ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (ВСЕГЕИ)
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР

НОВАЯ СЕРИЯ *Том 5*

Е. П. БОЙЦОВА, Е. А. МАЗИНА,
Б. М. МИХАЙЛОВ, Н. К. ОВЕЧКИН

ГЕОЛОГИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

Под общей редакцией Н. К. ОВЕЧКИНА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1955

I. ВВЕДЕНИЕ

Трудно переоценить значение Тургайского прогиба и как одного из новых источников минерально-сырьевых ресурсов страны и как одной из областей, играющих важную роль в дальнейшем подъеме сельского хозяйства.

По данным современной, совершенно недостаточной геологической изученности Тургайского прогиба, на его территории под покровом мезокайнозойских отложений открыто большое количество месторождений разнообразных полезных ископаемых, имеющих важное народнохозяйственное значение. В будущем этот район, в котором открыты большие месторождения угля и железа, станет крупным промышленным центром.

Тургайский прогиб в ближайшие годы должен стать также важным сельскохозяйственным районом. В постановлении сентябрьского пленума ЦК КПСС «О мерах дальнейшего развития сельского хозяйства СССР», а также в докладе Н. С. Хрущева на пленуме ЦК КПСС 23 февраля 1954 г. «О дальнейшем увеличении производства зерна в стране и об освоении целинных и залежных земель» большое внимание уделялось вопросу освоения их на территории Казахстана.

Н. С. Хрущев поставил перед работниками Казахской ССР конкретные задачи:

«Казахстан может давать хлеба не меньше, чем Украина, мяса и шерсти в несколько раз больше, чем Украина... В настоящее время перед сельским хозяйством Казахстана встала новая большая задача — освоить свыше 6 млн. *га* целинных и залежных земель».

Однако дальнейшее развитие сельского хозяйства в Тургайском прогибе потребует прежде всего обеспечения засушливых пространств этой территории водой. Воды поверхностные и неглубокой циркуляции не могут обеспечить возрастающих потребностей сельского хозяйства. Возникает вопрос о поисках артезианских вод, который нельзя решить без знания геологии Тургайского прогиба.

Дальнейшие успехи в освоении минеральных и водных богатств Тургайского прогиба зависят прежде всего от быстрейшего выяснения его геологического строения и истории формирования. Для этого необходимо резко увеличить объем и усилить темпы геолого-съемочных и научно-исследовательских работ, не обеспечивающих пока геологоразведочные работы надежными геологическими и, в частности, стратиграфическими данными.

Предлагаемая работа является частью многолетних исследований, проводимых коллективом Тургайской экспедиции ВСЕГЕИ по геологическому картированию центральной и южной частей Тургайского прогиба. Она далека от завершения, в ней еще много неясных и спорных вопросов, однако потребность хотя бы в предварительной сводке по геологии Тургайского прогиба, особенно для многочисленных организаций, впервые начинающих его изучение, настолько велика, что заставляет нас в настоящее время пренебречь уточнением многих вопросов геологии рас-

сматриваемого региона и согласиться опубликовать работу в ее настоящем виде.

В работе приводятся сведения о геологическом строении юго-западной части Тургайского прогиба, под которой мы понимаем территорию, примыкающую к восточному склону Южных Мугоджар по меридиану 60° в. д. С севера она ограничена широтой районного центра Карабутак, на юг простирается до южного берега оз. Челкар-Тенгиз, на восток — до бассейна р. Улькояк, составляя в общем более 30 000 км². В административном отношении эта площадь входит в Карабутакский и Иргизский районы Актюбинской области (рис. 1).

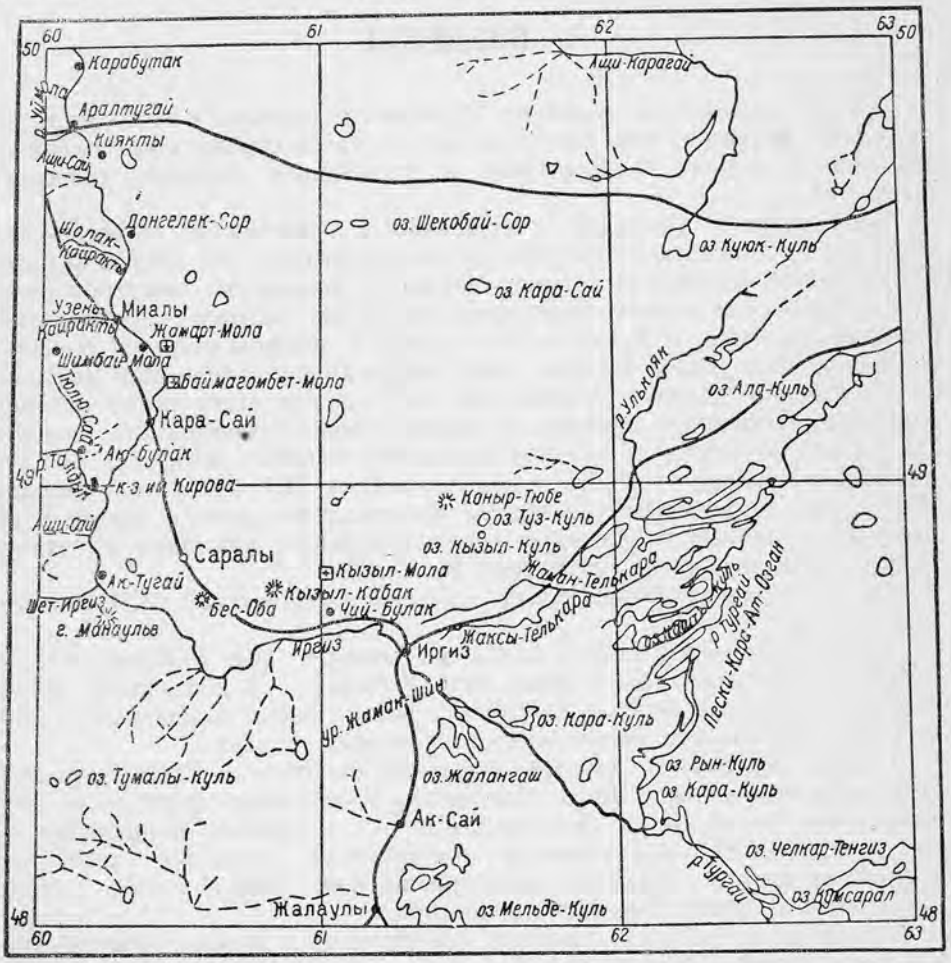


Рис. 1. Схематическая обзорная карта юго-западной части Тургайского прогиба. Масштаб 1:1 500 000

Рассматриваемая площадь сравнительно с другими районами Тургайского прогиба изучена несколько лучше. Для большей части территории здесь имеются геологические карты масштаба 1 : 200 000, составленные, правда, разными исследователями и в разное время, причем в большинстве случаев съемки геофизическими и буровыми работами не сопровождались. Только в 1953 г., благодаря помощи начальника Южно-Уральского геологического управления Н. И. Марочкина и начальника Западно-Казахстанской экспедиции того же управления А. Н. Бурковского, нам удалось организовать в составе Тургайской экспедиции буровой отряд и разбурить широтный профиль скважин от колхоза имени Кирова на западе до низовьев р. Улькояк на востоке. В результате был

собран большой фактический материал по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений краевой части Тургайского прогиба, который и послужил основой для данной работы.

