной мобилизации элементов,

<sup>1</sup> Род *Posidonia* ныне обитает в Индийском океане.

во-первых, просто подменяет одно неизвестное другим; во-вторых, никак не объясняет наблюдающихся в природе региональных закономерностей и явной сопряженности осадконакопления в море и на соседней суши; в-третьих, совершенно беспомощна в прикладном отношении, так как не дает возможности наметить хоть сколько-нибудь определенные прогнозы о распространении полезных ископаемых в пространстве и по разрезу.

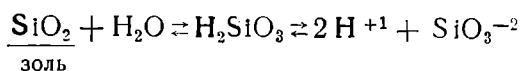
Из сказанного не следует понимать, что автор этих строк вообще отрицает возможность аутигенного образования в морских илах определенных групп химических соединений, с последующим обособлением минералов. Полностью принимая механизм этих сложных процессов, как его показал Н. М. Страхов (1953), нужно в то же время подчеркнуть, что невозможно общее, раз установленное для всех регионов и эпох решение о первоисточнике материала для иловых реакций, приводящих к формированию аутигенного минерального комплекса. В одних случаях аутигенные минералы в основном могут происходить из материала, заимствованного из обломочной части осадка; в других — аутигенный комплекс образуют элементы, принесенные с суши в истинных и коллоидных растворах и вначале содержащиеся в илах в наиболее реакционноспособных формах: в виде поглощенных ионов, находящихся в равновесии с иловым раствором, в виде гелей и неустойчивых органоминеральных соединений.

Весь объем фактического материала по палеогену Зауралья, рассмотренного в региональном разрезе, убеждает в том, что элементы обособленных аутигенных минералов морского палеогена — калий, кремний, железо и марганец кремнисто-глауконитовой формации и кремний кремнистой формации — принесены в море в виде растворов континентального происхождения. Они освободились из алюмосиликатных соединений в результате специфического континентального выветривания, перешли в почвенные и грунтовые растворы, по гидрографической системе достигли моря и дали начало крупнейшим минеральным скоплениям.

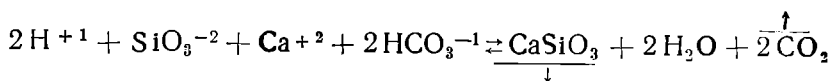
После краткого отступления в область общих вопросов хемогенного осадконакопления возвращаемся к характеристике условий отложения эоценовых толщ Зауралья.

В кремнистых глинах опоковой свиты Западной Сибири обращает на себя внимание их монолитность: несмотря на наличие видимой по цветовым оттенкам правильной слоистости, керн не колетя по ней, а дает раковистые поверхности излома, различно ориентированные. Такое несоответствие плоскостей наслоения и направлений раскола породы обязано однородной цементации глин. Полная «залеченность» многочисленных перерывов наслоения, видимо, объясняется обилием в эоценовых морских илах коллоидного кремнезема, выпавшего из воды и цементирующего (благодаря своей высокой реакционной способности) осадки, по мере их отложения, в монолитную массу. Это замечание относится ко всем литологическим разностям пород кремнистой морской формации.

Представляется, далее, что большое содержание кремния в водах эпиконтинентального эоценового моря было мощным фактором, резко угнетавшим развитие организмов с известковой раковиной. Экспериментально доказано (З. Я. Берестнева и др., 1949), что в растворах золь кремнезема наряду с коллоидной формой кремнезема последний всегда содержится также в форме истинного раствора кремневых кислот. Следовательно, в щелочных водах эоценового моря существовало равновесие, которое можно схематически показать следующей реакцией:



Ионы кальция, встречаясь с метасиликат-ионами, давали слабо растворимые силикаты кальция:



Непрерывному ходу реакции слева направо способствовало постоянство концентрации кремнекислоты, а также повышенная температура, вызывавшая распад угольной кислоты.

Таким путем в эоценовом «кремнистом море» и на прилегающей суше происходило энергичное связывание кальция, приводившее к обеднению континентальных и морских вод этим элементом. Это, конечно, не могло способствовать успешному развитию организмов, черпающих кальций своего скелета из морской воды, — моллюсков и фораминифер. Действительно, ни та, ни другая группа беспозвоночных не распространена сколько-нибудь заметно в эоценовых морских осадках Зауралья.

В свете сказанного представляется, что эоценовый эпиконтинентальный бассейн и суша Западной Сибири и Тургая были особой *биогеохимической провинцией, очень богатой кремнием и резко обедненной кальцием*. В ней процветали организмы, концентрирующие в своем теле кремнезем, такие, как радиоларии и диатомовые водоросли, остатки которых массами находят в опоксовой свите Зауралья. В некоторых пресных водоемах континента в это время накапливались спонголиты, описанные И. И. Деонисяком (1939) для Экибастузского района Центрального Казахстана. Напротив, кальциефильные организмы (моллюски и фораминиферы) здесь были угнетены, не находя достаточно материала для построения скелета.

Так объясняются неизвестные до сих пор причины крайней бедности моллюсками опокковой свиты Сибири и саксаульской свиты Северного Приаралья в ее типичных кремнистых фациях.

Переходим к рассмотрению изменений химизма осадков эоценового моря в широтном направлении.

К югу Арало-Сибирская кремнистая провинция эоцена утрачивает присущие ей геохимические особенности. В эоценовой сланцевосной байхожинской свите Восточного Приаралья кремнистость повсюду заменяется интенсивной известковистостью (А. И. Егоров и П. М. Пономарев, 1944; М. Е. Воскобойников, 1956). То же самое отмечается и для Северного Приаралья: к юго-западу от полуострова Куланды ранее бескарбонатные породы саксаульской свиты начинают вскипаять к кислотой, и у северного чинка Устюрта они представлены мергелистыми глинами. Еще южнее, у мыса Актумсук на Аральском море, саксаульская свита замещается «свитой мергелей, которая по характеру пород и микрофауны легко сопоставляется с верхней белой свитой Мангышлака и верхними фораминиферовыми слоями Северного Кавказа» (А. Л. Яншин, 1953, стр. 336). К этому сопоставлению нужно добавить следующее. Если принять за основу разделения мангышлакского палеогена последнюю схему Н. Ф. Кузнецовой (1952), то кремнисто-глауконитовой формации Арало-Сибирского региона будет отвечать четко обособленная палеоценовая сулукопинская свита Мангышлака — глауконитовые пески (до 32 м) с редкими фосфоритовыми желваками и фауной остракод и моллюсков.

Кремнистой формации на Мангышлаке отвечает вышележащая толща светлых известковистых пород, в которой Н. Н. Субботиной выделен ряд микрофаунистических зон. Эта толща делится на три основных свиты (снизу): нуммулитовую, рыбную (шоколадная) и адаевскую. Литогенетически их объединяет очень высокая известковистость пород (известняки, мергеля, мергелистые глины) и богатство фораминиферами.

Наконец, чеганской свите Арало-Тургайских равнин отвечает, по положению в разрезе и литологическим признакам, толща бескарбонатных зеленовато-бурых глин с мергелистыми и железисто-мергелистыми конкрециями, содержащими плохо сохранившуюся фауну моллюсков, имеющую, по М. В. Баярунасу (1912), латторфский облик. В глинах Н. Ф. Кузнецова отмечает комплекс хадумской микрофауны. Фациальный аналог этой толщи Н. Ф. Кузнецова (1952) и А. Л. Яншин (1950) считают так называемую «голубую свиту» голубовато-серых мергелей, локально развитую в Чакрыганской синклинали и подстилающую толщу марганценосных песков.

Из приведенных материалов видно, что эоценовая, резко обедненная кальциефильной фауной, кремнистая формация Тургая и Северного Приаралья на юг сменяется известковистой формацией, изобилующей фораминиферами, которые образуют местами нуммулитовые известняки.

Литолого-фациальное единство южной известковистой зоны эоцена дополняется еще и тем, что в ней повсюду замечается битуминозность. На востоке это будут коричневые прослои горючих сланцев, отмеченные не только в Байхоже на р. Сыр-Дарье, но и на большой площади Восточного Приаралья. У Аральского моря для мыса Актумсук на Устюрте в 22-метровой толще эоценовых мергелей имеется темная битуминозная пачка мощностью в 5 м (А. Л. Яншин, 1953). На Мангышлаке среди известковистой толщи эоцена выделяется обогащенностью органическим материалом рыбная, или шоколадная, свита; она сложена в некоторых своих разновидностях коричневыми сланцеватыми породами, переполненными рыбными остатками и представляющими большой интерес в геохимическом отношении.

Дальше на юг карбонатная формация эоцена представлена отложениями алайского и туркестанского ярусов Туркмении, которые О. С. Вяловым (1946, 1951) сопоставляются с нуммулитовыми и рыбными толщами Мангышлака.

В Туркмении — это плотные мергели и мергелистые глины с линзами бентонитовых глин, сформированных при подводном выветривании вулканического пепла. На юго-востоке Туркмении залегают известняки-ракушняки с песчаниками, туфобрекчиями и эффузивами, указывающими на приближение к афганской и североиранской суше; здесь, как и на Кавказе, в эоцене проходила интенсивная вулканическая деятельность.

Туркестанский ярус здесь представлен сланцеватыми мергелистыми глинами с фораминиферами; они обогащены органическими и, в частности, рыбными остатками. О. С. Вялов справедливо замечает, что «эти рыбные слои, в тех или иных видоизменениях, известны в Кюрендаге, на Большом Балхане, на побережье залива Кара-Богаз-Гол, в Туаркыре, в Северных Кара-Кумах; отмечены они в южном Устюрте (впадина Чокпакты), и на Мангышлаке, и в Кызыл-Кумах» (1951, стр. 41).

Таким образом, на территории Зауральской эпигерцинской платформы в эоцене видим закономерное распределение морских отложений по их литохимическому характеру: на севере располагаются кремнистые осадки, на юге — известковистые, локально обогащенные органическими остатками. Здесь нужно рекомендовать постановку региональных геохимических работ.

Совершенно тождественное в принципе явление наблюдаем в смежной части Русской платформы. Глауконитово-кремнистый и кремнистый палеоцен и эоцен Поволжья (сызранские, саратовские и царцыпские отложения) переходят к югу в карбонатные толщи фораминиферовой свиты Предкавказья, в составе которой преобладают мергелистые глины с массой фораминифер. Они включают пачки коричневых и темных битуминозных мергелей, местами содержащих в Ильском районе Запад-

ного Предкавказья (40 км на ЮЗ от г. Краснодара) капельно-жидкую нефть (П. И. Степанов и др., 1944).

Отсюда следует, что в морском эоцене Восточной Европы и Западной Азии ясно обозначаются две сменяющие друг друга в пространстве осадочные формации, отличные по литохимическому типу отложений.

*Северная провинция* развития кремнистой формации представлена кремнеземистыми породами в различных их разновидностях — от песков с кремнеземистыми песчаниками до чистых опок и диатомитов. *Южная провинция* развития карбонатной формации сложена известковистыми породами; местами они весьма обогащены гумусо-сапропелевым материалом, образующим горючие сланцы и даже скопления нефти.

На такую особенность распределения морских осадков саксаульской свиты в Приаралье обратил внимание А. Л. Яншин. Он объяснил такое явление большим удалением области развития карбонатных толщ от берега, т. е. фациальными причинами: «... где-то в пределах Североурстюртского прогиба происходит смена терригенных фаций саксаульской свиты пелагической фацией, породы которой состоят в основном из кальцитовых раковин микроорганизмов и содержат всего лишь 32 — 34% тонкого глинистого нерастворимого остатка» (1953, стр. 343).

Однако характер распределения хемогенного материала в эоценовых морях на крупных территориях вне Северного Приаралья не подтверждает толкования, данного А. Л. Яншиным. Например, в Западно-Сибирской низменности имеем следующее схематическое распределение пород опоковой свиты по мере удаления от Уральского берега: пески с прослоями кремнистых песчаников → песчанистые опоки → глинистые опоки → илчичные опоки в районе г. Кургана (скважина по А. А. Козыреву, 1927). Никаких известковистых пород, как это должно бы быть согласно представлениям А. Л. Яншина, в пелагических фациях эоцена Западной Сибири нет.

Напротив, у южной окраины Туранского палеогенового бассейна в Туркмении О. С. Вялов (1951) нигде не отмечает кремнистых пород. Хемогенным материалом во всех морских толщах, от бухарского до туркестанского яруса, является карбонат кальция.

Из этих примеров видно, что смена кремнистых толщ известковистыми в эоцене Зауралья — явление не фациальное, а широтно-зональное. В основе его, видимо, лежат особенности климатической зоны (провинции), направлявшие ход выветривания и дифференциации его продуктов на суше, которая поставляла в эпиконтинентальные моря хемогенный материал.

Переходим к рассмотрению палеогеографической обстановки и условий континентального выветривания у берегов эоценового «кремнистого моря», в первую очередь на Центрально-Казахстанском полуострове.

Что же касается реконструкции условий на Иранско-Бадхызской суше, с которой поступал материал в южное «известняковое море», то для решения этих вопросов еще недостаточно фактических данных. В первую очередь это происходит потому, что континентальный эоцен зоны горных сооружений Азии сильно уничтожен энергичной денудацией неогеново-четвертичного времени.

Выше упоминалось, что А. Л. Яншин (1953), уделивший главное внимание исследованию морских толщ Северного Приаралья, считает сушу саксаульского времени пустыней с господством в ней процессов развевания песков, которые разносились ветрами на сотни километров в прилегающие моря. Ветровым наносом песка в эоценовое море А. Л. Яншин объясняет повсеместную песчанность осадков саксаульской свиты Северного Приаралья. Одновременно он признает и спорность своего пред-

положения о далеком (на 100 — 150 км) ветровом переносе по воздуху над водными пространствами песчинок размером до 0,25 мм.

Думается, что более реальное объяснение повсеместной песчанистости саксаульских осадков можно найти в переносе песков течениями, связанными с интенсивной платформенной тектоникой эоценового времени, о которой говорилось выше. Неоднократно происходившие моретрясения интенсивно взмучивали донные морские осадки и неизбежно должны были порождать разнообразные местные течения. Таким образом, в результате многократных взмучиваний и перемешиваний песчанистых морских илов, с последующим разносом их течениями, могла сформироваться своеобразная повсеместная песчанистость морских осадков эоцена Северного Приаралья.

Не оспаривая мнения А. Л. Яншина о господстве эоловых процессов в эоценовое время на Южном Урале, нужно отметить, что никаких следов ветровой деятельности в идентичных уральских кремнистых породах Центрального Казахстана автору наблюдать не приходилось. Слоистость, заметная иногда во многих разностях кремнистых песчаников, имеет вид типично потоковой, но никогда не видно диагональной слоистости ветрового типа. Здесь отмечаются лишь концентрические прослои, образованные ритмическими реакциями, — кольца Лизеганга, которые могут быть иногда приняты за ветровую слоистость.

Какой-нибудь особо совершенной окатанности и «идеальной округлости» песчинок, которую А. Л. Яншин замечал в Мугоджарах, считая ее проявлением эоценового перевевания, автору в Центральном Казахстане не встречалось. Поэтому на Центральный Казахстан пока не может быть распространено заключение о эоловом происхождении главной части континентальных отложений, синхронных саксаульской свите Приаралья.

Зато на Казахском нагорье и дальше к северо-востоку повсеместно замечаем следы интенсивного, особого «кремнистого» выветривания, происходившего на континенте. Выветривание такого типа бесспорно происходило и на Южном Урале, где имеются те же кремнистые породы, что и в Центральном Казахстане. Поэтому справедливо мнение А. Л. Яншина о своеобразии геохимической обстановки в саксаульское время, которая «обусловила высокую подвижность в это время кремнезема, приводившую к образованию кремнистых песчаников и кварцитов» (А. Л. Яншин, 1953, стр. 347). Нужно добавить, что бесспорные следы такой же геохимической, а следовательно, и климатической обстановки в эоцене ясно отмечаются и на Украине, где в континентальных отложениях бучакского яруса обильны кремнистые породы с флорой, совершенно идентичные таким же породам континентального эоцена Казахстана и Западной Сибири.

Была ли в эоценовое время на Казахском нагорье действительно ландшафтная обстановка песчаной пустыни, росли ли там только мелкие кустарники типа австралийского скруба, которые рисует А. Л. Яншин (1943) для Южного Приуралья?

Что касается эоловых песков, то, как видно из предыдущего, сколько-нибудь заметного их развития в Центральном Казахстане предположить нельзя.

Растительный покров региона не был вполне пустынным; об этом убедительно свидетельствуют разнообразные растительные остатки в виде довольно богатой листовой флоры и пыльцы, находимой в эоценовых отложениях Казахского нагорья. Наряду с ксерофитами, такими, как миртовые и лавры, здесь присутствует, правда в подчиненном количестве, пыльца тенелюбивых форм — лапины и ольхи, а также мезофильного семейства березовых. Сам факт установления 33 форм древесной пыльцы

и 22 форм листовой флоры (в том числе пальм и сосен) в эоцене Центрального Казахстана свидетельствует против гипотезы крайней пустынности эоценовой суши Зауралья.

Ксерофильные древесные формы, видимо, образовывали светлые разреженные леса на плакорных участках; в местах большего грунтового увлажнения к ним примешивались хвойные — сосны и подокарпусы. Судя по диаметру трубчатых корневых отверстий в кремнистых породах, которые достигают 10 — 15 см в поперечнике, деревянистые растения имели не только кустарниковый характер, а часто были настоящими крупными деревьями.

Существовали постоянные водоемы, окаймленные полосой влаголюбивой растительности и поросшие водными растениями, образующими иногда значительные по мощности, но, видимо, небольшие по площади торфяные залежи.

Сезонные колебания влажности, а соответственно и уровня водоемов были очень большими; торфяники периодически обсыхали; при этом происходила энергичная фюзенизация растительных остатков, захватившая всю толщу залежи (описанное выше буроугольное месторождение Белоярское).

Очень примечательной кажется малая пиритизация угольного пласта и всей угленосной и бокситорудной толщи Белояровки. В условиях постоянной засухи можно бы ждать широкого развития процессов континентального соленакопления, поступления сульфатов в болота и их редукции с образованием большого количества сульфидов железа в торфяниках. Однако ни признаков соленакопления в породах эоцена, ни заметной пиритизации болотных образований не наблюдается. Остается предполагать, что такая выщелоченность континентальных эоценовых отложений обязана действию периодических обильных дождей.

Очень ценные дополнительные материалы для понимания палеогеографии эоцена за Уралом дает наземная фауна позвоночных. Из достоверного континентального эоцена Центрального Казахстана и Западной Сибири фауна неизвестна, и этому можно найти удовлетворительное объяснение. Зато ее довольно много в эоценовых отложениях соседней Монголии, откуда кости собраны и изучены американскими и советскими палеонтологами.

По Ч. Беркею и Ф. Моррису, монгольские эоценовые континентальные «формации» Аршанто, Ирдын-Манха, Тукум и Шарамурун представлены красноцветными песчанистыми глинами с подчиненными им серыми глинами и белыми песками (Berkey C. P., Morris F. K., 1927). Известно также, что красноцветные глины засолены и загипсованы. Кремнистые породы в эоцене Монголии не описаны.

По опубликованным материалам палеонтологических определений третиных фаун Монголии (Беркей и Моррис, 1927; А. И. Аргиропуло, 1940; Ю. А. Орлов, 1952; А. К. Рождественский, 1949, 1954; Н. М. Яновская, 1953, 1954 и др.), эоцен Монголии представляется временем бурного расцвета носорогов из группы титанотериев. Так же как средний олигоцен Монголии характерен обилием грызунов, так и эоцен характерен большим количеством титанотериев, которых здесь найдено около 30 видов.

Многие роды титанотериев Монголии имеют на черепе длинные костные выступы, образованные поднятой кверху носовой костью. Н. М. Яновская (1953, 1954 и др.) считает, что эти животные по строению зубов (низкая коронка, небольшая жевательная площадь) могли питаться только мягкой водно-болотной растительностью. Размещение ноздрей

на верхнем конце круто и высоко поднимающегося кверху носа — приспособление животного к свободному дыханию при длительном погружении морды в воду для добывания корма. Такой способ питания из-под воды подтверждается также наклонным расположением головы по отношению к шее.

Комплекс приспособительных признаков у таких титанотериев указывает на их чрезвычайно узкую специализацию и теснейшую связь с водно-болотной средой, вне которой эти формы не могли существовать.

Широкое развитие в эоцене Монголии такого типа жизненных форм в их различных вариантах, конечно, не случайно. Оно, видимо, было обусловлено сухостью климата и особенностями ландшафтов того времени. Скучная жесткая растительность междуречий не удовлетворяла крупных травоядных титанотериев, имевших к тому же весьма несовершенный зубной аппарат, позволивший использовать лишь мягкую пищу. В силу необходимости ряд групп титанотериев приспособился к постоянному питанию на болотах. В процессе эволюции сложились их морфолого-анатомические особенности, позволяющие питаться из-под воды, и совершенно бесполезные, скорее даже вредные, для животных сухих прострств.

Итак, засушливый в целом ландшафт сформировал оригинальную по своей морфологии и отношению к среде чрезвычайно узко специализированную группу водно-болотных травоядных, характерных в первую очередь для эоцена Азии.

В нижнем эоцене Монголии найдены также остатки древнейших (еще пятипалых) копытных — пантодонтов и диноцератов; в верхнем эоцене, кроме многочисленных титанотериев, имеются мелкие носороги и немногочисленные примитивные формы грызунов. Во всех эоценовых формациях встречены щитки панциря сухопутных черепах.

Из этого краткого перечня видно, что в эоцене Монголии, несмотря на явно засушливый климат (гипсоносность и засоленность глил), существовала разнообразная жизнь. Еще более богато должны быть представлены эоценовые наземные позвоночные в приморской области Казахского нагорья. Однако никаких остатков животных в формации кремнистых песчаников Центрального Казахстана не отмечено. Нужно думать, что причина этого лежит не в отсутствии фауны, а в неблагоприятных условиях для захоронения и фоссилизации костей.

Попытаемся восстановить в главных чертах условия и направление процессов выветривания и дифференциации его продуктов на эоценовой приморской суше Зауралья. Для этого воспользуемся материалами по континентальным эоценовым отложениям Казахского нагорья, Салаирско-Чулымского района и Енисейского края.

Для всей этой территории характерны следующие особенности континентального осадконакопления, выпукло отражающиеся в типе пород: активнейшая миграция кремнекислоты, вследствие чего формируются различные кремнистые образования, описанные выше; перемещение глинозема и накопление его в виде гидраргиллитовых бокситов.

Такая своеобразная минеральная ассоциация прослеживается на Казахском нагорье, в юго-восточной части Западной Сибири и предполагается также для Енисейского края. Все это заставляет видеть в эоценовых кремнистых породах и бокситах Зауралья образования, генетически взаимно связанные. Они обязаны своим происхождением климату, как региональному фактору, определяющему направление выветривания и тип осадков на больших территориях платформ.

Принципиальная возможность формирования такого осадочного комплекса в результате выветривания представлялась еще 20 лет тому назад А. Д. Архангельским (1936, стр. 869): «... имея перед собой в отложениях

какого-либо бассейна химические кремнистые осадки, мы вправе ожидать здесь также и железных и алюминиевых руд; в некоторых случаях эти руды следует искать не в морских, а в синхроничных им озерных и болотных образованиях...»

Рассмотрим три главных группы вопросов, которые становятся теперь более или менее ясными, в свете вкратце изложенных выше фактов: особенности климатического режима и гидрохимии вод эоцена в Центральном Казахстане, происхождение эоценовых кремнистых пород и, в частности, так называемых «дырчатых кварцитов» Казахского нагорья и в связи с этим — генезис эоценовых бокситов Зауралья.

Флористические данные и петрографический состав углей достаточно ясно указывают на преимущественно засушливый климат эоцена в области развития глиноземисто-кремнистой формации. Отсюда следует вывод о щелочной реакции почвенных и грунтовых вод. Наряду с этим мы совсем не видим в породах эоцена карбонатов кальция, гипса и легкорастворимых солей, всегда накапливающихся в зоне выветривания при сколько-нибудь заметной аридизации климата.

Выщелоченность пород, а также большое разнообразие наземной флоры позволяют считать, что засушливость эоцена была непостоянной, а сезонной, когда периоды резкой засухи сменялись периодами обильных дождей возможно муссонного типа. При этом зона выветривания интенсивно промывалась.

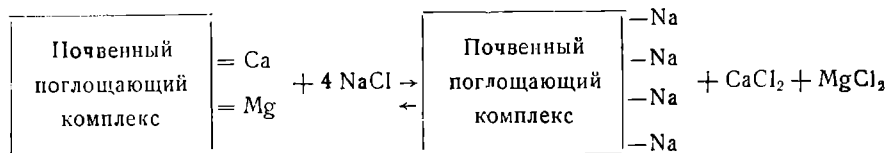
Легкорастворимые продукты выветривания, накопившиеся в почвогрунтах за сухой сезон, в последующий период дождей подвергались растворению и выносу в гидрографическую сеть. В условиях нарастающего разбавления растворов и уменьшения их щелочности происходил гидролитический распад ряда соединений, с переходом веществ в коллоидное состояние и частичным (либо полным) их выпадением в пределах суши.

Таким образом представляется, что реакция среды в почвогрунтах эоцена колебалась по сезонам от очень сильно- до слабощелочной, при постоянно высоком кислородном потенциале.

Сезонная ритмичность осадконакопления, как уже упоминалось, проявилась и на отчетливой правильной слоистости морских пород опоковой свиты, в особенности там, где они сложены однородным материалом (кремнистые глины).

Именно этой неравномерностью увлажнения, которая сопровождается периодическим то засолением, то рассолением почв, и следует объяснить особенно высокую щелочность почвенно-грунтовых растворов эоцена.

К. К. Гедройц (1928) разработал общую теорию процесса осолонцевания почв, а В. А. Ковда (1937) на примере засоленных почв Заволжья показал, как при рассолении солончаков формируются новые, качественно отличные почвы — солонцы. Последние содержат в почвенном поглощающем комплексе большое количество натрий-иона, который накапливается по следующей схеме:



При многократном засолении почвы натриевыми солями с последующим рассолением, выводящим легкорастворимые  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCl}_2$  из сферы реакции, изображенное выше равновесие непрерывно смещается вправо. Так происходит постоянное «подсолонцевание» почв, сущность которого заключается в накоплении в ее поглощающем комплексе натрий-иона

(А. А. Роде, 1955). Последний при действии водородного иона почвенной углекислоты выделяется в раствор, образуя бикарбонат натрия, придающий щелочную реакцию почве. Как показывают многочисленные анализы В. А. Ковды (1937), рН водной вытяжки (1 : 5) из солонцов очень часто достигает 8 и 9; А. А. Роде (1955) называет показатели концентрации водородных ионов в почвенном растворе солонцов, равные 10 и даже 11.

Итак, региональное развитие процесса осолонцевания древних почв создало резко щелочную реакцию гипергенных растворов, определившую специфику выветривания в эоцене.

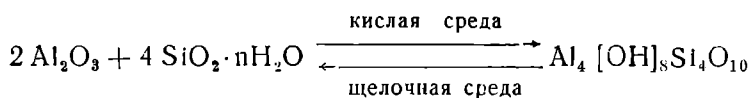
Как же можно представить себе ход химического выветривания под действием щелочных растворов и какова была судьба его главных продуктов в условиях переменного режима влажности?

Лучше всего процесс древнего щелочного выветривания прослеживается в тех участках, где кремнистые породы лежат на каолиновом элювии мезозойского времени. Здесь, как мы уже подчеркивали и показывали на примерах, между составом каолиновой коры выветривания и составом лежащих на ней кремнистых пород имеется теснейшая генетическая связь. Внешне она проявляется главным образом в накоплении в кремнистых породах химически наиболее стойких кварцевых обломков, заимствованных из коры выветривания: кусков кварцевых жил в одних случаях, кварцевой гальки — в других, тонкого песчано-алевритового кварцевого материала — в третьих.

Эти явления, наблюдаемые во многих местах Центрального Казахстана, приводят к твердому убеждению в том, что в эоцене происходил повсеместный химический распад мезозойского каолинового элювия, с образованием по нему своеобразного кремнистого панциря.

Теперь можно считать твердо установленным, что устойчивая в кислой среде каолиновая молекула под действием щелочных растворов распадается весьма заметно. Так, Ф. В. Чухров (1955) указывает, что в течение получаса в 1% растворе едкого натра при комнатной температуре распадается 2% каолиновой суспензии; разрушение каолинита происходит также под действием раствора метасиликата натрия. Отсюда ясно, что в ходе геологического времени при постоянном введении в реакцию новых порций вещества и удалении (либо связывании) образованных продуктов гипергенное разрушение каолина щелочными водами может принимать огромные масштабы.

Следовательно, общеизвестная реакция так называемой деградации бокситов, проходящей почти на каждом месторождении, является в определенных условиях обратимой:



В кислой среде равновесие смещается вправо, в сторону образования каолинита (часто сохраняющего пизолитовое строение исходного боксита), в щелочной среде каолиновое ядро расщепляется на отдельные окислы.

Так, по мезозойской каолиновой коре выветривания, сформированной действием кислых вод гумидного климата, в эоцене образовалась кремнистая кора выветривания; ее породили щелочные воды аридного климата.

Наличие кремнистой коры выветривания по каолиновым породам решает принципиальную сторону вопроса об источнике глинозема для накопления бокситов в эоцене. В свете изложенных выше соображений ста-

новится понятным, почему эоценовые (как теперь видим) бокситы Центрального Казахстана, Салаира и Енисейского кряжа пространственно связаны с площадями развития каолиновых глин древней коры выветривания. На это обстоятельство обращало внимание большинство геологов, изучавших бокситы Зауралья, так или иначе связывая бокситы с каолиновой или гипотетической латеритовой корой выветривания.

А. Д. Архангельский (1933), относя все бокситы Зауралья к юрским, считает, что их глинозем освобождался при процессах латеритного выветривания и с поверхностными кислыми растворами поступал в озерные бассейны, где происходило его осаждение. Теперь, когда определенно устанавливается, что лишь немногие бокситы Зауралья могут быть юрскими, эта теория, намеченная для условий юры, к иной палеогеографической обстановке не приложима.

Несколько позже А. Л. Яншин (1937) при литературном обзоре бокситов Зауралья, руководствуясь, вслед за А. Д. Архангельским, больше общими соображениями, чем бесспорными фактами, безоговорочно относит бокситы Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири к нижней — средней юре. Он считает, что вынос алюминия из каолиновой коры происходил под действием кислых растворов, возникающих при выветривании пиритсодержащих пород. Здесь, в отличие от теории Архангельского, на решающее место среди предпосылок бокситообразования становится узко локальный фактор — пиритизация палеозойских толщ, которая должна иметь место в каждом бокситовом месторождении. Фактически такая пиритизация наблюдается далеко не всегда и активная ее роль очень сомнительна.

А. К. Гладковский (1948) нижнемеловые бокситы Каменского района Восточного Приуралья предложил считать вторичными образованиями, сформированными в результате размыва, механического переноса в обломках и переотложения первичных латеритовых бокситов юры.

Таковы три главные направления в вопросе о происхождении мезокайнозойских бокситов Зауралья, главным образом тех, которые теперь должны считаться эоценовыми. Одно из них предполагает главным фактором формирования бокситов климатическую обстановку, считая ее влажной, т. е. совершенно иной, чем она была во время накопления бокситов Казахстана и Енисейского кряжа. Другое направление в основу ставит местную пиритизацию, которая обеспечила кислую реакцию и подвижность глинозема независимо от климата. Третье — по существу отрицает всякие климатические и геохимические факторы формирования бокситовых залежей в кайнозое Зауралья и сводит дело к механическому переотложению латеритовых бокситов мезозоя.

Все они, несмотря на разницу, сходятся на одном: осадочные бокситы тяготеют к территориям развития коры выветривания, которая так или иначе поставляла глинозем для образования бокситов.

Что же касается причин мобилизации глинозема, механизма его переноса и осаждения, то здесь, как мы видим, имеет место разноречивость, а иногда и отрыв от конкретных условий формирования бокситоносных толщ. Все это до самого последнего времени не позволяло дать сколько-нибудь обоснованные прогнозы на кайнозойские бокситы ни в стратиграфическом, ни в региональном смысле.

В свете всего изложенного выше о палеогеографии и геохимических особенностях палеогенового континентального осадконакопления возникают новые представления о причинах и региональных закономерностях формирования эоценовых гидраргиллитовых бокситов. Они достаточно ясны из всего предыдущего текста и теперь остается лишь кратко сформулировать следующие главные выводы.

1. Крупные бокситорудные районы Зауралья — Центрально-Казахстанский, Салаирский и Енисейский — принадлежат к единой провинции осадконакопления эоценового возраста.

2. Эта Зауральская бокситово-кремнистая провинция характеризуется флорой, в составе которой преобладают вечнозеленые ксерофиты, и засушливым климатом с периодами обильных дождей, видимо, муссонного характера. В засуху происходило засоление почвогрунтов, в сезоны дождей — их промывание.

3. Чередование засоления и рассоления почвогрунтов привело в эоцене к региональному развитию почв солонцового типа, содержащих свободную соду и вследствие этого обладающих резко щелочной реакцией, с pH почвенного раствора до 10 и 11.