В определении макрофауны принимали участие А. П. Ротай и М. А. Ржонсницкая, определившие фауну палеозоя, Н. Н. Бобкова и А. Е. Глазунова — фауну мезозоя и Л. В. Миронова и В. И. Яркин, определившие третичную макрофауну. Микрофауна изучалась в микропалеонтологической лаборатории ВСЕГЕИ: И. М. Айзенштат изучала фораминиферы, радиолярии определены Р. Х. Липман, остракоды — И. А. Хохловой. Палинологические анализы выполнены в лаборатории спорово-пыльцевого анализа ВСЕГЕИ Е. П. Бойцовой при участии Г. М. Романовской, диатомовые анализы — А. Н. Золотаревой под руководством В. С. Шешуковой (кафедра общей ботаники Ленинградского ордена Ленина государственного университета). Термические анализы сделала В. П. Иванова (ВСЕГЕИ). Спектральные и рентгеновские анализы произведены в соответствующих лабораториях ВСЕГЕИ и Ленинградского университета. Химические анализы выполнены в лабораториях Всесоюзного алюминиево-магниевого института и Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедиции; в лаборатории последней сделаны также все анализы воды.

Авторы пользуются случаем выразить свою искреннюю признательность сотрудникам перечисленных выше организаций, принявшим участие в работе.

Среди авторского коллектива работа распределилась следующим образом. Вводные главы написаны Н. К. Овечкиным, стратиграфический очерк по докембрию и палеозою — Е. А. Мазиной, главы по стратиграфии юрских и меловых отложений — Е. П. Бойцовой и Б. М. Михайловым, по континентальным третичным осадкам — Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкиным, очерки по морским третичным отложениям и по тектонике района — Н. К. Овечкиным. Им же осуществлено общее руководство и критический просмотр глав, написанных другими авторами.

II. КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Юго-западная часть Тургайского прогиба представляет собой слабо расчлененную равнину, полого наклоненную с запада на восток к его осевой части. Наибольшие гипсометрические отметки наблюдаются на западе района, сравнительно более расчлененном в его южной части; абсолютные отметки здесь колеблются от 250 до 300 *м*. Наибóльшей высоты 321 *м* достигает безымянная вершина, расположенная у дороги Иргиз-Челкар, в 5 *км* к северо-востоку от почтовой станции Кызыл-Коль. Наименьшие абсолютные высоты отмечаются для восточной и юго-восточной частей рассматриваемой территории, тяготеющих к низовьям р. Иргиз и к бассейну р. Тургая; здесь абсолютные отметки колеблются от 70 до 90 *м*.

Таким образом, максимальная разница в абсолютных высотах юго-западной части прогиба составляет 251 *м;* в среднем же она колеблется в пределах не более 150—180 *м*.

Гидрографическая сеть на изученной площади развита слабо. Наиболее крупной является р. Иргиз с ее многочисленными правыми притоками. Характерно, что левые притоки, исключая короткие, но глубоко врезанные овраги и балки, отсутствуют совершенно; это объясняется особенностями геологического строения района.

Река Иргиз в ее среднем и нижнем течении протекает вдоль западной и южной границ исследованного района от пос. Карабутак до впадения в р. Тургай. В значительной части р. Иргиз течет с севера на юг и только после впадения в нее р. Шет-Иргиз круто поворачивает на юго-восток, впадая вблизи от оз. Челкар-Тенгиз в р. Тургай. Соответственно направлению течения меняется и характер долины, что связано также с особенностями геологического строения района. В меридиональном отрезке долина реки не превышает 3—4 *км*; река здесь меандрирует слабо; в северной части района она нередко зажата между нависающими скалами, и только близ устьев коротких балок долина ее несколько расширяется. Террасы выражены слабо.

В широтном течении реки характер долины резко меняется. Она сильно увеличивается, достигая у южной рамки листа М-41-XXV ширины 18—20 *км* и более. Все террасы выражены отчетливо, появляется большое количество проток и древних русел. Переход к коренному берегу местами выражен отчетливо, но чаще всего террасы сливаются с ним постепенно. Абсолютные отметки уреза воды в пределах изученного района понижаются от 227 *м* в верхнем течении до 70 *м* — в нижнем, что составляет 157 *м* падения реки на расстоянии около 300 *км*.

Река состоит из отдельных плёсов, соединяющихся между собой поверхностным или подземным водотоком. Длина плёсов колеблется от нескольких десятков метров до 1—2 *км*, ширина — от 3—4 до 25—30 *м*, глубина плёсов от 1 до 1,5 *м*. Однако в отдельных местах, особенно там, где плёсы имеют большую ширину, глубина их резко увеличивается, достигая 5—8 и даже 10 *м* (в широких плёсах). Вода в реке минерали-

зована, но пригодна для питья и широко используется для водопоя скота. Скорость течения небольшая.

Наиболее крупными правыми притоками р. Иргиз являются (с севера на юг): рр. Уймола, Карабутак, Киякты-Сай, Шолак-Кайракты, Узень-Кайракты, Талдык с притоком (балка Тюлю-Сай), Шет-Иргиз, балки Сары-Сай, Талды-Сай и другие. Все они, так же как и р. Иргиз, имеют плёсовый характер и содержат воду различной степени минерализации, но преобладают пресные воды. Ширина долин их обычно незначительная; склоны долин постепенно переходят в коренные берега.

Кроме р. Иргиз с притоками, в восточной части описываемого района протекает р. Телькара, относящаяся также к бассейну р. Тургай. Река имеет плёсовый характер. Плёсы небольшие; длина их обычно не превосходит нескольких десятков метров, а ширина, как правило, составляет 3—4 *м*. Вода на всем протяжении горько-соленая. Долина чрезвычайно широкая, достигающая нередко 30 *км*.

В южной части изученной площади протекает рч. Жабы-Сай с ее многочисленными левыми притоками (балками Текели, Кунгурдан-Сай и рядом безымянных, более мелких, балок). Речка Жабы-Сай течет в широтном направлении и лишь на границе листов М-41-XXXI и М-41-XXXII меняет свое направление на юго-восточное, впадая несколько ниже развалин аула Жалаулы в оз. Мельде-Куль. Общая длина ее составляет около 70 *км*, а с притоком — балкой Текели, являющейся ее непосредственным продолжением к западу-северо-западу — более 100 *км*. Все левые притоки речки протекают в юго-восточном направлении.