4. Происхождение эоценовых бокситов Зауралья нужно связывать с процессами интенсивного щелочного выветривания в аридном климате<sup>1</sup>. При этом совершался переход глинозема и кремнезема в раствор, их разделение в ходе миграции и, наконец, осаждение, с накоплением в одних местах бокситов, в других — континентальных и морских кремнистых пород.

5. Исходный материал для глинозема эоценовых бокситов поставляла мезозойская каолиновая кора выветривания, очень широко распространенная за Уралом. Щелочные поверхностные воды расщепляли каолиновую молекулу на глинозем и кремнезем, переводя их в легкоподвижные ионогенные и коллоидные соединения.

6. Первыми растворимыми формами алюминия и кремния, образованными при щелочном разрушении каолина, были, видимо, силикаты и алюминаты<sup>2</sup>. Они тут же могли вступать в химические реакции и частично гидролизываться с образованием щелочных зольей (Ф. Эфраим, 1932).

7. Разделение алюминия и кремния в ходе континентальной дифференциации происходило вследствие разницы в свойствах как их щелочных ионных соединений (алюминатов и силикатов), так и коллоидных гидратов глинозема и кремнезема.

Можно наметить, в первом приближении, следующие факторы, способствующие обособлению соединений кремнезема и глинозема, перешедших в раствор при выветривании:

а) взаимодействие на месте: каолин + силикат Na → алюминат Na + SiO<sub>2</sub> (золь) → SiO<sub>2</sub> (гель). «Так как при этом щелочность раствора понижается, усиливается гидролиз щелочного силиката; образуется свободный кремнезем, который (при достаточных концентрациях его) коагулирует и переходит в осадок» (Ф. В. Чухров, 1955, стр. 81);

б) легкость перехода кремнекислоты в необратимые гели (У. Льюис, 1948) при повышении концентрации зольей или их нагревании. В результате происходит образование на дневной поверхности желатинообразных гелей, твердого силикагеля, опала и халцедона, которые в природе могут образовывать непрерывный ряд, наблюдающийся в кремнистых корах Африки. Доказательство такого периодического поверхностного связывания кремнезема видим и в эоценовых пудинговых кварцитах Казахского нагорья;

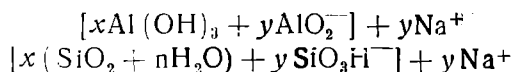
в) различная устойчивость гелей алюминия и кремния. Если силикагели выпадают легко, быстро стареют и весьма устойчивы в широком

<sup>1</sup> Эоценовые бокситы бучакского яруса Украины по генезису, видимо, сходны с эоценовыми бокситами Зауралья; в бучакских толщах также имеется ассоциация кремнистые песчаники — бокситы, а пылецевой комплекс указывает на засушливый климат (Е. Д. Заклинская, 1955).

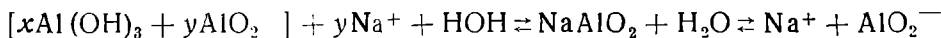
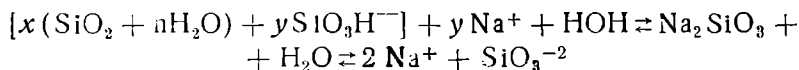
<sup>2</sup> По этому поводу В. А. Ковда пишет следующее: «Условия реакции (pH 9—10) для образования алюмината Na в солонцовом процессе несомненно осуществляются, а в содовых солонцах бесспорно имеются» (1937, стр. 181).

диапазоне рН, то гидроокись алюминия заметно растворяется начиная от рН 7,5—8 и выше (Г. И. Теодорович, 1946; В. Ф. Гиллебранд, 1935);

г) одноионность зарядов (отрицательные<sup>1</sup>) силиказоля и алюмозоля, имеющих в щелочной среде следующее строение мицеллы (по Паули и Валько — И. А. Каблуков, 1949):



Эта одноионность зарядов  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  препятствует в щелочных растворах взаимной коагуляции их зольей, которая наблюдалась в лабораторных условиях (Л. В. Пустовалов, 1940, ч. I, стр. 183). Она обеспечивает возможность совместного перемещения в миграционных путях двух сложных равновесных систем, состоящих из коллоидных мицелл, а также молекулярных и ионных форм кремния и алюминия:



Такое перемещение происходит до тех пор, пока не произойдет перезарядка алюмозоля (при снижении рН) или на систему (либо на один из ее компонентов) не воздействует коагулирующий фактор (концентрация, температура, кальций-ион и т. д.). Тогда выпадает либо один из компонентов, либо оба вместе с образованием синтетического каолина (или, скорее, галлуазита).

Следовательно, глинозем в миграционных путях щелочного гипергенеза оказывается относительно более подвижным, чем кремнезем, склонный к образованию необратимых гелей. Это и является, в конечном счете, причиной обособления кремния и алюминия после совместного их перехода в раствор при щелочном выветривании.

8. Кремнезем выпадал отчасти в форме континентального «кремнистого панцыря» плакорных пространств, отчасти уходил по гидрографической сети в море, образуя толщи опок и кремнистых песчаников.

9. Глинозем под влиянием различных коагулирующих факторов (очень часто при действии кальций-иона известняков) осаждался в озерно-болотных депрессиях континента в виде гидраргиллитовых бокситов, залегающих (иногда в ассоциации с углями) среди каолиновых глин, генетически связанных с бокситами.

Изложенная система взглядов на происхождение эоценовых бокситов позволяет истолковать много фактов, не находящихся достаточно удовлетворительного объяснения с позиций других теорий бокситонакопления.

Так, например, вполне понятно практически полное отсутствие слоистости у типичных бокситоносных глин Белояровки и Аркалыка. Они в значительной мере представляют собою гелиты — коллоидный химический осадок, продукт взаимодействия временами передвигавшихся совместно кремнекислоты и глинозема. С этой же точки зрения объясняется не резкий, а постепенный переход от бокситорудных тел к вмещающим каолиновым глинам, присутствие в бокситах включений кремнеземистого геля и каолинитового геля (Ф. В. Чухров, 1955), а также наличие гаммы боксит-каолининовых пород, постепенно изменяющихся от гидраргилли-

<sup>1</sup> Обычно встречаются указания на положительный заряд частиц золя  $Al_2O_3$  (Ф. В. Чухров, 1955; Л. В. Пустовалов, 1940), однако это верно лишь для кислых зольей, полученных гидролизом сульфатов или хлоридов.

тов с примесью каолинита до чистых каолинов<sup>1</sup> (В. И. Лучицкий, 1946). Это, несомненно, парагенетическая гамма хемогенных образований; она отражает своим составом степень дифференцированности исходных почвенных растворов, в которые при выветривании перешли эквивалентные вначале количества кремнезема и глинозема.

Думается, что простой механический привнос в бокситоносную толщу каолинита, который только и предполагается В. И. Лучицким (1946), имел в данном случае подчиненное значение. Иначе не наблюдалось бы постепенных и повсеместных переходов боксит — каолинит, а продуктивные толщи разных месторождений были бы сложены глинами различного минералогического состава.

Всем сказанным о эоценовых бокситах объясняется генетическая сущность давно известного факта пространственной связи каолиновой коры выветривания и мезо-кайнозойских бокситов Урала и Сибири. Открываются возможности наметить наиболее перспективные на бокситы районы, а в них — определенные стратиграфические горизонты, на которых следует сосредоточить внимание геологов-поисковиков.

Разумеется, «щелочная» теория генезиса бокситов ни в коей мере не универсальна. Она, как и «кислая» теория А. Д. Архангельского, углубленная затем Н. М. Страховым (1947), справедлива лишь для определенной палеогеографической обстановки (в данном случае эоцена), которая могла в принципе повторяться в разных регионах и в различные отрезки истории Земли. Это, возможно, происходило, например, и в меловое время; тогда в западно-сибирском море отлагались опоки, а на суше известны бокситы и своеобразные кремнистые породы в «беликах», описанные автором для Семиярска на р. Иртыше (В. В. Лавров, 1951). Кремнистые континентальные породы, сопровождаемые бокситами, известны и в меловой толще (верхи альба-сеноман) Чулымо-Енисейской депрессии (В. И. Лебедев, 1954, 1955).

Возникнет, конечно, немало всякого рода возражений против «щелочной» теории образования эоценовых бокситов Зауралья. Однако можно заранее предвидеть лишь частный характер выдвигаемых контраргументов: все они будут относиться, главным образом, к толкованию механизма миграции глинозема, не затрагивая принципиальной основы щелочной теории. Неоспоримыми останутся факты, свидетельствующие о яркой *аридности климата во время бокситообразования*. Известно, что в сухом климате реакция почвенно-грунтовых вод бывает только щелочной; это определяет направление процессов почвообразования и выветривания, а также состав конечных продуктов. Следовательно, палеогеографическая обстановка исключает кислую реакцию вод как региональный фактор освобождения и миграции глинозема и в *конечном итоге приводит к щелочной теории бокситообразования*, единственно реальной для условий аридного климата эоцена.

Было бы важно для практических целей произвести хорошо обоснованное разделение континентальных осадочных бокситов на две генетические группы — бокситов, сформировавшихся в обстановке «кислого» выветривания и в условиях «щелочного» выветривания.

Группа бокситов «кислого» происхождения, сформированных в гумидных условиях, действительно входит в генетический ряд железо — марганец — алюминий, подробно и не один раз описанный Н. М. Страховым. Она, вероятно, должна образовывать большое количество «гибридов» — смесей полуторных окислов с пизолитовым сложением.

<sup>1</sup> Очень вероятно, что бокситоносные глины Каменского района и Центрального Казахстана по минералогическому составу отвечают не каолину, а галлаузиту.

Группа бокситов «щелочного» происхождения, связанная с аридным климатом, должна бы отличаться большей чистотой по железу, но содержать повышенное количество титана, проходящего в щелочных миграционных путях вместе с алюминием.

Естественно, что и поисковые признаки, и методы подхода к прогнозам на бокситы той и другой генетической группы должны быть различными.

В заключение обзора условий эоценового осадконакопления коснемся происхождения кремнистых пород Казахского нагорья, этого наиболее типичного образования для бокситово-кремнистой формации.

Весь приведенный выше фактический материал по эоценовым кремнистым породам показывает, что они отложены не глубоко от дневной поверхности. Они ничуть не сходны с инфильтрационными породами зоны окремнения индийских латеритов («литомарж»), залегающими в каолиновой толще коры выветривания на глубине 14—20 м.

Морфология кремнистой плиты, ровной сверху и очень неровной снизу, наличие корневых ходов, ветвящихся и утончающихся вниз, присутствие листвы и окремненной древесины с остатками древесной коры, — все это бесспорные доказательства поверхностной природы «дырчатых кварцитов» Казахского нагорья и Западной Сибири.

Точные (по морфологии) аналоги этих образований кратко описывает П. Фагелер (1935) для внутриавстралийской столовой страны, где древняя кремнистая кора выветривания, мощностью до 5 м, покрывает пространства в тысячи квадратных километров. Любопытно, что кремнистая кора в Австралии, как и в Центральном Казахстане, занимает платообразные возвышенные участки — реликты древней нерасчлененной (или слабо расчлененной) равнины, на которой там и здесь, видимо, формировались древние кремнистые коры.

З. Ю. Шокальская (1948) называет пустыни Намиб и Калахари в Южной Африке областями интенсивного древнего (третичного) и слабо современного кремнистого выветривания, которое происходило при щелочной реакции почв и равнинном рельефе. Здесь, как пишет Ф. В. Чухров (1955), алюминий частично обособляется от кремния и отлагался в виде свободного коллоидного глинозема.

В зоне такого пустынного выветривания, конечно, будет легкоподвижным и титан; К. Кайзер считает, что здесь он мигрирует в виде золя (K. Kaiser, 1923). Автору же представляется более вероятным совместное перемещение амфотерных элементов титана и алюминия сначала в смеси титанатов ( $\text{Na}_2\text{TiO}_3?$ ) и алюминатов щелочей, а затем — в виде зольей, с последующим совместным осаждением  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Этим обстоятельством, видимо, и объясняются высокие и устойчивые концентрации титана в бокситах некоторых месторождений.

Все приведенные выше примеры образования кремнистых кор относятся к прошлому. Современных процессов такой же интенсивности пока не описано. Как упоминает П. Фагелер (1935), маломощные кремнистые образования широко встречаются в почвах субтропических областей, особенно в Малой Азии; более подробных сведений о химизме и происхождении таких почв не имеется.

Лучше известны особенности солонцов — щелочных почв Северной Азии (К. К. Гедройц, 1928, 1933; К. Д. Глинка, 1931; П. С. Коссович, 1903; В. А. Ковда, 1937), в которых, как уже говорилось выше, образуется сода. Еще более полувека тому назад П. С. Коссович (1903) отмечал активное влияние соды на минеральную часть солонцов и считал, что в них происходит щелочное выветривание с выделением свободной кремнекислоты. Позже В. А. Ковда (1937) подтвердил факт активного щелоч-

ного расщепления алюмосиликатов в солонцах с образованием полуторных окислов и кремнекислоты, цементирующей определенные горизонты почвенного профиля солонцеватых почв (Заволжье, Средняя Азия и Южный Казахстан).

Зная закономерности распространения современных солонцов, здесь нужно заметить следующее. В эоцене существовали региональные климатические предпосылки для развития солонцового процесса, обеспечивающего щелочную реакцию почвогрунтов. Однако эффективно для бокситонакопления реализовались эти предпосылки далеко не везде. Высокая щелочность, необходимая для расщепления алюмосиликатов, достигалась лишь на ограниченных участках, вблизи которых и накапливался свободный глинозем. Это обстоятельство и есть причина сравнительной редкости бокситовых залежей. Нужно также учесть, что большая часть из них впоследствии деградирована и бесследно исчезла.

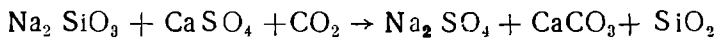
Исходя из того, что известно о химизме и эволюции солонцовых почв, являющихся современными аналогами древних кремнистых кор, происхождение и развитие последних схематически можно представить следующим образом (для эоцена Казахского нагорья и Западной Сибири).

1. Фаза накопления поглощенного натрия в древних почвах. Попеременное сезонное засоление и рассоление почв. Накопление поглощенного натрия и образование соды в почвенных растворах, приобретающих щелочную реакцию. Формирование содовых солонцов на плакорных участках рельефа и особенно в микрозападинах.

2. Фаза щелочного выветривания при продолжающемся подсолонцевании почв. Происходит распад алюмосиликатной части почв в верхних, наиболее щелочных горизонтах, освобождение полуторных окислов и кремнезема. Дифференциация продуктов химического выветривания при промывании почвогрунтов в сезоны увлажнения.

На нерасчлененных участках, при каолиновом субстрате, накопление кремнекислоты с реликтовым кварцем в верхнем горизонте (аналогично современным солодам) вследствие распада силиката натрия и коагуляции отрицательно заряженных  $\text{SiO}_2$ -золей. Миграция глинозема в виде алюмината и электроотрицательного щелочного золя  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Выпадение глинозема из растворов при нейтрализации среды в результате смешивания с торфяными водами либо при соприкосновении с известняками; местные накопления гидраргиллита.

На рыхлых обломочных породах полиминерального состава, помимо расщепления каолина, дополнительная мобилизация кремнезема происходит за счет некоторого растворения тонкообломочного кварца щелочными водами. Миграция кремния в форме силикатов щелочей и золей двуокиси. На дренируемых участках частичный переход  $\text{SiO}_2$  с грунтовыми и поверхностными водами в гидрографическую сеть и снос его с континента. Выпадение кремнезема из инфильтрующихся в почву растворов в результате коагуляции золей и обменных реакций типа



↓

3. Фаза развития кремнистого панцыря. Формирование автохтонного кремнистого панцыря по каолиновому элювию, включающего реликтовый обломочный кварц. Формирование аллохтонного (или автохтонно-аллохтонного) кремнистого панцыря в результате прокремнения сверху осадочных пород, с сохранением их первичных структурных и текстурных особенностей.

Угнетение и отмирание древесной растительности в результате прогрессивного развития кремнистого панцыря. Образование многочисленных трубчатых пустот в кремнистой плите — слепков с отмерших корне-

вых систем. Консервация листовых слепков, семян, шишек и мелких веток в результате заполнения углублений в почве золями кремнезема, обволакивающими беспорядочные нагромождения сухого растительного мусора (захоронение флоры типа Такырсора в Прииртыше).

4. Фаза деградации кремнистой коры выветривания. Денудационные явления на площадях распространения кремнистой коры выветривания. Подмыв и разрушение кремнистого панциря, распад его на отдельные глыбы. Химическая переработка и уничтожение в новых климатических условиях минеральных образований, связанных с кремнистой корой, — бокситов и других, которые, несомненно, существовали, но остаются пока еще неизвестными.