Для рч. Жабы-Сай характерно полное отсутствие правых притоков, что объясняется геологическим строением района: к северу от описываемой речки развиты мягкие глинистые породы саксаульской свиты. К югу от нее распространены породы того же возраста, но представлены они преимущественно сливными кварцитовидными песчаниками.

Водный баланс рч. Жабы-Сай и ее притоков очень незначителен. Большинство притоков имеют воду только в период весеннего паводка, а летом пересыхают. Сама рч. Жабы-Сай в течение лета имеет воду только в отдельных плёсах в нижнем течении; в верхнем течении ее воды не бывает. Отсутствием достаточного количества воды и объясняется очень слабая заселенность этой территории, хотя в недалеком прошлом она была населена больше; об этом свидетельствует большое количество развалин аулов, приуроченных к бассейну рч. Жабы-Сай. Качество воды удовлетворительное; хотя она и содержит большое количество взвешенных частиц, но тем не менее вполне пригодна для питья и для водопоя скота. Максимальная ширина долины рч. Жабы-Сай достигает 2 *км*. Террасы выражены слабо и в большинстве случаев весьма постепенно сливаются с коренным берегом.

Перечисленными реками только и представлена гидрографическая сеть района, если не считать нескольких безымянных балок, встречающихся на изученной территории. Их длина обычно не превышает 20—25 *км;* в руслах балок наблюдается большое количество мелких (от 0,2 до 2,0 *м* глубины) временных водотоков, число которых нередко достигает 10—15. В большинстве случаев балки на всем протяжении сухие.

Из наиболее крупных озер необходимо отметить прежде всего систему озер, расположенных к юго-юго-востоку от районного центра Иргиз. Они начинаются непосредственно к югу от пос. Иргиз и прослеживаются до широты 48°15′. Сюда относятся (с севера на юг) озера Сабан-Куль, Кара-Куга, Б. и М. Жальнаш, Талды-Куль, Сор-Куль, Аши-Сай, система безымянных озер в районе колхозов Арал, Коминтерн и южнее их оз. Коты-Куль, Кок-Куль и многие другие. Площадь водного зеркала озер различна; максимальная величина ее достигает 15 *км*^{2}. Озера мелкие, обычно густо заросшие осокой и тростником; наибольшая

глубина их не превышает 3—5 *м*. Вода в большинстве озер пресная, почти не минерализованная, приятная на вкус.

Площадь повсеместного развития озер составляет около 200 *км*².

К югу от оз. Кок-Куль озера описанного характера не встречаются. Однако и здесь наблюдается пониженная, совершенно нерасчлененная равнина с многочисленными мелкими блюдцеобразными понижениями, связанными с Тентяк-Сором; через него северная цепь озер соединяется с озером Мельде-Куль, находящимся в южной части исследованной площади. Однако это озеро имеет уже совершенно иной характер, хотя площадь, им занимаемая, значительна и составляет около 25 *км*². Озеро мелкое, с причудливой извилистой береговой линией, многочисленными заливами, бухточками. Наибольшая глубина его не превышает 0,7 *м*. Берега очень пологие, совершенно лишенные растительности. Вода пресная, вполне пригодная для питья.

Из других озер необходимо отметить Кызыл-Куль, Жар-Куль, Кайнар, Тумалы-Коль, Кула-Коль и т. д., а также многочисленные соры. Некоторые из них достигают значительной площади (Тентяк-Сор более 100 *км*², Сор-Коль около 50 *км*²).

Климат описываемого района резко континентальный. В этих местах почти беспрерывно дуют сильные ветры.

После короткой весны продолжительностью в один месяц наступает жаркое знойное лето, которое сменяется короткой осенью. Зима устанавливается обычно в конце ноября, а полное стаивание снега происходит к концу марта. Наибольшая толщина снегового покрова в феврале — самом снежном месяце года — достигает 0,5 *м*; при этом почва промерзает на глубину до 1 *м*, а иногда и более. Там, где снеговой покров меньше и не превышает 0,2—0,3 *м*, почва промерзает на глубину до 1,5 *м*.

Атмосферное давление в районе имеет устойчивый характер и мало изменяется в летние и зимние месяцы, несколько понижаясь весной и в первой половине лета (до 992 миллибар против 1011 миллибар в январе).

Средняя годовая температура по многолетним наблюдениям составляет +3,8°. Колебания месячных температур за последние 4 года (1949—1953) по данным Иргизской и Таупской [1] метеостанций видны из табл. 1.

Общее годовое количество осадков сильно колеблется, составляя в среднем около 160 *мм*. Например, в 1950 г. общее количество осадков составило всего 97,8 *мм*, а за 9 мес. 1953 г. (I—IX) их выпало 245,8 *мм* (данные Иргизской метеостанции). В таких же широких пределах изменяются и месячные количества осадков, что видно из табл. 2 (данные за последние 4 года — 1949—1953).

Таким образом, наибольшее количество осадков выпадает весной и летом (28+35 = 63%) и значительно меньше осенью и зимой (18 + 19 = 37%).

Выпадение осадков большей частью кратковременное. Чаще всего наблюдаются сильные ливни, сопровождающиеся порывистыми ветрами, скорость которых достигает 15—16 *м/сек*.

Бо́льшая часть осадков расходуется на испарение (около 60%) и только около 10% поглощается; остальное количество идет на сток. Многократное превышение испарения над поглощением обусловливает резкий недостаток влажности. Минимальный процент влажности — 10% (июль), максимальный — 90% (март—апрель).

Растительность в районе исследований преимущественно степная, травянистая, и лишь вблизи берегов р. Иргиз встречаются единичные деревья, а в котловинах выдувания среди песчаных массивов изредка наблюдается кустарниковая растительность, представленная главным образом саксаулом.

[1] Метеостанция Тауп находится у западной границы песчаного массива одноименного названия в 90 *км* к юго-востоку от пос. Иргиз.