Итак, в результате длительного разрушения своеобразного комплекса пород эоценовой бокситово-кремнистой формации от нее сохранились только фрагменты в виде кремнистых образований и бокситов Центрального Казахстана и Западной Сибири. Их возрастное единство и генетическая связь устанавливаются лишь в результате тщательного историко-геологического анализа.

### **Время отложения пирит-сидеритовой и пирит-известковистой формаций**

Палеография чеганского века в Западной Сибири и Тургае в принципе не отличалась от предыдущего времени. Чеганское море по сравнению с бассейном кремнистого века местами несколько трансгрессировало в окраинные части Казахского нагорья, что хорошо видно в Павлодарском Прииртыше. Здесь между Павлодаром и с. Подпуском по буровым скважинам прослеживается налегание чеганских глин на континентальные кремнистые песчаники, лежащие в свою очередь на мезозойской коре выветривания (В. В. Лавров, 1951). Аналогичное явление автор наблюдал и в юго-восточной части Тургайской впадины, в верховьях р. Дулыгалы.

При общем сходстве в очертаниях бассейнов режим чеганского моря существенно отличался от режима предшествующего «кремнистого моря».

Тектоническая обстановка Зауральской платформы в чеганский век была очень спокойной. Море и прилегающая суша были стабильны, с некоторой тенденцией к опусканию площадей, занятых морем (рис. 15).

Удивительная монотонность облика и однородность состава чеганских глин по разрезу и в пространстве указывают на устойчивость моря и очень небольшие изменения уровня и очертаний бассейна.

Течения в чеганском море были слабыми, воды плохо вентилировались; это способствовало практически повсеместной пиритизации осадков и формированию прекрасно выдержанной тонкой слоистости чеганских глин. Признаки застойности вод в виде интенсивной пиритизации, наличия сидерита и правильной характерной слоистости выражены даже вблизи древней береговой линии, где в морских глинах находим прекрасно сохранившуюся наземную флору (Восточный Тургай — В. В. Лавров, 1950; Прииртыше — В. В. Лавров, 1951).

Застойность придонных вод, низкий кислородный потенциал илов и их сероводородность, — все это, видимо, и обусловило бедность чеганского моря бентонной фауной моллюсков. В немногих местах, где эти угнетающие факторы отсутствуют, находим раковины моллюсков и даже целые банки, где отложились линзы ракушняка (р. Сюрели в Тургае). По мере движения от Западной Сибири на юг по Тургайской впадине встречаем все больше мест с фауной, разнообразной по своему составу, которая достигает наибольшего расцвета в районах Северного Приаралья и

Устья. Это обстоятельство, вместе с уменьшением пиритизации чеганских отложений к югу, позволяет считать, что в Северном Приаралье воды чеганского моря интенсивнее перемешивались течениями и значительно лучше вентилировались, нежели в западно-сибирской части бассейна.

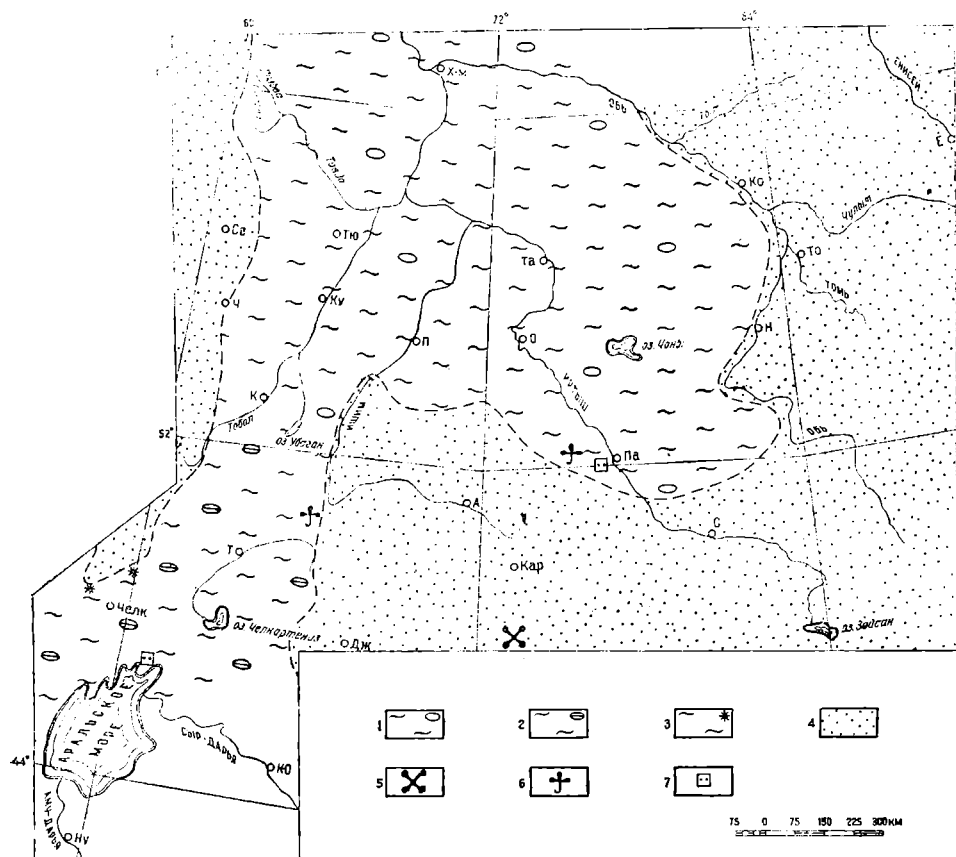


Рис. 15. Палеогеографическая схема времени накопления пирит-сидеритовой формации Зауралья. 1. Северные морские фации — область распространения глин с пиритом и «караваем» сидерита. 2. Южные морские фации — область распространения глин с пиритом и «караваем» железистого мергеля. 3. Участок развития прибрежно-морских красноцветных пород. 4. Области распространения континентальных образований, эквивалентных морской пирит-сидеритовой формации. 5. Участок развития континентальных костеносных красноцветов Аксорана. 6. Местонахождение листовой флоры в породах прибрежно-морских фаций. 7. Участки, по которым имеются данные спорово-пыльцевого анализа. Наименования городов — см. рис., 1.

Повсеместная характерная пластинчатость и листоватость чеганских глин в своей основе, видимо, имеет сезонные явления. Это особенно проявляется на тех разностях глин, в которых по плоскостям наложения витна тонкая (около 0,1 мм) алевроитовая «присыпка», разделяющая слои глин мощностью в 2—3 мм. Возникновение этой светлой «присыпки» можно связывать с сезонами ливневых дождей, когда с окружающих чеганское море континентов речные воды выносили не только дисперсные илы, но и заметное количество кварцево-слюдистого алевроитового материала; последний отлагался тончайшим слоем на морском дне широко по периферии подводных дельт.

Обращает на себя внимание очень высокая степень переработанности морской щелочной водой взвешенного некогда в ней глинистого терри-

генного материала. В результате в чеганском море повсюду, от севера до юга, сформировались и осели на дно совершенно однородные илы, в которых преобладают минералы монтмориллонит-бейделлитовой группы.

Для кремнисто-глауконитовой и кремнистой формаций Зауралья отмечалось влияние климатической зональности на состав осадков. Подобное же проявление смены климата и континентальных ландшафтов по широте довольно явственно замечается на осадках чеганской свиты. Так, в северной, западно-сибирской, части бассейна в чеганских глинах, как правило, попадаются куски лигнитизированной древесины, в то время как на юге, в Приаралье, древесины совсем нет. Это значит, что северная часть Казахского нагорья и Средний Урал в бассейнах рек, выносивших древесину, были значительно более облесены, чем Мугоджары и юг Казахского нагорья.

Климатическая зональность чеганского времени в пределах Западной Сибири и Приаралья прекрасно заметна и по изменению состава пыльцы в чеганских глинах. Как видно из приведенных выше данных, на севере много пыльцы болотного кипариса и листопадных мезофитов, на юге же (в Приаралье) пыльца таксодиума лишь единична, а обильная и разнообразная пыльца вечнозеленых ксерофитов преобладает над пыльцой мезофитов. Совершенно однозначно с этим (по внутреннему содержанию явлений) меняется с севера на юг и состав карбонатных «караваев» чегана. В Западной Сибири (независимо от степени близости к берегу) — это сидериты, в Северном Тургае к ним примешиваются железистые мергели и, наконец, в Южном Тургае и Приаралье «караваи», как правило, сложены слабозелезистым мергелем. И в этом видно проявление широтной зональности: на севере, в условиях гумидного климата и большей облесенности, происходила заметная мобилизация в раствор железа и вынос его в море; на юге, при большей аридности климата, железо на суше было малоподвижным, и осадки в прилегающих участках эпиконтинентального моря сравнительно обеднены железом. Эти данные весьма наглядно иллюстрируют правило зонально-климатического распределения карбонатов, сформулированное Н. М. Страховым (1951, 1951а).

На этом же примере видна несостоятельность упомянутой выше гальмиролитической теории происхождения исходных веществ для аутигенного минералообразования на дне палеогеновых бассейнов. В самом деле, если на севере чеганского моря видим сидерит, а на юге — мергель, при полнейшей однотипности вмещающих их глин, то отсюда следует, что ведущий фактор здесь не гальмиролиз, а состав растворов, поступавших с суши.

На юге в морских глинах чегана встречаем красноцветные породы. Их кратко описывает А. Л. Яншин (1953) для прибрежных участков чеганского моря к северо-западу от ст. Челкар. Они выражены вишнево-красными прослоями и участками (часто богатыми гипсом) среди обычных для чегана зеленоватых глин, а у станции Каульдур вся толща чегана имеет ярко-красный цвет и приобретает песчанистость. Эти красноцветные породы, очевидно, представляют собою материал, снесенный с прилегающей суши и отложенный в прибрежной зоне, без заметной переработки морскими водами. Его особый облик позволяет думать о развитии в чеганское время на южной суше красноцветных пород и почв, которые, размываясь, давали в некоторых прибрежных участках красные илы.

Подобное явление наблюдается и теперь на шельфах приэкваториальной зоны континентов. Терригенные кирпично-красные и коричневые илы отлагаются в некоторых участках Западной Атлантики у бере-

гов южноамериканского континента (М. В. Кленова, 1948). Они выносятся реками Амазонкой и Ориноко из их бассейнов, сплошь покрытых тропическими красноземами Амазонии и красно-бурыми почвами саванн Гвианского нагорья. Аналогичное же происхождение имеют ярко окрашенные илы Желтого моря, куда реки Хуанхэ и Янцзы наносят дисперсную часть желтоземов и красноземов Китая.

Как уже упоминалось, континентальных образований, отвечающих пирит-сидеритовой и пирит-известковистой морским формациям, ни на Казахском нагорье, ни тем более в Западной Сибири достоверно неизвестно. Сюда, может быть, относятся красноцветные глины с титанотерием, описанные выше для юга Центрального Казахстана (Аксоран). Следовательно, о палеогеографии чеганской суши мы можем судить лишь по тому сравнительно немногому, что «зеркально» отразилось в осадках эпиконтинентального моря.

Чеганская суша Центрального Казахстана, очевидно, была слабо расчлененной равниной с медленно протекающими реками, долины которых на севере были значительно облесены. Присутствие в породах чегана заметного количества пыльцы таксодиума подтверждает эти предположения и дополнительно указывает на наличие болотно-лесистых ландшафтов.

Если предшествующий отрезок времени характеризовался аридностью климата и накоплением кремнезема (и бокситов), то чеганский век отличается гумидностью климата и ясным перемещением в это время железа, по крайней мере на суше, прилегавшей к западно-сибирскому морю.

В связи с этим нужно упомянуть также о возникновении прослоев глауконитовых песков, которые встречаются в нижних горизонтах чеганской свиты.

В свете изложенных выше представлений о эволюции климата и его влиянии на ход палеогенового платформенного осадконакопления появление глауконита на границе кремнистой и сидеритовой формаций Зауралья вполне закономерно. При постепенной смене аридного климата «кремнистого века» на гумидный климат «железного века» на какое-то время сложилась ландшафтно-климатическая обстановка, в известной мере аналогичная обстановке кремнисто-глауконитового века, описанного раньше. При этом на суше происходило перемещение кремнезема и железа, давших в море незначительные скопления глауконита.

В итоге обзора условий осадконакопления в чеганский век складывается представление о заметной миграции железа в условиях гумидного климата на севере чеганской суши. Следовательно, на континентах, окружавших западно-сибирское «сидеритовое море», и у его берегов могли накапливаться марганцевые и железные руды. Интересными в этом отношении кажутся восточные берега чеганского моря в правобережном Томско-Чулымском Приобье, где наиболее вероятно сохранность прибрежно-морских фаций чеганского века.

---

## КРАТКИЙ ОБЗОР ПАЛЕОГЕНОВЫХ МОРСКИХ ТОЛЩ И ОТВЕЧАЮЩИХ ИМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАУРАЛЬЯ; ПРОВИНЦИАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА

Все сказанное выше о закономерностях строения, составе и условиях накопления морских палеогеновых толщ Зауралья и синхронных им континентальных образований в кратком виде представлено в таблицах 6 и 7.

В таблице 6 дается схема параллелизации третичных толщ Зауралья на пространстве от Аральского моря до Енисейского кряжа.

По совокупности историко-геологических признаков на Зауральской эпигерцинской платформе намечаются четыре региона; в пределах каждого из них залегают однородные литолого-фациальные комплексы палеогеновых толщ и может быть применена региональная стратиграфическая схема палеогена. В такие регионы выделяются Арало-Тургайская равнина, Казахское нагорье, Западно-Сибирская низменность от Урала до Приобья, восточная часть низменности от Салаира и р. Оби до р. Енисея.

Наиболее полные материалы имеются лишь по двум регионам — Арало-Тургайским равнинам и Западно-Сибирской низменности, которые в палеогене были заняты устойчивым морским бассейном. Эти два региона представляют собою северную и южную части единого палеогенового морского бассейна Зауралья.

Как в Арало-Тургайском, так и в Сибирском регионах палеогеновая морская серия разделяется по литохимическому типу осадков на три последовательно сменяющие друг друга во времени осадочные формации: кремнисто-глауконитовую, кремнистую и пирит-сидеритовую (известковистую). Однотипные формации обоих регионов совершенно отчетливо параллелизуются между собою, и взаимный их переход в пространстве можно проследить по разрезам в зоне соприкосновения регионов.

В регионах, представлявших собою в палеогене континент, — на Казахском нагорье и в Салаирско-Енисейском районе, — палеогеновые отложения сохранились значительно менее полно. Однако здесь также можно найти континентальные эквиваленты названных выше морских формаций. Отчетливее всего, на теперешней стадии изученности, в Центральном Казахстане и Сибири прослеживается бокситово-кремнистая формация, отвечающая кремнистой формации морских регионов и генетически с нею связанная.