Таблица 1

Месяцы	Температура в °С				
	средняя	средняя максимальная	средняя минимальная	абсолютная максимальная	абсолютная минимальная
Январь	От—13,6 до—20,5	От— 9,6 до—14,3	От—19,5 до—25,7	+ 2,5	—40,1
Февраль	От— 9,3 до—23,4	От— 5,5 до—14,1	От—13,2 до—24,3	+ 2,1	—42,0
Март	От— 5,1 до—12,8	От— 0,4 до— 5,5	От— 9,4 до—12,9	+ 9,9	—32,3
Апрель	От+ 3,6 до+19,2	От+ 9,2 до+24,9	От+ 2,2 до+13,1	+33,9	—17,3
Май	От+17,2 до+19,2	От+24,0 до+26,6	От+10,1 до+11,0	+37,4	— 5,6
Июнь	От+19,2 до+24,0	От+24,9 до+29,0	От+13,0 до+14,1	+38,2	+ 2,5
Июль	От+23,0 до+26,2	От+29,3 до+33,4	От+15,1 до+17,4	+41,0	+ 7,9
Август	От+21,5 до+24,3	От+29,6 до+31,0	+14,9	+38,6	+ 4,6
Сентябрь	От+15,8 до+16,7	От+23,3 до+24,5	От+ 9,6 до+ 9,9	+34,8	+ 0,3
Октябрь	От+ 3,8 до+ 6,1	От+11,5 до+13,1	+0,3	+26,1	—15,0
Ноябрь	От+ 4,7 до— 8,1	—1,4	От—11,0 до—12,6	+11,7	—30,6
Декабрь	От— 4,4 до—16,4	От— 1,8 до—10,2	От— 7,7 до—20,7	+ 6,8	—27,7

Таблица 2

Месяцы	Количество осадков в *мм*			
	по данным метеостанции Иргиз		по данным метеостанции Тауп	
	средним	от—до	средним	от—до
Январь	8,4	2,4—18,8	8,2	0,1—16,7
Февраль	7,1	2,8—15,4	7,7	5,3— 9,9
Март	13,0	0,0—39,7	12,0	0,0—42,2
Апрель	16,5	1,2—46,2	18,1	0,8—48,8
Май	10,2	1,8—25,4	16,6	0,9—28,0
Июнь	27,1	8,0—46,2	9,3	5,1—24,1
Июль	33,4	15,0—67,5	16,1	14,1—35,4
Август	6,9	0,6—22,0	11,7	2,8—20,6
Сентябрь	11,8	3,5—22.0	13,7	2,8—24,6
Октябрь	9,5	3,6—15,5	18,6	14,0—23,4
Ноябрь	1,6	0,2— 3.0	6,4	0,2—15,5
Декабрь	6,0	3,1—10,5	10,5	5,8—19,3

Район исследования населен слабо. Из наиболее крупных населенных пунктов можно назвать районные центры Карабутак, Иргиз и ряд колхозов, приуроченных почти исключительно к западной части изученной площади. Среди них отмечаются крупные колхозы: «15 лет Казахстана», имени Л. М. Кагановича, «Октябрь», имени С. М. Кирова, «30 лет Казахстана», «Арал», «Коминтерн» и другие. В целом плотность населения очень мала, что объясняется неблагоприятными климатическими условиями и, прежде всего, недостатком воды.

Дорожная сеть на этой территории развита чрезвычайно слабо. Имеется несколько автомобильных грунтовых дорог, соединяющих район-

ные центры и другие населенные пункты (колхозы) между собой и с железнодорожными станциями (Актюбинск, Челкар, Аман-Карагай). Остальные, очень немногочисленные, дороги, имеющиеся на территории района, являются либо старыми заброшенными караванными путями, совершенно непригодными для автотранспорта, либо тропами, связывающими бывшие стоянки летних кочевий или заброшенные зимовки.

Основное занятие жителей — скотоводство, преимущественно овцеводство. Земледелие развито слабо. Поля засеваются главным образом просом, реже — пшеницей.

III. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

Несмотря на почти двухвековую историю исследования Западного Казахстана, центральную и южную части Тургайского прогиба следует отнести к числу наименее изученных его площадей.

Находящийся в стороне от основных путей сообщения со Средней Азией, закрытый с поверхности покровом рыхлых отложений, пустынный, безводный и малонаселенный край долгое время не привлекал внимания исследователей. Изучение его до самого последнего времени носило эпизодический характер. Первые сведения о геологии края были отрывочными, собранными в результате попутных исследований во время путешествий с военными отрядами, дипломатическими миссиями или специально снаряженными экспедициями. В этих отчетах преобладают только самые общие физико-географические данные, а о геологии района имеются лишь попутные замечания.

Политика царского правительства была направлена прежде всего на хищническое освоение окраин с наиболее богатыми природными ресурсами, как, например, стран Средней Азии. Территория же так называемых «киргизских степей» с их пустынными безводными пространствами совершенно не привлекала ни внимания правительства, ни частных коммерческих компаний.

Лишь в начале XX в., в связи с колонизацией обширных площадей Казахстана, потребовавших детального исследования физико-географических условий, геологии и минеральных богатств края, Отдел земельных улучшений Министерства земледелия проявил некоторый интерес к Тургайской равнине, однако эти работы были быстро прекращены. Изучение Тургайского прогиба началось только после Великой Октябрьской социалистической революции.

Советскими геологами в этом районе были проведены геолого-съемочные и поисково-разведочные работы, сопровождающиеся геофизическим профилированием и большим объемом буровых и горных работ. В результате за короткий промежуток времени в этом казавшемся бесперспективным районе выявлен целый ряд месторождений полезных ископаемых, имеющих большое народнохозяйственное значение.

Первые физико-географические сведения о бассейне р. Тургай имеются в трудах академиков И. Г. Гмелина и П. С. Палласа (вторая половина XVIII в.). Из более поздних исследователей середины XIX в., работы которых в настоящее время имеют историческое значение, необходимо прежде всего назвать А. Нешеля.

В 1856 г. А. Нешель опубликовал очерк об экспедиции, снаряженной в 1847 г. оренбургским губернатором Обручевым по маршруту Орск—Тургай—Иргиз—Аральское море—Бухара. А. Нешель впервые более подробно говорит о геологии края наряду с описанием климата, растительности и почвы. В северо-западном обрамлении Тургайского прогиба (по р. Кумак) он отмечает выходы пород «уральского типа», а южнее (от верховьев р. Улькояк) — более молодые, горизонтально залегающие отложения, правильно отнесенные им к осадкам третичного моря.

Из других исследователей XIX в. необходимо назвать Г. В. Абиха (1858), Г. А. Траутшольда (1859) и Г. П. Гельмерсена (1879), работы которых были посвящены преимущественно описанию третичной фауны и флоры.

Таким образом, и во второй половине XIX в. изучение рассматриваемой территории носило также эпизодический характер, а число исследователей составляло единицы. Так продолжалось до начала XX в., когда исследование этих районов несколько оживилось в связи с деятельностью переселенческого управления.

В 1909 г. в № 4 журнала «Водное дело» была опубликована статья Ф. П. Моргуненкова о возможности освоения в низовьях рр. Иргиза и Тургая территории площадью около 350 тыс. десятин, удобной для полеводства с применением искусственного орошения.

В 1912 г. была напечатана статья И. Г. Зунтуриди, проводившего работы в 1910—1911 гг. в нижнем течении рр. Иргиза и Тургая с целью выяснения целесообразности проекта Ф. П. Моргуненкова.