Схема строения палеогеновых морских и эквивалентных им континентальных толщ эпигерцинской платформы Зауралья в пределах Арало-Енисейской провинции (В. В. Лавров, 1955)

Южное палеогеновое море—Арало-Тургайские равнины			Континент Казахского нагорья			Северное палеогеновое море—Западно-Сибирская низменность			Восточный палеогеновый континент—Салаир, Чулымо-Енисейская впадина			Возраст свит и формаций
свита	форма-ция	характерные породы и палеонтология	свита	форма-ция	характерные породы и палеонтология	свита	форма-ция	характерные породы и палеонтология	свита	форма-ция	характерные породы и палеонтология	
Чеганская	Пирит-известковая	Глины листоватые и пластинчатые, зелено-серые, с пиритом и «караваями» железистого мергеля  Местами разнообразная обильная фауна моллюсков. Зубы акул Редкая фауна известковых фораминифер	—	?	Красноцветные глины Аксорана (?)  Фауна бронтоотерия, наземных черепах и ацератерия	Чеганская (радиоляриевая тавдинская)	Пирит-сидеритовая	Глины листоватые и пластинчатые, синевато-серые и зелено-серые, с пиритом, «караваями» сидерита и кусками углефицированной древесины  Очень редкая фауна моллюсков, зубы акул и скатов Фауна фораминифер Пыльца листопадных форм с участием вечнозеленых и большим количеством таксода	—	?	?	Нижний олигоцен
Саксаульская	Кремнистая	Пески с кремнистыми песчаниками, песчанистые алевриты и бескарбонатные серые глины На юге многочисленные нептунические дайки Скудная фауна моллюсков с большим количеством эндемичных форм  Пыльца субтропических растений с большим участием пустынных форм	—	Бокситово-кремнистая	Кремнистые породы Казахского нагорья — «дырчатые кварциты» со следами корней и отпечатками листьев Угристо-бокситовые накопления в депрессиях. Гидраргиллитовые бокситы и фюзеновые угли. Листовая флора с господством вечнозеленых ксерофильного облика и пальмами Пыльцевой комплекс с обилием миртовых, большим количеством сосны и участием широколиственных	Опокая (радиоляриевая, васюганские слои)	Кремнистая	Светлая бескарбонатная толща кремнистых пород: типичных опок и диатомитов, кремнистых глин, кремнистых песчаников Следы неоднократных внутриформационных размывов Скудная фауна моллюсков. Зубы акул Обилие радиолярий и диатомовых  Пыльцевой комплекс с обилием миртовых и хвойных из рода Pinus	—	Бокситово-кремнистая	Кремнистые породы Салаирско-Томского и Чулымо-Енисейского районов Бокситоносная толща Салаира и Енисейского района — углистые глины с гидраргиллитовыми бокситами  Пыльцевой комплекс с преобладанием семейства миртовых, в первую очередь эвкалиптов	Эоцен
Тасаранская	Кремнисто-глауконитовая	Пески кварцево-глауконитовые с редкими фосфоритами и кремнистые глины  Фауна моллюсков, акулых рыб и фораминифер, в том числе куммулитов.	—	?	Железисто-кремнистые песчаники Жамантуза (?)  Листовая флора, представленная главным образом вечнозелеными жестколистными дубами.	Фораминиферная (пулинские слои)	Кремнисто-глауконитовая	Пески кварцево-глауконитовые с тонкими прослоями фосфоритов в основании Окисные, карбонатные и силикатные железные и марганцевые руды Скудная фауна пелеципод, зубы акул. Фауна мелких известковых фораминифер — аномалинид. Радиолярии Пыльца с большим количеством миртовых и болотного кипариса	—	?	Нижние горизонты бокситоносных толщ Енисейского района (?)  Пыльца с большим количеством миртовых и присутствием таксода	Палеоцен
Датский ярус	Глауконитовая	Пески кварцево-глауконитовые	—	—	—	Датский ярус	Глауконитовая	Пески кварцево-глауконитовые	—	—	—	Датский ярус

В результате сопоставления литолого-стратиграфических и палеонтологических данных по палеогеновым формациям названных регионов устанавливается общность их палеогеновой истории. Явственно намечается следующее единство регионов.

а) Геолого-структурное и тектоническое — эпигерцинская платформа с небольшими амплитудами колебательных движений, проходивших однозначно на большой территории.

б) Палеоботаническое. Одинаков тип флоры (по листовым отпечаткам и пыльце) для параллелизирующихся между собою толщ всех регионов; сходно также и направление эволюции флористических комплексов во времени.

в) Литогенетическое. В разрезе регионов наблюдаются одинаковые по литохимическому типу осадочные формации, которые совершенно однообразно во всех регионах сменяют друг друга снизу вверх.

г) Палеоклиматическое. Характерные черты климата, устанавливаемые на каждом этапе палеогеновой истории по литологии пород и по флоре, прослеживаются во всех регионах; одинаков повсюду также и ход изменения климатов во времени от семигумидного к аридному и затем к гумидному.

В итоге все четыре региона, два морских и два континентальных, по совокупности признаков объединяются в обширную Арало-Енисейскую провинцию палеогенового осадконакопления. В пределах провинции на больших территориях равнин Зауралья существовал однородный климатический режим, что обеспечило однотипность древних ландшафтов, одинаковый ход процессов выветривания и связанного с ним континентального и морского осадконакопления.

Процессы континентального выветривания и дифференциации его продуктов в палеогене Зауралья, в их последовательной смене, показаны в таблице 7.

Мы видим, что на всей территории провинции обозначаются три последовательно сменяющих друг друга в разрезе индивидуальных комплексов пород, как морских, так и синхронных им континентальных.

Литогенетически эти комплексы представляют собою три платформенные осадочные формации.

Геохронологически и палеогеографически они отвечают трем обособленным этапам развития данной историко-геологической провинции осадконакопления — трем векам.

Стратиграфически эти формации соответствуют трем крупным межрегиональным (= провинциальным) естественным стратиграфическим единицам, близким по своему объему к трем ярусам (или несколько большим по содержанию, нежели ярус). Подробнее о стратиграфическом значении выделенных нами единиц скажем ниже.

Древнейший этап развития провинции (его можно считать палеогеновым) характеризуется семигумидным климатом и «смешанной» флорой, состоящей из представителей ксерофитных, мезофитных групп и даже таких, как болотный кипарис. На континенте происходит мобилизация в растворы кремнезема, а в некоторых участках (или в некоторые отрезки времени) — мобилизация и железа. Железо, марганец, кремнезем и калий мигрируют в значительных количествах в море. Здесь формируется ассоциация железисто (марганцево) -кремнистых (карбонатных) минералов, из которых первое место принадлежит глаукониту. Глауконит здесь является породообразующим минералом, так же как и водный кремнезем, часто цементирующий рыхлые морские осадки.

Отлагается древнейшая из палеогеновых кремнисто-глауконитовая

Ход континентальной и морской химической дифференциации в пределах Арало-Енисейской провинции осадконакопления (В. В. Лавров, 1955)

Время	Флора и климат	Континентальные процессы					Миграция с суши в море	Морское осадконакопление		
		тип химического выветривания	направление выветривания	хемогенные накопления на суше	комплекс полезных ископаемых	формация		хемогенные накопления эпиконтинентального моря	Комплекс полезных ископаемых	формация
Нижний олигоцен	Флора листопадная с большим участием болотного кипариса и присутствием вечнозеленых. На севере—обильная древесная растительность. Гумидный климат.	Слабокислое выветривание	Мобилизация железа в растворы и его миграция	Формирование красноцветов	?	?	Fe <sup>++</sup> Fe <sup>+++</sup>	Карбонаты и сульфиды закиси железа	Сидериты	Пирит-сидеритовая
Эоцен	Флора вечнозеленая ксерофильная, с присутствием листопадных мезофитов. Разреженная растительность, обильная лишь у водоемов. Аридный климат.	Щелочное выветривание	Расщепление каолинового ядра с освобождением окислов алюминия и кремния. Миграция глинозема и кремнезема со щелочными растворами	Накопление залежей бокситов гидраргиллитового состава. Отложение кремнезема в форме халцедона, опала и кварца, образующих „кремнистый панцырь“	Бокситы, кремнистые песчаники	Бокситово-кремнистая	SiO <sub>2</sub>	Кремнезем в форме опала и халцедона	Трепелы, опоки	Кремнистая
Палеоцен	Флора вечнозеленая, преимущественно ксерофильная, с заметным участием мезофильной и влаголюбивой. Эмигумидный климат.	Щелочное и слабокислое выветривание	Мобилизация в раствор кремнезема в периоды щелочного выветривания и железа—в сезоны кислого выветривания	?	—	?	Fe <sup>++</sup> Fe <sup>+++</sup> Mn <sup>++</sup> SiO <sub>2</sub>	Глауконит, марсякит, леггохлориты (?), сидерит, родохрозит, олигонит, окислы железа, окислы марганца, кремнезем (халцедон)	Марганцевые руды, железные руды, глауконитовые пески	Кремнисто-глауконитовая

Схема межпровинциальной параллелизации и зонально-климатического изменения литохимии морских палеогеновых толщ Зауралья (В. В. Лавров, 1955)

		Арало-Енисейская провинция осадконакопления				Туранско-Кавказско-Крымская провинция осадконакопления				
		Западная Сибирь	Северный Тургай	Южный Тургай	Северное Приаралье (А. Л. Яншин, 1953)	Восточное Приаралье (М. Е. Воскобойников)	Туркмения (О. С. Вялов, 1946—1951)	Мангышлак (Н. Ф. Куз- нецова, 1952)	Предкавказье	Крым (В. К. Василенко, М. В. Муратов, 1955)
Нижний олигоцен		Пирит-сидеритовая формация		Пирит-известковистая формация			Пирит-известковистая (сидеритовая) формация			
		<i>Тавдинская (чеган- ская) свита</i> глины с сидеритом и пиритом	<i>Чеганская свита</i> глины с сидеритом и пиритом	<i>Чеганская свита</i> глины с железистым мергелем и пиритом	<i>Чеганская свита</i> глины с железистым мергелем и пиритом	<i>Чеганская свита</i> глины с железистым мергелем и пиритом	<i>Майкопская свита</i> глины с пиритом	<i>Хадумский горизонт</i> глины зеленовато-бу- рые с пиритом	<i>Хадумский горизонт</i> глины с пиритом и сидеритом	<i>Майкопская толща нижний горизонт (латторфский ярус)</i> глины темно-серые с пиритом и сидеритом
Эоцен		Кремнистая формация				Известковистая формация				
		<i>Опоковая свита</i> опоки, кремнистые песчаники, кремнистые глины	<i>Опоковая свита</i> опоки, кремнистые песчаники, кремнистые глины	<i>Саксаульская свита</i> кремнистые глины бескарбонатные	<i>Саксаульская свита</i> пески с кремнистыми песчаниками, бескарбо- натные глины	<i>Саксаульская свита</i> пески и глины с крем- нистыми песчаниками <i>Мынбулакская свита</i> глины с кремнистыми алевролитами <i>Тасбулакская свита</i> глины с кремнистыми алевролитами <i>Байхожжинская свита</i> известняки и мергели с горючими сланца- ми	<i>Туркестанский ярус</i> мергелистые глины, изобилующие рыбными остатками <i>Алайский ярус</i> мергели и известняки с нуммулитами <i>Сузакский ярус</i> мергельно-глинистые пестроцветные породы	<i>Адаевская свита</i> (верхняя белая) известняки и мергели <i>Рыбная свита</i> известняки с рыбны- ми остатками и горю- чими сланцами <i>Нуммулитовая свита</i> известняки с нумму- литами	<i>Фораминиферовая толща</i> преобладают извест- няки, мергели и извест- ковистые глины с обильной фауной форам- инифер Прослой темных битуми- нозных мергелей, кремнистых мергелей и редко—опок	<i>Лигурийский ярус</i> <i>Бертонский ярус</i> мергели зеленые и серые <i>Оверзский ярус</i> <i>Лютетский ярус</i> <i>Ипрский ярус</i> известняки с нумму- литами
Палеоцен		Кремнисто-глауконитовая формация				Глауконитовая формация		Известковистая формация		
		<i>Фораминиферовая свита</i> пески кварцево-глау- конитовые, кремнист- ые песчаники, глины	<i>Тасаранская свита</i> пески кварцево-глау- конитовые, кремнистые песчаники, опоки	<i>Тасаранская свита</i> пески глауконитово- кварцевые, кремнистые глины	<i>Тасаранская свита</i> (низы) пески глауконитово- кварцевые, кремнистые глины и алевролиты	<i>Акжарская свита</i> пески кварцево-глау- конитовые	<i>Бухарский ярус</i> пески кварцево-глау- конитовые (север), из- вестняки и мергели (юг)	<i>Суллукопинская свита</i> пески кварцево-глау- конитовые	<i>Свита горячего ключа</i> темные глины с пес- чаниками <i>Эльбурганская свита</i> мергели с прослоями кремнистых песчаников	<i>Монтский ярус</i> известняки и мергели с моллюсками

формация, отвечающая своеобразному в геохимическом отношении кремнисто-железистому веку.

Следующий этап развития провинции (эоценовый) характерен ярко аридным климатом с периодами сильного увлажнения. В составе флоры преобладают представители ксерофильных групп. На континенте происходит щелочное выветривание с расщеплением каолинового ядра на составляющие окислы. Формируется своеобразная кремнистая кора выветривания, сопровождаемая местными скоплениями глинозема. Кремнезем в больших массах мигрирует в море, где отлагаются осадки, существенную часть которых составляют хемогенные водные окислы кремния. Они цементируют пески и глины, образуя все разновидности опоковых пород. Складывается эоценовая формация — кремнистая в море и бокситово-кремнистая на суше. Она отвечает «кремнистому веку» палеогеновой истории развития Зауральской платформы.

Так на основании нового фактического материала, об отсутствии которого сожалел в прошлом А. Д. Архангельский (1936), может решаться вопрос о происхождении кремнистых пород палеогена Зауралья.

На юге, в области сноса с Иранской суши, в эоценовом море накапливаются известковистые породы. Судя по обилию нуммулитов и составу бадхызской древесной флоры из прибрежных фаций туркестанского яруса (Н. Д. Василевская, 1949), это была зона тропиков с неравномерным увлажнением, так же как и на севере.

В третий этап развития провинции (нижний олигоцен) на севере ее намечается зона гумидного климата, значительно слабее выраженного к югу. В сибирской климатической зоне на суше происходит мобилизация железа, выносаемого по гидрографической сети в море; здесь накапливаются карбонаты и сульфиды закисного железа. Отлагается пирит-сидеритовая осадочная формация, которая к югу обнаруживает элементы зонально-климатического изменения, переходя в формацию пирит-известковистую.

В пределах Арало-Енисейской провинции осадконакопления в палеогене намечается широтно-климатическая зональность; она проявляется в некотором изменении состава хемогенной части осадков.

В таблице 8 показан характер изменения морских палеогеновых толщ по мере движения от Сибири к Приаралью и далее на юг, в Туркмению, и на юго-запад, в область Мангышлака и Предкавказья, где располагается другая провинция палеогенового осадконакопления — Туранско-Кавказско-Крымская.

Из данных таблицы 8 видно следующее.

1) Кремнисто-глауконитовая формация северной провинции переходит в глауконитовую, а затем в известковистую.

2) Кремнистая формация к югу переходит также в известковистую. Этот переход наиболее явственен в Восточном Приаралье, где на карбонатную эоценовую байхожинскую свиту налегает эоценовая же кремнистая формация, слагающаяся из литологически близких узко местных свит — тасбулакской, мынбулакской и саксаульской.

В масштабе Земли зональность морских платформенных формаций верхнего мела и палеогена была подмечена Н. С. Шатским (1954), который наметил северный и южный глауконитовые поясы и срединный известковисто-терригенный. Как видно, изложенный выше материал по Зауральской платформе подтверждает и детализирует эту закономерность; устанавливается в конкретных формах тесная связь между природной зональностью прошлого и типами континентального и морского осадконакопления на платформах.

3) Пирит-сидеритовая формация обнаруживает наибольшую устой-

чивость. Она на огромном пространстве эпигерцанской платформы и зоны, переходной к Кавказской геосинклинали, удивительно сохраняет общие типичные черты: глинистый состав, повсеместную пиритизацию, наличие сидерита на севере и железистого мергеля на юге. К этому нужно прибавить и резкую обедненность фауной, которая отмечается в большинстве разрезов чегана и синхронных ему нижних горизонтов майкопской толщи более западных регионов. Сюда же относятся и толща менилитовых сланцев Прикарпатья, которые соответствуют нижним горизонтам майкопской свиты, будучи очень близки к ним и по литологическим особенностям.

Такая межпровинциальная однотипность осадков чеганского моря и соседнего с ним нижнемайкопского моря и менилитового бассейна, конечно, не случайна. В основе ее лежат тектонические причины. Чеганский век в противоположность предыдущему, «кремнистому веку», был, очевидно, временем затишья, когда на Зауральской и Русской платформах, а также в Кавказской геосинклинали не было сколько-нибудь заметных восходящих движений. Отсюда — повсеместная тонкость морских илов, застойность бассейнов и восстановительная среда их придонных слоев, т. е. все признаки, которые отличают нижнеолигоценые толщи Арало-Енисейской и Туранско-Крымской провинций осадконакопления.

Особенностями палеогеографии нижнего олигоцена хорошо объясняется и региональная нефтеносность этих отложений, которые считаются нефтепроизводящими для Прикарпатья (менилитовые сланцы) и которые газоносны и нефтеносны в Крыму и в Западном Предкавказье (Майкоп).

4) Литогенетический метод расчленения морских осадочных толщ не универсален. Наиболее применим он к отложениям платформенных эпиконтинентальных морей, лежащих в пределах одной палеоклиматической провинции (зоны), таких, например, как западно-сибирское и тургайское палеогеновые моря. При сопоставлении разрезов, принадлежащих разным палеоклиматическим областям, а следовательно, и разным провинциям осадконакопления, необходимо учитывать изменения типа каждой осадочной формации в пространстве.

Однако у литогенетического метода в стратиграфии есть и свои сильные стороны. Он позволяет достаточно уверенно увязывать разрезы смежных регионов, принадлежащих к различным зоогеографическим провинциям. Например, если бы палеогеновые моря Западной Сибири и Арало-Тургая разделялись низким перешейком «Кустанайского вала», то и в этом случае типы осадконакопления в обоих бассейнах были бы аналогичными, так же как одинакова была бы направленность эволюции их осадочных формаций во времени. По этим признакам будет возможно параллелизовать синхронные толщи обоих бассейнов даже если они и сильно различаются списочным составом фаунистических комплексов (нужно подчеркнуть, что экологический тип однообразных фаун будет близким вследствие сходных условий существования).