В 1911—1914 гг. Отделом земельных улучшений проводился ряд гидрогеологических работ главным образом в южной части Тургайского прогиба. Сюда относятся работы Н. Г. Кассина, П. В. Матвеева, А. П. Нифонтова, М. Я. Капланова, И. Я. Гайлита. Последним исследователем во время изучения центральной части чинка Челкар-Нура, в оврагах Мын-Сай и Кур-Сай, было открыто крупное захоронение фауны млекопитающих, позволившее наметить расчленение толщи континентальных третичных отложений.

Наибольшее значение имеют геологические и гидрогеологические исследования Н. Г. Кассина в центральной части Тургайского и в юго-восточной части Иргизского районов. Частично работами Н. Г. Кассина захвачена непосредственно и описываемая территория (1914). Этим исследователем впервые была разработана детальная стратиграфия третичных осадков, обоснованная огромным фактическим материалом. Для расчленения только морских палеогеновых толщ Н. Г. Кассиным было определено из различных горизонтов более 200 видов моллюсков. Это и позволило ему создать ту схему расчленения, которая положена в основу современной стратиграфии третичных толщ Арало-Тургайской низменности.

Среди третичных отложений Н. Г. Кассин выделяет:

1. Нижний и средний эоцен — пластичные сине-серые глины с многочисленной фауной моллюсков.

2. Верхний эоцен — глины, аналогичные горизонту 1 с фауной бартонского яруса.

3. Нижний олигоцен — аналогичные глины с фауной моллюсков нижнего олигоцена.

4. Средний олигоцен — соленосные и гипсоносные сине-серые и бурые глины, в верхней части сменяющиеся песчаниками с обильной фауной пелеципод и гастропод.

5. Верхний олигоцен — пески, железистые песчаники и галечники с редкими зубами акул и позвонками рыб.

6. Нижний миоцен (аквитанский ярус) — песчано-глинистые отложения с костями млекопитающих, пресноводной фауной, растительными остатками и прослоями бурых углей.

7. Нижний миоцен (первый средиземноморский ярус) — морские отложения, представленные слюдистыми песками, постепенно сменяющимися вверх по разрезу белыми, а затем пестроцветными глинами.

8. Средний миоцен — верхняя часть второго средиземноморского яруса, представленная бурыми, сильно известковистыми песками и глинами с пропластками и линзами известняков и мергелей, содержащих большое количество мелкой битой ракуши.

Одновременно Н. Г. Кассиным была произведена параллелизация третичных отложений Тургайского прогиба с таковыми Западно-Сибирской низменности, Приаралья и Мангышлака.

В 1915 г. опубликовывается небольшая работа М. М. Пригоровского, который производил исследования вдоль северного берега оз. Челкар-Тенгиз и в районе р. Жиланчик, т. е. восточнее и юго-восточнее рассматриваемого района. Он разделяет всю толщу третичных отложений на 4 свиты, из которых самая нижняя является морской, а остальные — континентальными. Вывод автора о возрасте этих отложений, относимых им преимущественно к миоцену, ошибочен.

В 1920—1924 гг. на большой площади, значительно превосходящей Иргизский и Тургайский районы в их административных границах, работала Тургайская мелиоративная экспедиция. В 1930 г. в Ташкенте (изд. Каз. НКЗ) был опубликован ряд статей Д. Д. Букинича, П. В. Васильевского и др., подводящих итоги работы экспедиции. Геологических данных в этих статьях почти нет, но они содержат сведения по вопросу возможного развития сельского хозяйства в указанных районах. В статье П. В. Васильевского («Гидрогеологическая характеристика Иргиз-Тургайского района») приводятся общие соображения автора о геологии и водоносности отдельных стратиграфических горизонтов, однако новых данных в ней нет. Большой материал о климате приводится в статье М. Д. Пономарева.

В 1927 г. появилась работа А. А. Козырева «Краткий гидрогеологический очерк Казахстана», имеющая общий характер. Интересен в ней разрез скважины, пробуренной в 1913 г. ст. техником Петровским к северо-востоку от пос. Иргиз.

К периоду 1931—1939 гг. относится ряд работ, в том числе и обобщающих, посвященных геологическому изучению различных участков Тургайского прогиба. Они касаются главным образом уточнения вопросов стратиграфии и палеонтологии отдельных горизонтов третичного разреза и серьезного практического значения не имеют.

В 1931 г. в районе Челкар-Нуры производила геологические исследования с целью детализации стратиграфии третичных отложений А. И. Исаева.

В том же году Т. А. Мордвилко производила работы вдоль северного берега оз. Челкар-Тенгиз, в районе песков Сазыбая (Сазанбая в транскрипции автора) и в нижнем течении р. Жиланчик. Данный район не входит в исследованную нами площадь, однако выводы автора в ряде случаев спорны и на них следует кратко остановиться.

Автор расчленяет верхнепалеогеновые и неогеновые отложения на следующие свиты (снизу):

1. Свита диагонально-слоистых слюдистых песков с прослоями песчанистой глины, выклинивающаяся в восточной части чинков Челкар-Нуры. Возраст — средний или верхний олигоцен.

2. Индриковая свита — серо-зеленые глины и светлые слюдистые пески с фауной пресноводных моллюсков и костями носорогов. Возраст — условно верхний олигоцен.

3. Надиндриковая свита — сильно окремнелые пески с прослоями железистых песчаников. Возраст — нижний миоцен.

4. Нижняя свита Сазанбая — песчаники и коричневые глины, обогащенные конкрециями сферосидеритов, с пластами лигнита и обильными растительными остатками. Возраст — миоцен—нижний аквитан.

5. Верхняя свита Сазанбая, представленная гипсоносными коричневыми глинами с редкими растительными остатками и тонкими углистыми прослоями. Возраст — миоцен.

Граница между 4 и 5 свитами, по мнению автора, свидетельствует о более или менее длительном перерыве.

По этой стратиграфической схеме имеются два замечания:

1. Разделение отложений на нижнюю и верхнюю сазанбайские свиты произведено Т. А. Мордвилко ошибочно. В действительности во всех разрезах и обнажениях в районе г. Сазыбай эти отложения выступают как единая монолитная толща, резко отличающаяся как от подстилающих глин среднего олигоцена, так и от перекрывающей ее песчано-глинистой пестроцветной свиты.

2. Нельзя согласиться с Т. А. Мордвилко и в вопросе об отнесении индриковой свиты к верхнему олигоцену, а надиндриковой — к нижнему миоцену. Как показали последующие исследования акад. А. А. Борисяка, первая из этих свит является несомненно среднеолигоценовой.

В 1932 г. А. И. Поярковой произведены определения растительных остатков из индрикотериевой свиты района оз. Челкар-Тенгиз и установлен ее верхнеолигоценовый возраст.

В начале 30-х годов начал геолого-съемочные работы в Южных Мугоджарах Г. И. Водорезов, работающий в этих районах и до настоящего времени. В число детально изученных этим исследователем площадей входит и часть исследованного района по левобережью Иргиза. Г. И. Водорезов впервые разработал стратиграфию докембрийских и палеозойских толщ и составил в масштабе 1 : 200 000 геологическую карту Южных Мугоджар. Подробнее взгляды Г. И. Водорезова будут изложены в стратиграфической части нашей работы.