5) В южной, Туранско-Крымской, провинции палеогенового осадконакопления смена формаций по разрезу выражена нечетко. В особенности это проявляется в Кавказско-Крымском регионе, в области геосинклинального режима. Ход осадконакопления по сравнению с платформой здесь значительно осложнен рядом таких факторов, как активные дифференциальные движения и вулканизм. Применение формационного метода для расчленения морской палеогеновой серии в этих условиях встретит, видимо, ряд дополнительных трудностей.

Переходим к вопросу о стратиграфическом значении и возрасте выделенных формаций палеогеновой морской серии Зауралья. Мы уже

упоминали, что каждая из формаций Арало-Енисейской провинции осадконакопления отвечает определенному, четко обособленному палеогеографически отрезку времени, который, в соответствии с общепринятой терминологией, нужно назвать веком.

Тогда каждая формация будет представлять собою наиболее крупное провинциальное стратиграфическое подразделение — ярус, представленный закономерным комплексом осадков морских и эквивалентных им континентальных фаций.

В качестве первоосновы выделения провинциальных ярусов значительная, если не бóльшая, часть наших геологов считает необходимым положить биостратиграфические признаки. Эта установка нашла четкое отражение в недавно изданной ВСЕГЕИ брошюре, где излагаются общепринятые и предлагаются некоторые новые принципы стратиграфических и геохронологических подразделений. Поскольку в брошюре<sup>1</sup> подведен итог четырехлетним работам специальной стратиграфической комиссии и учтен опыт отечественной и зарубежной стратиграфии, кратко перечислим названные в ней основные критерии для выделения яруса, затем посмотрим, в какой степени выделенные на Зауральской платформе толщи будут отвечать этим требованиям.

1) «Выделение ярусов производится главным образом на основании особенностей морской фауны» (стр. 40). Для регионов сплошного развития континентальных толщ допустимо выделение особых ярусов по флоре или наземной фауне.

2) Новые ярусы могут быть выделены лишь при обосновании принадлежности этих отложений «к особой биогеографической области или провинции» (стр. 41).

3) «... устанавливаемый ярус по особенностям свойственной ему фауны (флоры) должен соответствовать достаточно существенному этапу развития жизни в выделяемой провинции» (стр. 42).

4) Ярусы одного отдела, принадлежащие разным провинциям, хронологически и стратиграфически не равноценны друг другу «вследствие различного характера и темпов палеогеографических и связанных с ними биологических изменений в условиях разных провинций...» (стр. 40). Поэтому объем яруса, как правило, должен сильно колебаться и, вероятно, для некоторых провинций ярусы могут достигать объема отделов.

Как следует из всего изложенного выше материала, каждое из намеченных трех подразделений морской палеогеновой серии Зауралья соответствует основным формальным требованиям к ярусу как основной провинциальной стратиграфической единице.

Во-первых, каждая из описанных морских толщ имеет достаточно отчетливую палеонтологическую характеристику по комплексам фораминифер, радиолярий, либо моллюсков, а также по спорово-пыльцевым показателям или листовой флоре.

Во-вторых, все три выделенные толщи, взятые в совокупности, слагают не только биогеографическую, но больше того — особую палеогеографическую область — самостоятельную Арало-Енисейскую провинцию осадконакопления.

В-третьих, каждая из толщ по особенностям своей палеонтологии и составу пород бесспорно отвечает крупному этапу развития территории, в пределах которого наблюдаем принципиальную однородность условий осадконакопления и существования фауны и флоры.

Таким образом, палеогеновые морские формации Зауральской эпигерцинской платформы — кремнисто-глауконитовая, кремнистая и пирит-

<sup>1</sup> Стратиграфические и геохронологические подразделения. Ред. Л. С. Либрович. Госгеолиздат, 1954.

сидеритовая — в стратиграфическом смысле отвечают провинциальным ярусам. Это соответствие определяется не только палеонтологическими показателями, но одновременно и литогенетическими и палеогеографическими данными. Именно такое единство палеонтологических и палеогеографических критериев имел в виду Э. Зюсс, когда писал около полувека тому назад: «Едва ли нужно упоминать о том, что состав существовавшей фауны является ценнейшим пассивным материалом, но что *причины физических изменений, правильно понятые, станут со временем единственной естественной основой для разграничения периодов времени*» (1909, стр. 117).

Идеи такой естественной стратиграфии, четко сформулированные еще Э. Зюссом, начинают все больше поддерживаться геологами.

Жизненность и правильность этих идей ярко проявляется хотя бы в том, что стремление к «естественной стратиграфии» теперь возникает даже там, где его, казалось, можно бы менее всего ожидать,—среди стратиграфов чисто палеонтологического профиля, занимающихся расчленением морских толщ по фауне моллюсков. Так, например, Б. П. Жижченко в итоге многолетнего изучения палеонтологии майкопской свиты и ее аналогов пришел к мысли о необходимости построения стратиграфии «на основе изменения условий седиментации, характерных для обширных территорий, которыми определяется не только изменение комплексов фаун и флор, но и изменение литологии» (1951, стр. 80). Такую стратиграфию он предлагает для майкопа, расчленяя эту внешне молотонную толщу на ряд более мелких единиц; каждая из них начинается отложениями моря нормальной солёности и завершается фазой опреснения.

Исследователь морского палеогена Европейской территории Союза Г. П. Леонов (1952) предложил схему расчленения домайкопской части палеогена Северного Кавказа, построенную на естественной палеогеографической основе. Им же недавно опубликованы (Г. П. Леонов, 1953, 1953а, 1955) три статьи с изложением его воззрений на главные принципы стратиграфии, в особенности региональной стратиграфии. При разработке региональных схем он предлагает последовательно проводить «генетико-стратиграфический» принцип, в результате применения которого схема должна быть «естественной», «конкретной» и обладать достаточной шириотой радиуса действия.

Совершенно очевидно, что к настоящему времени естественно-стратиграфическое направление в геологии вполне назрело и подготовлено всем ходом исследований и набором фактов. Однако оно пока далеко еще не получило той широкой практической реализации, как господствующее ныне в региональной геологии палеонтолого-стратиграфическое направление. Это обстоятельство довольно ясно отразилось и на установочных выводах стратиграфической комиссии ВСЕГЕИ. Авторы в методическом введении признают необходимость выделения «естественных рубежей» между стратиграфическими подразделениями, причем эти естественные — тектоно-магматические, палеогеографические и другие — критерии ставятся ими на первое место, и лишь в конце, как производное, названы изменения фауны и флоры. Когда же дело доходит до конкретных практических показателей, по которым выделяется ярус — эта главнейшая единица провинциальной стратиграфии, идея «комплексного использования неорганических и органических признаков» (стр. 25), не получает никакого развития. Комиссия для выделения яруса по существу рекомендует учитывать только биостратиграфические данные в их статике, даже без рассмотрения тенденций развития.

Таким образом, геологи, использующие в своей практической работе эти установки, в итоге неизбежно вернутся к классическому палеонто-

логическому направлению, со всеми его слабыми сторонами, все резче выступающими по мере удаления от стандартных разрезов Европы.

Чем же объяснить некоторое несоответствие между общими установками комиссии и ее практическими рекомендациями? Если отбросить в сторону субъективные моменты (ведущие члены комиссии — крупные палеонтологи), то такое противоречие между желаемым и возможным объясняется лишь неразработанностью методики выделения главных естественных показателей для яруса. На практике ярус по необходимости сначала должен выделяться на основе вторичных и в известной мере формальных палеонтологических данных, к которым затем в идеальном случае находится естественное подкрепление.

В своей работе над основами стратиграфии третичной системы Зауралья автор не мог идти по этому уже выработанному практикой пути от палеонтологической стратификации к естественной. Этому мешала в первую очередь очень неполная изученность палеонтологии третичных толщ: в одних районах изучены одни группы ископаемой фауны, в других — другие, для третьих вообще отсутствует палеонтологическая характеристика. Далее, широкому использованию палеонтологического метода здесь препятствует крайняя бедность фауной некоторых горизонтов и резкая смена морских фаций на континентальные.

Все это заставило автора при разборе фактического материала по отдельным регионам и при обобщении его в масштабах провинции идти по линии использования вначале литогенетических данных с последующей проверкой и подкреплением их палеонтологическими сведениями. В итоге получилось именно то естественное обоснование для выделения ярусов провинциальной стратиграфии, которое в значительной мере отвечает исходным методологическим установкам стратиграфической комиссии ВСЕГЕИ.

Итак, три формации зауральского палеогена в стратиграфическом смысле соответствуют трем ярусам, которые должны иметь свои наименования, отличные от названий формаций. Для того, чтобы предложить рациональные названия вновь выделенным ярусам, рассмотрим таблицу 9, в которой кратко отражена история выделения этих единиц в разных регионах провинции.

Самая верхняя из морских палеогеновых толщ безоговорочно может быть названа чеганским ярусом. Здесь сохраняется очень удачное название О. С. Вялова, который выделил эту толщу по наиболее типичным разрезам северо-восточного Устюрта на р. Чегане.

Песчанистая толща верхов чеганского яруса, известная в Северном Приаралье под именем ащеайрыкских слоев (по А. Л. Яншину, «ащеайрыкская свита»), при специальном изучении, вероятно, будет достоверно прослежена на большей части провинции. После установления палеонтологических отличий этой толщи она, возможно, будет выделена в качестве подъяруса.

Может быть, и в нижних горизонтах чеганского яруса обособится литолого-фаунистическая зона, с которой связаны глауконитовые пески с редкими фосфоритовыми желваками.

Вторая сверху толща морского палеогена, для которой характерны кремнистые породы, может, вероятно, сохранить название саксаульского яруса, данное ей около 20 лет назад палеонтологом А. К. Алексеевым. А. Л. Яншин (1953) справедливо отметил, что у железнодорожной станции Саксаульской в Северном Приаралье расположены не самые типичные разрезы этой толщи. Однако они достаточно хорошо отражают и присутствие в ней хемогенной кремнекислоты, и бедность ее фауной моллюсков, и следы неоднократных внутрiformационных перерывов, связанных с частыми регрессиями бассейна, и обычную опесчаненность

Синонимика стратиграфических подразделений палеогеновых морских толщ  
Арало-Енисейской провинции осадконакопления

Форма-ция	Местные стратиграфические единицы			Провинци-альные ярусы
	Северное При-уралье и с.-в. Устурт	Тургайская впади-на	Западно-Сибирская низменность	
Пирит-сидерито-вая (известкови-стая)	Чеганская свита (О. С. Вялов, 1930) Ащеайрыкская свита (О. С. Вялов, 1935)	Чеганская свита (А. Л. Яншин, 1938)	Надопокковая толща (А. П. Карпинский, 1883) Надрадияриевая зона (ВНИГРИ, 1940) Чеганская свита (В. В. Лавров, 1951) Тавдинская свита (Н. Н. Ростовцев, 1954)	<b>Чеганский ярус</b> — нижний олигоцен
Кремни-стая	Саксаульские слои (А. К. Алексеев, 1937) Саксаульская свита (А. Л. Яншин, 1953)	Саксаульская свита (А. Л. Яншин, 1935)	Опоковая свита (А. П. Карпинский, 1883) Радияриевая зона (ВНИГРИ, 1940) Васюганские слои (М. А. Толстихина, 1955)	<b>Саксауль-ский ярус</b> — эоцен
Кремнисто-глауконито-вая	Тасаранские слои (А. Л. Яншин, 1938) Тасаранская свита (А. Л. Яншин, 1953)	Тасаранская свита (А. Л. Яншин, 1953)	Фораминиферовая зона (Р. Х. Липман, 1953) Пудинские слои (М. А. Толстихина, 1955)	<b>Лялинский ярус</b> — палеоцен

глинистых пород саксаульского яруса, и наличие прослоев с глауконитом в его основании.

Для самой нижней кремнисто-глауконитовой толщи провинциальное стратиграфическое название подобрать несколько труднее. Местное название пудинские слои, данное М. А. Толстихиной для восточной части Западной Сибири, едва ли подойдет, так как оно присвоено толще, не обнажающейся здесь на дневную поверхность, изученной лишь по единичным скважинам и к тому же включающей и датский ярус. Региональное название А. Л. Яншина — тасаранская свита — также не удовлетворяет общепринятым требованиям, так как у горы Тасаран в Северном Приуралье толща представлена исключительно в кремнистых разностях. Здесь нет глауконитовых пород, столь типичных для нижней формации палеогена и представляющих ее отличительную черту, выраженную во всех районах провинции. Видимо, целесообразнее будет подыскать для нижнего яруса Зауралья наименование по месту, где он представлен наиболее типично, хорошо описан и изучен. Таким районом является Восточное Приуралье, где кремнисто-глауконитовая толща низов палеогена прекрасно обнажается по самому Тоболу в его верховьях (у г. Кустаная) и по его левым притокам, стекающим со Среднего Урала. Здесь она хорошо изучена В. П. Ренгартен и Н. В. Ренгартен, описавшими ее на протяжении около 1000 км от р. Аята на юге до р. Лозьвы на севере. Эта же толща описана также С. В. Эпштейном (1932, 1934) и А. И. Кривцовым (1938) во время их работ в Восточном Приуралье, а еще раньше — А. П. Карпинским (1893).

Лучшие по типичности обнажения кремнисто-глауконитовой формации известны по р. Ляле, притоку р. Сосьвы, впадающей в р. Тавду. Здесь Н. В. Ренгартен (1944, 1950) совместно с С. Д. Рабинович описана толща глауконитовых и кварцево-глауконитовых песков, местами сцементированная водным кремнеземом и включающая прослои глауконитово-кремнистых песчаников.

Поэтому для нижнего палеогенового яруса Зауралья можно предложить название **лялинский ярус**<sup>1</sup>.

Переходим к вопросу о возрасте каждого из провинциальных ярусов зауральского палеогена, намеченных на естественной (палеогеографической) основе. Палеонтологические материалы и возрастные заключения по ним разных лиц, изучавших эти толщи в самых разнообразных районах провинции, приведены раньше.

**Лялинский ярус.** По типу пород является, как это уже подчеркивалось, близким к датскому ярусу верхнего мела. Абсолютное большинство палеонтологов, изучавших в разных районах провинции фауну из этой толщи, относит ее к палеоцену или палеоцен-эоцену. А. Л. Яншин (1952, 1953), склонный вместе с некоторыми геологами Запада к упразднению палеоцена вообще, поднимает возраст пород кремнисто-глауконитовой формации Северного Приаралья (тасаранская свита) до среднего — верхнего эоцена; он проводит между морским мелом и палеогеном Арало-Тургая длительный континентальный перерыв.

Материалы, свидетельствующие о тесной преемственности и связи датского и нижнепалеогенового морского осадконакопления (в Орском районе, в Западном и Северном Тургае, в Приуралье и в Приобье), позволяют склоняться к мысли, что лялинский ярус на теперешней стадии изучения нужно относить к палеоцену и что выделение палеоценового отдела, переходного от меловой системы к третичной, для Зауралья имеет полное основание. Напротив, исключение палеоцена из провинциальной и региональных стратиграфических схем Сибири и Казахстана палеогеографически совершенно не оправдано.

**Саксаульский ярус.** Как уже отмечалось, кремнистые породы яруса очень бедны фауной моллюсков, которая к тому же представлена значительным количеством таких эндемичных форм, как *Pectunculus aralensis*. Поэтому даже в Северном Приаралье — регионе, где саксаульский ярус изучен лучше всего, его возраст определяется лишь косвенно, т. е. по датировке выше- и нижележащих пород. А. Л. Яншин (1953) устанавливает этим способом, что саксаульская свита Северного Приаралья «должна соответствовать верхней половине верхнего эоцена» (стр. 356). Что касается Западной Сибири, то возраст кремнистой толщи морского палеогена по фауне радиолярий и диатомей всеми микропалеонтологами здесь единодушно определяется эоценом, а по находке водоросли посидония — палеоцен-эоценом.

Если учесть отсутствие согласия в определении возраста вышележащего чеганского яруса, то саксаульский ярус в пределах провинции уверенно можно датировать только эоценом; более детальная датировка пока представляется преждевременной и не основанной на достаточном числе бесспорных и согласующихся между собою данных.

**Чеганский ярус.** По скудной фауне моллюсков уже давно, а по комплексу фораминифер только в последние годы толща чеганского яруса в Западной Сибири относится к нижнему олигоцену. В Арало-Тургайской низменности большинством исследователей она датируется верхним эоценом — нижним олигоценом; А. Л. Яншин (1953) считает чеганскую фауну Северного Приаралья близкой к латорфской, относимой им к нижнему олигоцену.