В 1935 и в 1937 гг. вышли две небольшие статьи Л. Б. Рухина, в которых разбираются вопросы стратиграфии и дается описание некоторых новых или редких видов моллюсков из приаральского палеогена. Статьи освещают геологию третичных отложений северо-восточного Приаралья, но поскольку в них дается ряд сопоставлений с соседними районами, следует их кратко рассмотреть.

Всю толщу третичных отложений Л. Б. Рухин делит на 5 свит (А, В, С, Д и Е). Нижняя свита (Е) относится автором к палеоцену, свита Д — к эоцену, свита С — к среднему олигоцену, а свиты А и В (в том числе и слои с *Corbula helmerseni* Mikh — аральский горизонт) — к верхнему олигоцену. Автор пытается доказать свою стратиграфическую схему палеонтологическими данными. Так, для низов свиты гипсоносных серо-зеленых глин (свита Е) Л. Б. Рухиным приводится список моллюсков, включающий около 15 видов. Судя по преобладанию «палеоценовых» видов (*Leda ovoides* Koen., *Corbula* cf. *cossmanni* Netsch., *Pectunculus volgensis* Netsch., *Cytherea laevigata* Lamk., *Ostrea* cf. *flabellula* Lamk. и др.), автор ошибочно (как мы увидим ниже) относит эту толщу к палеоцену. Неточными являются и представления автора о возрасте чеганской свиты (свита Д), которую он полностью отнес к эоцену, не допуская для верхов ее нижнеолигоценового возраста. Наконец, свита А — корбулевые слои — отнесена им к верхнеолигоценовому возрасту совершенно неправильно. За последние годы многочисленными работами доказана принадлежность аральского горизонта к верхам нижнего — низам среднего миоцена.

В 1936 г. выходит небольшая работа М. О. Борсук, в которой описывается флора, собранная Т. А. Мордвилко из нижней свиты в основании чинка Науша (нижнее течение р. Жиланчика). Флора, по мнению М. О. Борсук, характеризуется широким вертикальным распространением, а песчаники, ее заключающие, являются верхнеолигоценовыми — нижнемиоценовыми (аквитанскими). Автор описывает 10 новых видов растений, кроме известных ранее.

В 1936 г. вышла в свет работа Т. А. Мордвилко, в которой она на основании своих исследований и литературных сведений дает схему параллелизации третичных отложений Тургайской впадины, Приаралья, Кара-Тау и Средней Азии. В настоящее время выводы автора устарели и имеют скорее исторический интерес.

В 1936—1937 гг. восточнее исследованного нами района, к югу от р. Жиланчик, проводили геологические исследования Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1940). В результате работ авторы пришли к выводам, отличным от выводов других геологов—исследователей этого района.

Так, Н. С. Зайцев (1939), приводя краткое описание континентальных отложений юго-восточной части Тургайского прогиба, сопоставляет индриковую и надиндриковую свиты Челкар-Нуры с болаттамской толщей. Обе свиты он объединяет в индрикотериевую, считая последнюю синонимом болаттамской толщи.

Следует отметить, что Н. С. Зайцев неправильно считает индрикотериевую свиту морской, предполагая, что пресноводная фауна и кости млекопитающих сносились сюда с прилегающей суши.

В 1939 г. появилась статья Б. А. Петрушевского, где автор рассматривает вопросы структуры Тургайской впадины. Критика взглядов Б. А. Петрушевского приводится в одной из предыдущих наших работ (Овечкин, 1954).

В 1937—1939 гг. в южной части Тургайского прогиба и в Северном Приаралье работала группа геологов Академии наук СССР (В. А. Вахрамеев, Р. Е. Принц, В. Е. Сатин, Ф. В. Щеленков и др.) под руководством А. Л. Яншина. Целью работ была проверка существования так называемого «Арало-Қызылкумского вала», наличие которого предполагалось А. Д. Архангельским, и выяснение геологического строения района. На основании произведенного исследования была составлена геологическая карта в масштабе 1 : 500 000. Исследованиями охвачена огромная площадь (75 000 *км*^{2}), заключенная между широтным течением р. Иргиз на севере и северным берегом Аральского моря на юге, и между Чаграйским плато на западе и Приаральскими Қара-Кумами на востоке. В северной части карта перекрывает исследованный нами район.

В результате работ А. Л. Яншину удалось произвести следующее стратиграфическое расчленение обнажающихся здесь пород (приводим только горизонты, встреченные в юго-западной части Тургайского прогиба):

Pz — эпидотизированные сланцы.
Pg_2^{ts} — тасаранская свита; опоковидные сланцеватые глины.
Pg_2^{sk} — саксаульская свита; кварцевые глинистые пески.
$Pg_2^{\check{c}}$ — чеганская свита; зеленые сланцеватые глины с гипсом и мергелистыми стяжениями.
Pg_3^{k} — континентальный олигоцен; пески мелкозернистые, глинистые, серовато-розового цвета.
Q — четвертичные отложения; среди них выделяются:
а) закрепленные снивелированные пески,
б) закрепленные бугристые пески,
в) аллювий и пролювиальные осадки бессточных впадин,
г) осадки соров и соленых озер.

В 1940 г. В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным в докладах АН СССР была опубликована заметка, уточняющая состав и возраст палеозойских осадков, выходящих на поверхность в 35 *км* к юго-западу от пос. Иргиз.

В 1945 г. посмертно была опубликована небольшая статья А. К. Алексеева, написанная по материалам автора, собранным во время полевых работ 1930—1931 гг. Она содержит описание 9 видов моллюсков из кварцитовидных песчаников Северного Приаралья, однако значение ее значительно большее. В этой работе автор не только устанавливает среднеэоценовый возраст песчаников, но и подтверждает верхнеэоценовый возраст чеганской свиты, верхнеолигоценовый возраст корбулевых слоев, а также высказывает предположение о возможной синхронизации кварцитовидных песчаников с нуммулитовыми известняками п-ова Куланды. Анализ описанной фауны позволяет ему наметить также связь

между палеогеновыми отложениями Северного Приаралья и палеогеном Ферганы, Бухары и других мест Средней Азии.

Автор совершенно правильно отмечает широкое пространственное распространение кварцитовидных песчаников от Иргиза до Казалинска. Однако некоторые его стратиграфические выводы являются спорными, о чем будет сказано в соответствующих разделах нашей работы.

Новый этап в изучении Тургайского прогиба начался после окончания Великой Отечественной войны, когда ежегодно начали проводиться крупные комплексные (разведочные, поисково-съемочные и различные тематические) геологические исследования. При этом мы имеем в виду исследования только центральной и южной частей Тургайского прогиба, не говоря уже о его северной части, которая в настоящее время становится одним из важных рудных и топливных районов страны.

В 1946 г. в пределах листа М-41 работала Тургайская экспедиция ВСЕГЕИ под общим руководством Е. П. Бойцовой. Целью работ экспедиции являлось составление геологической карты в масштабе 1 : 1 000 000, необходимой для постановки дальнейших более детальных поисково-съемочных и разведочных работ. В интересующей нас юго-западной части этого региона съемку вели Е. П. Бойцова и Н. К. Овечкин. В полосе к северу от широтного течения р. Иргиз этими исследователями выделяется комплекс третичных отложений, а северо-западнее — в долине р. Иргиз — различные палеозойские и интрузивные породы.

Наиболее древними породами в пределах района, изученного авторами, являются толщи гранито-гнейсов и гнейсов докембрия и протерозойских кварцитов. На них налегают метаморфические сланцы нижнего палеозоя, перекрывающиеся комплексом вулканогенных пород верхнего силура и среднего девона. Все перечисленные толщи прорываются интрузиями кислого и основного состава.

Возраст докембрийских и палеозойских пород, в которых авторами не было найдено никаких органических остатков, установлен по аналогии с такими же, но более изученными отложениями соседних районов. Как показали последующие исследования, возраст отдельных толщ был установлен авторами неправильно.

Среди третичных и четвертичных осадков Е. П. Бойцова и Н. К. Овечкин выделили:

а) палеоцен (?) — нижнеэоценовые отложения, представленные двумя горизонтами: 1) глауконитовыми песчаниками и конгломератами, 2) плотными опоковидными светложелтыми глинами;

б) среднеэоценовые осадки, представленные толщей кварцевых песков, светлосерых песчаников, сливных кварцитовидных песчаников и глинистых серых песков с галькой;

в) верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые отложения (чеганская свита), куда относится свита зеленовато-серых глин с конкрециями мергеля, включениями гипса и обильной фауной пелеципод и гастропод;

г) континентальные третичные отложения, среди которых отмечаются: а) осадки верхнего олигоцена (песчано-глинистые породы), б) нижний миоцен (кварцевые косослоистые пески, железистые песчаники и конгломераты) и верхний миоцен (пестроцветные глины и белые глинистые пески);

д) плиоцен-древнечетвертичные отложения — аллювиальные осадки, не связанные с долинами современных рек;

е) четвертичные отложения.

Взгляды на возраст отдельных стратиграфических горизонтов при последующих исследованиях авторами были пересмотрены.

С 1947 г. в юго-восточной части Тургайского прогиба проводит работы группа сотрудников Казахской Академии наук (Е. И. Соболева, В. С. Ба-

жанов и др.) во главе с В. В. Лавровым. Детально данные этих работ будут рассматриваться в стратиграфическом очерке.

Здесь мы упомянем только об одной из последних работ В. В. Лаврова «О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири» (1951). Автор выделяет в Тургайской впадине следующие горизонты континентальных третичных отложений: индрикотериевую свиту среднего олигоцена, куда входят индрикотериевые и болаттамские (углисто-каолиновые) слои, песчано-глинистую (тургайскую) свиту верхнего олигоцена, свиту соленосных глин (аральские слои) нижнего миоцена и свиту «турме» среднего и верхнего миоцена. В этой статье, по сравнению с предыдущими, взгляды автора значительно изменились.

В 1948 г. на одном из участков рассматриваемой территории проводил геологическую съемку Л. И. Киселев. Стратиграфическое расчленение третичных отложений, слагающих бо́льшую часть изученной площади, произведенное Л. И. Киселевым, в основном совпадает с нашими данными.

Летом 1949 г. в районе чинка Челкар-Нура и к востоку от него работали группы геологов, под руководством В. И. Самодурова и Н. К. Овечкина (Т. П. Бондарева, Н. И. Иванова и В. М. Бут). Сводный геологический разрез третичных отложений по данным этих авторов (с указанием мощностей) следующий:

1. Верхний эоцен — нижний олигоцен (чеганская свита) . . . . . 60 *м*
2. Средний олигоцен (зеленые и бурые гипсоносные глины) . . . . . 15 *м*
3. Средний и верхний олигоцен (лигнитоносная свита) . . . . . 12 *м*
4. Верхний олигоцен (свита белых кварцевых косослоистых песков и алевритов) 10 *м*
5. Нижний миоцен (свита гипсоносных пестрых и зеленых глин) . . . . 50 *м*
6. Миоцен (?) (ожелезненные пески с прослоями железистых песчаников и конгломератов) . . . . . 5 *м*
7. Четвертичные отложения.

В 1948 г. П. А. Мчедлишвили разделяет (по флоре) континентальные третичные отложения Тургайской впадины на четыре горизонта. Разделение произведено искусственно, очень слабо обосновано фактическим материалом и совершенно не соответствует имеющимся геологическим данным.

В небольшой статье Л. Н. Формозовой (1949) после подробного описания континентальных свит Северного Приаралья производится сопоставление их со свитами Челкар-Нуры. Схема сопоставления дана в табл. 3.

Таблица 3

Возраст	Свиты Северного Приаралья	Их аналоги в районе оз. Челкар
Нижний олигоцен	Чеганская свита	Чеганская свита
Средний олигоцен	Кутан-Булакская свита	Слюдистая свита Н. С. Зайцева (горизонт „С" М. М. Пригоровского)
	Чиликтинская свита	Костеносная индриковая свита (горизонт „В" М. М. Пригоровского)
	Джаксы-Клычская свита	Горизонт Абамбас-Чинка с зубами акул
Верхний олигоцен	Чаграйская свита	Надиндриковая свита песков и железистых песчаников (горизонт „А" М. М. Пригоровского)
Нижний миоцен	Аральская свита	Сазанбайская свита (?)

В 1950 г. вышла работа Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского, посвященная исследованию геологического строения южной части Тургайской впадины. Несмотря на то, что со времени опубликования первых работ этих авторов прошло более 13 лет, а за это время накопился большой фактический материал по геологии Тургайской впадины, взгляды авторов на стратиграфию и особенно на тектоническое строение описываемого региона совершенно не изменились. Наоборот, даже в тех немногих опубликованных или многочисленных работах, которые были доступны авторам, они стремятся найти подтверждение своим прежним, в значительной мере умозрительным заключениям.

Наши многолетние наблюдения, исследования многих других геологов (А. Г. Бер, П. С. Галкина, Э. Д. Джавадова, В. И. Самодурова и др.), данные бурения и геофизики доказали несостоятельность структурных построений Б. А. Петрушевского для Тургайского прогиба в целом. По геофизическим данным, например, он не представляет собой единой мульды, а состоит из ряда отдельных впадин, чередующихся с выступами палеозойского фундамента.