Весьма ценны материалы Т. П. Бондаревой (1955), полученные ею

---

<sup>1</sup> Название лялинский ярус выбрано еще и потому, что слово это хорошо и близко знакомо каждому уральцу — геологу, горняку и географу. Оно известно не только по названию р. Ляли и по вершине Лялинский Камень (разделяет Северный и Средний Урал), но и по названию Новолялинского завода, одного из крупнейших на Урале.

при изучении фораминифер из чеганских глин Тургая и Приаралья. Главные выводы Т. П. Бондаревой сводятся к следующему.

1. Толща чеганских глин в возрастном отношении едина на всем пространстве от Арала до Северного Тургая, а не разновозрастна, как это предполагал Н. К. Овечкин.

2. Большая часть разреза чеганской свиты включает комплекс фораминифер, близкий комплексам надрадиоляриевой зоны Западной Сибири и ханабадского яруса Ферганы<sup>1</sup>. Все три эти комплекса датируются нижним олигоценом.

3. Нижние горизонты чегана по комплексу фораминифер относятся к верхнеэоценовой зоне *Bolivina*, завершающей фораминиферовую свиту Предкавказья и верхнюю белую свиту Мангышлака.

Итак, все материалы по моллюскам чеганского яруса указывают на его близость к латторфскому ярусу Германии, который одними стратиграфами относится к нижнему олигоцену, другими — к верхнему эоцену (см. выше о чегане Приаралья). Изучение микрофауны дает близкие показатели, несколько более однозначно указывая на олигоценовый возраст толщи чегана.

Впредь до окончательного выяснения положения латторфского яруса и его возрастных эквивалентов — мандриковских и хадумских слоев, можно условно относить чеганский ярус Зауралья к нижнему олигоцену.

В итоге оказывается, что все три зауральских провинциальных палеогеновых яруса — лялинский, саксаульский и чеганский — имеют в значительной мере условную датировку. Только один из этих ярусов, чеганский, более или менее ясно сопоставляется с латторфским ярусом Западной Европы; отношение остальных к ярусам стандартной европейской шкалы пока не определено. Видно лишь одно, что каждый ярус зауральского палеогена эквивалентен двум или нескольким ярусам стандартной европейской шкалы. Поскольку такая же тенденция укрупнения местных естественных единиц против стандартных наблюдается и в мелу Западной Сибири, можно считать это явление закономерным для определенного отрезка истории региона. Причины его, видимо, лежат в устойчивости палеогеографической обстановки, что, в свою очередь, можно связать с особенностями платформенной тектоники.

Такая «неточность» зауральской провинциальной стратиграфической схемы палеогена является лишь формальной и отнюдь не свидетельствует о ее дефектности. Эта схема — закономерный этап регионально-геологических работ, польза и необходимость которого признается теперь подавляющим большинством исследователей.

Опыт показал, что при расчленении и датировке толщ в районах, далеких от зоны стандартных шкал, *наиболее верным теоретически и плодотворным практически является путь от узко-местных стратиграфических схем к региональным, затем к межрегиональным и провинциальным, построенным на палеогеографической основе.*

Тесная связь с палеогеографией конкретных территорий — отличие местных схем, придающее им важное практическое значение и особую жизненность. Отсюда понятно современное стремление к созданию региональных и провинциальных естественных стратиграфических схем, которые только и могут быть *инструментом для построения обоснованных прогнозов на полезные ископаемые в пределах региона.*

С течением времени, по мере накопления фактов и обобщения их по смежным регионам и провинциям, местные схемы увязывают между собой, а также со стандартными схемами, которые по своему содержанию

<sup>1</sup> Н. К. Овечкин (1954) по моллюскам параллелизует чеганскую свиту Приаралья с ханабадским и исфаринским ярусами Ферганы.

являются лишь наиболее обоснованными и детальными из местных. Так складывается стратиграфическая схема для очень крупных территорий в масштабе континентов. Это следующий этап развития региональной стратиграфии; он даст полноценные и однозначные результаты только при наличии достаточно разработанных местных схем, параллелизация которых проконтролирована методами абсолютной геохронологии.

Дальнейшая разработка стратиграфии зауральского палеогена, в развитие предложенной провинциальной схемы<sup>1</sup>, мыслима в следующих главных направлениях:

а) детальное обоснование стратиграфии морского палеогена по регионам, в первую очередь для таких в значительной мере однородных районов, как Зауральская моноклираль, или практически интересных, как Нарымское Приобье, где имеются мощные железорудные пласты;

б) выделение на этой основе в морской серии провинциальных подъярусов и региональных фаунистических зон;

в) разработка стратиграфии континентального палеогена Казахского нагорья, Салаирско-Томского района и Чулымо-Енисейской впадины с широким применением формационного метода расчленения;

г) детальная увязка разрезов морского палеогена с колонками близлежащих регионов широкого распространения континентальной палеогеновой серии при полном использовании для этого всех возможностей спорово-пыльцевого анализа.

Было бы весьма важно проследить изменение состава намеченных выше морских формаций на севере Западной Сибири. Это, в сочетании с систематическим изучением пыльцы, поможет выяснить многие детали природной зональности в палеогене.

В заключение необходимо сделать несколько замечаний о возрасте древней мощной каолиновой коры выветривания, известной в Центральном Казахстане и в Западной Сибири, всюду, где из-под рыхлого покрова на поверхность обнажаются плотные домезозойские породы.

Элювиальные каолины, сформированные за счет выветривания разнообразных палеозойских и допалеозойских пород, можно видеть у западной окраины Казахского нагорья, широко они распространены в Акмолинском районе и в Семипалатинском Прииртышье; здесь на отрезке Семипалатинск — Семиярск крутые коренные берега Иртыша на значительном протяжении сложены корой выветривания. Каолиновая кора, вместе с поверхностью палеозойского фундамента, погружается к северу под рыхлые молодые толщи Иртышской впадины. Здесь каолиновый элювий мощностью до 50 м недавно установлен буровыми скважинами в районе селений Подпуск — Лебяжье на р. Иртыше (В. В. Лавров и И. С. Данилов, 1952).

При разведках Майкюбенского бассейна (Каргеолуправление, 1953—1955 гг.) толща первичных каолинов по гранитам мощностью до 15—20 м встречена рядом скважин в восточной части бассейна под средне- и нижнеюрской угленосной формацией.

Совершенно та же картина погружения каолиновой коры выветривания под мезо-кайнозой прослеживается и к северу от Казахского нагорья. Многими глубокими скважинами, из пройденных в полосе Велико-Сибирского пути, в основании рыхлой толщи на глубинах порядка 1000—2000 м встречены элювиальные каолины, развитые по породам домезозойского складчатого фундамента эпигерцинской платформы.

В северо-восточном борту Иртышской впадины, в Барнаульско-Ново-

<sup>1</sup> К сожалению, автор не мог использовать материалы стратиграфического совещания при ВСЕГЕИ (1956), которые еще не опубликованы и остались недоступными в рукописях.

сибирском Приобье, также всюду обнажаются элювиальные каолины, совершенно однотипные центрально-казахстанским и описанные здесь очень многими сибирскими геологами (В. П. Казаринов, 1952; К. В. Радугин, 1934 и др.). Они отмечаются в Приобье вплоть до Колывани, где древний фундамент снова погружается под рыхлые породы. В восточной части массива так называемой Колывань-Томской дуги каолиновый элювий по карбоновым сланцам описан в основании известного обнажения Лагерный сад в Томске (М. Э. Янишевский, 1915, Е. В. Шумплова, 1939).

Совершенно очевидно, что однотипная каолиновая кора выветривания по палеозойским породам развита на всех структурных элементах эпигерцинской платформы, как на поднятиях Казахского нагорья и Колывань-Томской дуги, так и в разделяющей их Иртышской впадине. Она, видимо, представляет собою разрозненные фрагменты некогда сплошного плаща элювиальных глин, сформированного за Уралом после выравнивания герцинских складчатых сооружений и до оформления мезо-кайнозойских структур.

Таким образом, регионально-геологические материалы заставляют думать об одновозрастности и древности толщи каолинового элювия Казахстана и Сибири, в противоположность гипотезам о полихронности мощных каолиновых кор и третичном возрасте некоторых из них (К. В. Никифорова, 1953; В. П. Казаринов, 1955 и другие). Палеогеновый возраст каолиновой коры выветривания Центрального Казахстана совершенно исключается палеогеографической обстановкой этого времени. Ни в одном из описанных выше палеогеновых тектоно-климатических этапов в Зауралье не складывалось устойчивого ярко гумидного тропического климата, который необходим для формирования мощной многометровой каолиновой коры выветривания. Такого климатического режима не возникало в Казахстане и Сибири и в последующем, ни в самом конце палеогена, ни в неогене.

Следовательно, историко-геологический анализ приводит к убеждению в дотретичном возрасте каолиновой коры выветривания, сформированной по палеозойским породам Центрального Казахстана и Сибири.

В каждый тектоно-климатический этап третичного времени здесь, конечно, формировались соответствующие почвы и коры выветривания, о которых отчасти уже говорилось. Но ни одна из них по типу и степени выраженности даже отдаленно не напоминает дотретичной (скорее всего нижнемезозойской) каолиновой коры, имевшей местами мощность неполного профиля до 50—60 метров.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Абузярова Р. М. Ископаемая флора Такырсора по данным спорово-пыльцевого анализа. Ботанический журнал, т. XXXVIII, 1953, № 5.
- Алексеев А. К. Среднеэоценовая фауна моллюсков из песчаников Северного Приаралья. Ежегодник Всероссийского палеонтологического общества, т. 12, 1945.
- Ананьев А. Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна. «Ученые записки» [Томского государственного университета], 1947, № 3.
- Ананьев А. Р. Остатки верхнемеловой и третичной флоры с р. Кеми, левого притока Енисея. Труды Томского государственного университета, т. 99, Томск, 1948.
- Аргиропуло А. И. Обзор находок третичных грызунов на территории СССР и смежных областей Азии. «Природа», 1940, № 12.
- Архангельский А. Д. Успехи изучения палеоэоценовых отложений России с 1905 по 1911 г. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 14, вып. 4—5, 1912.
- Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отдел геологии, 1933, т. XI, № 4.
- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Сб. академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной деятельности. Изд. АН СССР, 1936.
- Архангельский С. Д. Геологические исследования третичных и послетретичных образований на восточном склоне Среднего Урала, в бассейнах рек Пышмы, Исети и Ирбита. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения ВСНХ СССР, 1932.
- Байковская Т. Н. К палеоэоценовой флоре Южного Урала. Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества, т. 14, 1953.
- Балушев А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Селеты-Денгизского района. ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Баранов В. И. О чем говорят песчаники Камышина и пески Ергеней. Сталинград, 1952.
- Барбашинова В. Н. К вопросу стратиграфии мезозойских отложений северной части Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов. Автореферат. АН КазССР, 1952.
- Баярунас М. В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака. «Записки Минералогического общества», 1912, 2 серия, ч. 49.
- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеоэоценовые отложения бассейна верховьев р. Тобол. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отдел геологии, 1934, т. XII, № 2.
- Бер А. Г., Волков С. Н., Сирин. Третичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности. Геологическая карта СССР м. 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу Р-41 (Березово). Госгеолиздат, 1944.
- Берестнева З. Я., Корецкая Г. А. и Каргин В. А. Электронно-микроскопическое исследование SiO<sub>2</sub>-золей. «Коллоидный журнал», 1949, № 6.
- Беркей К. П., Моррис Ф. К. (Berkey C. P., Morris F. K.). Geology of Mongolia. Natural History of Central Asia, vol. II, New-York, 1927.
- Бетехтин А. Г. Центральный Казахстан как марганценовая металлогеническая провинция. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, № 4.

- Боголепов К. В. и Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа. «Доклады Академии наук СССР», 1955, 100, 1.
- Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 5, 1955.
- Бок И. И. Кора мезозойского выветривания и ее полезные ископаемые в Семипалатинском Прииртышье. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 19, Алма-Ата, 1941.
- Бондарева Т. П. Фауна фораминифер чеганской свиты южной части Арало-Тургайской низменности и ее стратиграфическое значение. Автореферат. М., 1955.
- Борисов А. А. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, № 3.
- Буданицев Л. Ю. Новая находка пальмы Sabal в Казахстане. «Доклады Академии наук СССР», 1953, т. XCIII, № 2.
- Бутов П. И. и Яворский В. И. Материалы для геологии Кузнецкого бассейна. Материалы по общей прикладной геологии, вып. 48, 1922.
- Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Быков Г. Е. Геологическое строение южной части бассейна реки Терсакал. Труды Казгеолтреста, вып. 2, 1936.
- Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. «Проблемы советской геологии», 1937, № 8.
- Быков Г. Е. О возрасте бокситов Северо-Восточного Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1938, № 1.
- Быков Г. Е. Геологический очерк бассейна озера Убаган. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, 1940, вып. 2.
- Быков Г. Е. Геологическое описание Петропавловского района. Казахское геологическое управление. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 19, Алма-Ата, 1941.
- Вадиа Д. Н. (Wadia D. N.). Geology of India. London, 1944.
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Василевская Н. Д. О полтавской ксерофитной флоре Туркмении. «Доклады Академии наук СССР», 1949, т. 68, № 4.
- Василенко В. К. К проекту стратиграфической шкалы палеоцена и эоцена юга СССР по материалам Крыма. Тезисы докладов совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.
- Васильев В. Г. Геологическое строение правобережья р. Оби от р. Иртыша до г. Салехарда (Обдорска). «Вестник Западно-Сибирского геологического управления». 1939, № 4.
- Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. ГОНТИ, 1946.
- Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1948, № 2.
- Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, вып. 330, 1933.
- Великовская Е. М. Бокситы Северо-Восточного Казахстана. Сб. Бокситы, ч. 2. Труды ВИМС, вып. 3, 1936.
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины. Труды ВИМС, вып. 151, 1939.
- Водорезов Г. И. Описание Акмолинского и Еременьтавского градусолистов общей геологической карты Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 3. ГОНТИ, 1938.
- Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов (Бошекуль, Сарыадыр, Коджанчад). Труды ВГРО, вып. 318, 1933.
- Волкова М. С. К стратиграфии третичных отложений северо-восточной части Тургайской низменности. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 10, Алма-Ата, 1939.
- Воскобойников М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья. «Доклады Академии наук СССР», 1953, т. 90, № 5.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги, вып. V, 1896.
- Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устьурте. «Известия Геолкома», 1930, XIX, 4.
- Вялов О. С. Гидрогеологические исследования степной полосы к югу от р. Эмбы и северной части Устьурта. Труды Главного геолого-разведочного управления, вып. 61, 1931.

- Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Устюрта. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР, вып. 319, 1935.
- Вялов О. С. Ащейрыкская свита. Стратиграфический словарь СССР под ред. Борисяка, 1937.
- Вялов О. С. Чеганская свита. Стратиграфический словарь СССР под редакцией Борисяка, 1937.
- Вялов О. С. О распространении Алайского яруса. «Известия Туркменского филиала Академии наук СССР», 1946, № 2.
- Вялов О. С. Краткий очерк палеогеографии Туркмении в нижнетретичное время. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отдел геологии, 1951, т. XXVI, № 1.
- Габриэлян А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. «Доклады Академии наук СССР», 1946, т. 53, № 2.
- Гедройц К. К. Солончи и их происхождение. Изд. Носовской сельскохозяйственной опытной станции, 1928.
- Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. Сельхозгиз, 1933.
- Гладковский А. К. О генезисе уральских бокситов. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1948, № 2.
- Гиллебранд В. Ф., Лендель Г. Е. Практическое руководство к неорганическому анализу (перевод с английского). 1935.
- Глинка К. Д. Почвоведение. Сельхозгиз, 1931.
- Горностаев Н. Н. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1920 и 1921 гг. в Присемипалатинском районе Киргизской степи. «Известия Сибирского отделения геологического комитета», 1923, с. III, вып. 2, Томск.
- Деонисьяк И. И. О применении спонгилита в качестве строительного материала. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 10, Алма-Ата, 1939.
- Егоров А. И., Пономарев П. М. Месторождение горючих сланцев Байхожа (Кзыл-Ординская область). «Известия Казахского филиала АН СССР», серия геологическая, 1944, вып. 2—3.
- Есипов П. М. и Мамаев Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике Полтаво-Брединского угленосного района. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1940, вып. 1.
- Жиженко Б. П. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии кайнозойских отложений юга СССР. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отдел геологии, 1951, т. XXVI, вып. 4.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. Сборник материалов по геологии Центрального Казахстана. СОПС, изд. АН СССР, 1940.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 108, геологическая серия, № 36, 1950.
- Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 141, геологическая серия № 58, 1953.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры морского олигоцена Северного Приаралья. «Доклады Академии наук СССР», 1953а, т. 92, вып. 6.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры верхнего эоцена Северного Приаралья. «Доклады Академии наук СССР», 1954, т. 99, № 4.
- Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба. «Доклады Академии наук СССР», 1955, т. 105, № 2.
- Зенкова А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа. Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 12, 1934.
- Зюсс Э. (Suess E.). Das Antlitz der Erde, В. III, т. 2, Wien, 1909.
- Ильина А. П. Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта. Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 66, 1953.
- Каблуков И. А., Гапон Е. Н., Гриндель М. А. Физическая и коллоидная химия. Сельхозгиз, 1949.
- Казаков А. В. Фосфоритные фации и генезис природных фосфатов. «Советская геология», 1938, № 6.
- Кайзер К. (Kaiser K.). Kaolinisierung und Verkiezelung als Verwitterungsvorgänge in der Namibwüste Südafricas. Zeitschr. für Kristallografie, 58, 1923.
- Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. «Записки Уральского общества естествоиспытателей», 1883, т. 7, вып. 3.
- Карпинский А. П. Геологические исследования, произведенные на Урале в 1888 г. «Известия Геологического комитета», 1893, т. 5.
- Каурковский В. И. К вопросу о термографической характеристике сидеритов. Труды совещания по термографии (1953). Изд. АН СССР, 1955.

- Квятковский Р. Э. Геологическое строение Селеты-Стенняковского района. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 23, КазОГИЗ, 1941.
- Кленова М. В. Геология моря. М., Упедгиз, 1948.
- Ключников М. Н. О положении так называемых мапдрикских слоев. Геологический сборник Киевского государственного университета, № 3, 1950.
- Ковда В. А. Солончаки и солонцы. Изд. АН СССР, 1937.
- Козырев А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана. Изд. АН СССР, материалы ОКИСАР, вып. 4, Л., 1927.
- Кораблев Б. К. О находке костей олигоценового носорога титанотерия на Сарысу-Балхашском водоразделе. Сборник научных трудов Казахского горно-металлургического института, 1954, № 9.
- Коржинский Д. С. Мелкосопочник и водосмы Экибастузского района и их проросжение. Труды ГГРУ, т. XLIX, № 8, 1930.
- Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района. Труды ВГРО, вып. 155, 1932.
- Корнилова В. С. Новая находка древнетретичной флоры в Казахстане. «Доклады Академии наук СССР», 1952, т. LXXXVI, № 1.
- Корнилова В. С. Водной папоротник *Asolla* в отложениях чеганской свиты. «Доклады Академии наук СССР», 1953, т. 93, вып. 1.
- Корнилова В. С. О полтавской флоре Казахстана. «Доклады Академии наук СССР», 1955, т. 104, № 1.
- Корнилова В. С. Палеоботаническая характеристика горизонта сливных песчаников палеогена в Казахстане. В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 1. Алма-Ата, 1955.
- Коровин М. К. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Томского округа. Томск, 1937.
- Коссович П. С. Солонцы и отношение к ним растений и методы определения солонцовых почв. «Журнал опытной агрономии», 1903, № 1.
- Кривцов А. И. К вопросу о стратиграфическом подразделении третичных отложений Челябинского района. «Советская геология», 1938, № 8—9.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд. иностр. лит., М., 1954.
- Криштофович А. Н. Остатки *Oxus* в палеоценовом песчанике Челябинска. «Известия Академии наук СССР», 1934.
- Криштофович А. Н. Реферат работы В. А. Хохлова «Остатки третичной флоры с разъезда Антибес». Ежегодник Всероссийского палеонтологического общества, т. X, 1935.
- Криштофович А. Н. Находка эоценовой *Posidonia parisensis* на восточном склоне Урала. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1938, вып. 3.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. М., 1941.
- Криштофович А. Н. Третичные растения из Каневского яруса. Труды ВСЕГЕИ. Сб. Палеонтология и стратиграфия, 1952.
- Кротов Б. П. Эпохи образования и генетические типы железорудных месторождений восточного склона Урала в мезокайнозой. Сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.
- Кузнецова Н. Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака. «Доклады Академии наук СССР», 1952, т. 82, № 1.
- Кучин М. И. Состояние вопроса по исследованию подземных вод Барабинской и Кулундинской степей Западно-Сибирского края. «Вестник Западно-Сибирского геолтреста», 1932, № 1.
- Лабазин Г. С. О находке валунов боксита в Салаирском районе. «Известия ГГФУ», 1931, т. I, вып. 91.
- Лабазин Г. С. О месторождениях бокситов в Салаирском районе. Труды Всесоюзной геологической конференции по цветным металлам, вып. 4, легкие металлы, 1932.
- Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.
- Лавров В. В. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1950, № 14.
- Лавров В. В. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1951, № 1.
- Лавров В. В. Кислые грунтовые воды из индрикотериевой свиты Казахстана. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1952, № 3.
- Лавров В. В. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургая и юга Западной Сибири. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1953, № 6.
- Лавров В. В. Морфогенетическая классификация олигоценовых оолитовых железняков континентально-долинного типа. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1953а, № 9.

Лавров В. В. О стратиграфическом положении кушукских слоев в Тургайской впадине. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1954, вып. 19.

Лавров В. В. Этапы третичного угленакопления в Казахстане. «Доклады Академии наук СССР», 1955, т. 100, вып. 2.

Лавров В. В. О различии стратиграфических схем континентальной третичной серии в Казахстане и Западной Сибири. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1955а, № 6.

Лавров В. В. Континентальные третичные формации Тургайской впадины и Северного Казахстана. Материалы Новосибирской конференции по геологическим формациям. Новосибирск, 1956.

Лавров В. В. Прииртышский железорудный район и его перспективы. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1957, № 1.

Лебедев И. В. Верхнемеловые платановые из Чулымо-Енисейской впадины. Труды Томского государственного университета, т. 19, 1954.

Лебедев И. В. Меловая система. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. т. II. Госгеолиздат, 1955.

Леонов Г. П. Опыт естественного стратиграфического деления нижнепалеогеновых отложений Центрального Предкавказья. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1952, № 3.

Леонов Г. П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. Сб. памяти А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП, 1953.

Леонов Г. П. К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований. «Вестник Московского государственного университета», 1953а, № 6.

Леонов Г. П. К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений. «Вестник Московского государственного университета», 1955, № 8.

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малою Кавказа. «Бюллетень МОИП», отдел геологии, 1949, т. 24, вып. 4.

Липман Р. X. Новая микрофаунистическая зона — зона мелких *Anomaliniidae* в палеоцене Западно-Сибирской низменности. «Доклады Академии наук СССР», 1953, т. 35, № 5.

Лучицкий В. И. Типы гиббситовых бокситов и их генетические взаимоотношения. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Льюис У., Скуайрс Л., Брутон Дж. Химия коллоидных и аморфных веществ. Изд. иностр. лит., 1948.

Меркулов П. Л. и Репкина А. Е. Геологическая карта Западной части Арало-Иртышского водораздела. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 6, Алма-Ата, 1938.

Муратов М. В. и Немков Г. И. Стратиграфия палеогеновых отложений Крыма как основа для стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Советского Союза. Тезисы докладов совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.

Нагорский П. М. и Шумилова Е. В. К вопросу литологии и генезиса салаирских бокситов. Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 17, 1934.

Наливкин Б. В. Третичные отложения Орско-Халиловского района. Сб. Геологическое строение Орско-Халиловского района под ред. Е. Э. Разумовской, ВСЕГЕИ, 1941.

Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 141, геологическая серия, М., № 58, 1953.

Овечкин Н. К. Среднепалеогеновые отложения Тургайской впадины и Северного Приаралья. Автореферат. Л., 1951.

Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Труды ВСЕГЕИ, 1954.

Овечкин Н. К. К вопросу о параллелизации морских палеогеновых отложений Тургайской впадины и Ферганы. «Доклады Академии наук СССР», 1954а, т. 98, № 1.

Орлов Ю. А. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны. «Известия Главного геолого-разведочного управления», 1930, № 10.

Орлов Ю. А. Работы советских палеонтологов в Центральной Азии. «Природа», 1952, № 6.

Павлов Н. С. Геологическое исследование в Кулан-Утмесском районе КазССР в 1931 — 1932 гг. Сб. трудов Казгеолтреста, вып. 1, 1936.

- Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района. «Записки Всероссийского минералогического общества», 1939, ч. 68, вып. 3.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. БМОИП, новая серия, отдел геологии, т. 41, 1933.
- Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1939, № 4.
- Петрушевский Б. А. Объяснительная записка к листу L-41 (Кзыл-Орда). Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Госгеолиздат, 1946.
- Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. «Бюллетень МОИП», отдел геологии, 1951, т. 26, вып. 4.
- Покровская И. М. Основные этапы развития мезозойской и кайнозойской флоры Урала. Рефераты научно-исследовательских работ Института геологических наук АН СССР за 1944 г. Изд. АН СССР, 1945.
- Покровская И. М. О стратиграфическом положении глин с макклинтокиями с Лозьвы на Северном Урале. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 88, серия геологическая, № 26, 1947.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I, II. Гостехиздат, 1940.
- Радугин К. В. Материалы к геологии рыхлых отложений района Томск—Тайга. Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 9, 1934.
- Радугин К. В. Третичные отложения Кузнецкого бассейна. Сб. геология СССР, т. XVI, Госгеолиздат, 1940.
- Ренгартен В. П. Марганцесные палеогенные отложения Северного Урала. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, № 4.
- Ренгартен В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Урала и связанное с ними стратегическое сырье. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1944а, № 2.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 133, геологическая серия, № 54, 1951.
- Ренгартен Н. В. Фосфориты из датских и палеогеновых отложений восточного склона Урала. «Доклады Академии наук СССР», 1948, т. 62, вып. 6.
- Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 117, геологическая серия, № 4, 1950.
- Ренгартен Н. В. и Рабинович С. Д. Материалы по геологии и минералогии глауконитовых месторождений Ново-Лялинского района. «Записки Минералогического общества», 1944, т. 78, вып. 1.
- Реутовский В. С. Полезные ископаемые Сибири. Спб, 1905.
- Роде А. А. Почвоведение. Гослесбумиздат, 1955.
- Рождественский А. К. Некоторые местонахождения древнетретичных млекопитающих в Монголии. «Доклады Академии наук СССР», 1949, т. XVI, № 3.
- Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Труды ВСЕГЕИ, информационный сборник, № 2, 1955.
- Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении Северо-Восточного Приуралья. «Записки Всесоюзного минералогического общества», 1937, ч. 66, № 1.
- Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды Горно-геологического управления, вып. 22, 1946.
- Самсонов В. Ф. Новые данные о дайках района Вольска. «Доклады Академии наук СССР», 1952, № 5.
- Самсонов В. Ф. Нептунические дайки бассейна Маньская. (Автореферат). Саратов, 1953.
- Смирнова Н. А. Геологическое описание южной части Есильского района Карагандинской области Казахской АССР. Сб. трудов Казахского геологического управления, вып. 1, 1936.
- Сперанский Б. Ф. Объяснительная записка к листу N-44 (Новосибирск). Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Западно-Сибирское геологическое управление, 1948.
- Станиславский Ф. А. Палеогеновая флора с. Воляницыны. (Автореферат), 1950.
- Степанов П. Н., Прокопов К. А., Рейнгард А. Л. Объяснительная записка к листу L-37 (Ростов). Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Госгеолиздат, 1944.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. Труды ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1954.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 73, геологическая серия, № 22, 1947.

Страхов Н. М. Очерки карбонатакопления в современных водоемах. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водосмов. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 124, 1951а.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1953, № 5.

Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. Сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.

Толстихина М. А. Геологическое строение юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Автореферат, 1955.

Трескинский С. А. Строение Эльбруса. «Бюллетень МОИП», отдел геологии, 1946, т. 21, № 3.

Туаев Н. П. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. Труды НГРИ, вып. 4, 1941.

Усов М. А. Итоги исследований геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку. «Вестник Западно-Сибирского геолого-разведочного треста», вып. 2—3, 1933.

Усов М. А. Геологическая изученность Омской области. Журнал «Народное хозяйство Омской области», 1935, № 7—8.

Фагелер П. Основы учения о почвах тропических и субтропических стран. М., 1935.

Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызылсай. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 112, геологическая серия, № 38, 1949.

Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценых отложений Приаралья. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1953, № 5.

Хаин В. Е. Значение анализа тектонических движений для стратиграфии кайнозоя юга СССР. Тезисы докладов совещания по разработке унифицированной стратиграфии шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.

Хахлов В. А. Третичная флора Томского округа. «Известия Западно-Сибирского геолого-разведочного управления», 1931, т. XI, вып. 2.

Хахлов В. А. и Рагозин Л. А. Объяснительная записка к листу О-45 (Томск). Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Госгеолыздат, 1949.

Черепнин В. К. Новые данные о возрасте антибесской ископаемой флоры покрытосеменных растений. Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири, т. II, 1940.

Чигуряева А. А. О находке микроспоры вельвичии в эоценовых отложениях Восточного Казахстана, Ботанический журнал, 1951, № 5.

Чигуряева А. А. К ископаемой третичной флоре и растительности Приаралья. «Бюллетень МОИП», отдел геологии, 1951а, т. XXVI, № 5.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. «Бюллетень МОИП», отдел геологии, т. 39, № 5, 1954.

Шлыгин Е. Д. Геологическое строение восточной части Северного Казахстана (район к западу от оз. Селеты-Денгиз). «Известия ВГРО», 1932, т. 51, вып. 67.

Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. М.—Л., 1948.

Шумилова Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности. «Вестник Западно-Сибирского геолого-разведочного управления», 1938, № 5.

Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского кряжа. Труды ВИМС, вып. 3, ч. 2, 1936.

Цветков А. И. Термоаналитические характеристики безводных карбонатов. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], вып. 106, петрографическая серия, № 30, 1949.

Эпштейн С. В. Геологические исследования в Челябинско-Троицком районе восточного склона Урала. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, вып. 187, 1932.

Эфраим Ф. Неорганическая химия, ч. 1, 2. Госхимтехиздат, 1932.

Яворский В. И. и Радченко Г. П. Геолого-промышленный очерк района Кольчугинского месторождения угля Кузнецкого бассейна. Труды ЦНИГРИ, вып. 26, 1934.

Яновская Н. М. Новый титанотерий в Монголии. «Природа», 1953, № 8.

Яновская Н. М. Первая находка бронтотерия в СССР. «Доклады Академии наук СССР», 1953а, т. 93, № 1.

Яновская Н. М. Бронтотерии из палеогена СССР и Монголии. Автореферат. М., 1954.

Янишевский М. Э. О миоценовой флоре окрестностей г. Томска. Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 131, 1915.

Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, изд. АН СССР, 1937.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 15 (19). Изд. МОИП, 1953.

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Некоторые предварительные замечания . . . . .	7
Черты внешнего сходства равнин Зауралья . . . . .	8
Краткий обзор развития Иртышской и Тургайской впадин в мезо-кайнозой . . . . .	9
Морской палеоген Западно-Сибирской низменности . . . . .	14
Морской палеоген Тургая и Приаралья . . . . .	29
Континентальные эквиваленты морской палеогеновой серии Зауралья . . . . .	48
Южный Урал и Мугоджары . . . . .	49
Казахское нагорье . . . . .	50
Западная Сибирь . . . . .	66
Палеогеографическая обстановка и условия осадконакопления во время существования палеогенового моря в Западной Сибири и Тургае . . . . .	69
Время отложения нижнепалеогеновой кремнисто-глауконитовой формации . . . . .	69
Время отложения синхронных среднепалеогеновых формаций — морской кремнистой и континентальной бокситово-кремнистой . . . . .	73
Время отложения пирит-сидеритовой и пирит-известковистой формаций . . . . .	92
Краткий обзор палеогеновых морских толщ и отвечающих им континентальных образований Зауралья; провинциальная стратиграфия палеогена . . . . .	96
Литература . . . . .	109

*Лавров Виктор Викторович*

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН ЗАУРАЛЬСКИХ РАВНИН  
И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ

\* \* \*

Редактор *А. С. Погожев*  
Худ. редактор *И. Д. Сущих*  
Тех. редактор *П. Ф. Алферова*  
Корректор *Э. Е. Жармухамедова*

\* \* \*

Сдано в набор 30/ХІІ 1956 г. Подписано к печати 30/І 1957 г.  
Формат 70×108<sup>2</sup>/<sub>16</sub>. Физ. л. 7,38. Усл. печ. л. 10,11. Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 1100.  
УГ00957. Цена 9 р. 50 коп.

\* \* \*

Типография Издательства АН КазССР. Алма-Ата, ул. Шевченко, 17.  
Зак. 1.