В 1951 г. в восточной части рассматриваемой территории работала группа геологов под общим руководством А. В. Сотникова и В. И. Самодурова (Э. Д. Джавадов, Т. С. Ситникова, А. Я. Фроленкова и другие). В результате работ авторы дают следующее расчленение третичных осадков (снизу):

Морской палеоген

а) Тасаранская свита, относимая по возрасту к среднему, эоцену и низам верхнего эоцена;

б) саксаульская свита — верхний эоцен;

в) чеганская свита — верхний эоцен — нижний олигоцен.

Континентальные третичные отложения

г) Среднеолигоценовые отложения, в которых выделяются песчано-слюдистая и индрикотериевая свиты;

д) нерасчлененные отложения среднего и верхнего олигоцена, подразделяемые в тексте данной работы на среднеолигоценовые и верхнеолигоценовые осадки.

Четвертичные отложения

Аллювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные породы, отложения песчаных массивов и озерные осадки.

По тектоническому строению исследованный район, по данным авторов, представляет собой чередование антиклинальных и синклинальных складок, простирающихся в направлении, близком к меридиональному. С запада на восток здесь выделяются три структуры: Коныр-Тюбинская и Челкар-Нуринская антиклинали и Нижне-Тургайская синклиналь.

По этой работе следует сделать два существенных замечания:

1. В ней недостаточно отражен фактический материал, что бесспорно снижает ее достоинство и заставляет с некоторой осторожностью подходить к тем выводам, которые в ней даются.

2. Палеонтологически отдельные свиты морского палеогена охарактеризованы авторами недостаточно, что затрудняет определение возраста отложений. Например, вызывает сомнение отнесение тасаранской фауны не только к среднему эоцену, но и к низам верхнего эоцена. Правильнее, судя по многочисленным определениям комплекса фауны из различных пунктов Тургайской впадины и Мугоджар (из разных частей разреза тасаранской свиты), низы этих отложений относить еще к верхам нижнего эоцена. То же замечание относится и к отдельным свитам континентальных третичных отложений.

С 1951 г. по настоящее время в северной части изученного района работает группа геологов Западно-Казахстанской экспедиции (Р. А. Сегедин, Л. Г. Туркова, З. Д. Сегедина, К. А. Коблов и др.). Ими выделяются здесь отложения нижнего палеозоя, силура, нижнего и среднего

карбона. У нас имеются расхождения со стратиграфической схемой указанной группы геологов, о чем будет сказано ниже, при рассмотрении стратиграфии соответствующих отложений.

В 1953 г. была опубликована докторская диссертация А. Л. Яншина, являющаяся сводкой по геологии Северного Приаралья. По объему изложенного в ней фактического материала и по глубине его проработки и обобщения эта работа является фундаментальным вкладом не только в изучение геологии Северного Приаралья, но и в советскую геологию вообще. Автором делаются широкие региональные обобщения, причем Тургайский прогиб и восточный склон Мугоджар рассматриваются в этой работе достаточно детально. Более подробно взгляды автора будут рассмотрены в нашем стратиграфическом очерке; здесь же мы остановимся только на данных, прямо или косвенно касающихся описываемого нами района.

А. Л. Яншин не рассматривает стратиграфию палеозойских толщ восточного склона Мугоджар, но касается вопроса о возрасте палеозойских пород в районе мелкосопочника Жибынын-Тау (урочище Жаман-Шин по картам масштаба 1 : 200 000) в 35 *км* к юго-западу от пос. Иргиз. Уточняя возраст этих отложений по сравнению с более ранними данными (Вахрамеев и Яншин, 1940), автор считает древний комплекс различных кристаллических сланцев «скорее всего протерозойским, менее вероятно — нижнепалеозойским»; молодая вулканогенная свита относится им к среднему девону. Выходы палеозойских пород на поверхность приурочены к своду Тасаранской антиклинали.

Детальное стратиграфическое описание А. Л. Яншин начинает с континентальных отложений нижнего мела. Им выделяются здесь пестроцветные глины неокома, серия глинисто-алевритовых пород среднего альба, в которых устанавливаются (по крайней мере в пределах Чушкакульской антиклинали) четыре свиты (снизу—Кок-Булак, Қызыл-Шен, Қараче-Тау и Музбель), отложения верхнего альба, и, возможно, сеномана (преимущественно песчаные водоносные породы), осадки турона (?) (верхняя пестроцветная свита) и коньяк-сантона (?) — песчаная свита континентальных отложений. А. Л. Яншиным выделены также морские верхнемеловые отложения, относящиеся к сеноману, турону, условно — к коньяку, достоверно — к сантону (на крыльях Чушкакульской антиклинали и на мысе Изенды) и значительно шире распространены в кампане. Отложениям нижнего маастрихта (зона Belemnitella lanceolata) соответствует в Приаралье фаза максимальной трансгрессии верхнемелового моря, начало регрессии которого относится к верхнему маастрихту (зона Belemnitella amerikana); отложения датского яруса в Северном Приаралье достоверно неизвестны.

Третичные отложения автор расчленяет следующим образом. Наиболее древней из свит морского палеогена является тасаранская свита, представленная темносерыми глинами, нижние горизонты которых в сводах некоторых наиболее крупных антиклиналей замещаются нуммулитовыми слоями. Вблизи берегов бассейна нижняя часть тасаранской свиты замещается глауконитовыми песками и песчаниками, иногда с прослоями фосфоритов; в районе Мугоджар верхняя часть тасаранской свиты представлена светлыми трепелами, опоками и опоковидными глинами. Максимальная мощность тасаранской свиты — до 280 *м*. По возрасту породы этой свиты датируются средним и низами верхнего эоцена.

Над тасаранской свитой залегает саксаульская свита, представленная в антиклиналях западной части района кварцевыми песками с прослоями и караваями кварцитовых песчаников общей мощностью до 40—45 *м*, а в синклиналях — глинистыми алевритами и алевритовыми глинами с отдельными прослоями глинистых песков мощностью до 90 *м*. Восточнее Тасаранской антиклинали в основании описываемой свиты везде залегают чистые кварцевые пески от 1,5 до 16 *м* мощности, а выше — светло-

серые глины с небольшой примесью кварцевого песка. Максимальная мощность саксаульской свиты — до 146 *м*. По возрасту она относится А. Л. Яншиным к верхней половине верхнего эоцена.

Вышележащая чеганская свита, представленная зеленовато-серыми гипсоносными глинами с многочисленной фауной моллюсков, по возрасту относится А. Л. Яншиным целиком к нижнему олигоцену.

Континентальные третичные отложения А. Л. Яншиным разделяются на шесть свит: 1) кутанбулакскую (нижняя половина среднего олигоцена), 2) чиликтинскую (верхняя половина среднего олигоцена), 3) чаграйскую (нижняя половина верхнего олигоцена), 4) наурзумскую (верхняя половина верхнего олигоцена), 5) аральскую (бурдигальский и гельветский ярусы миоцена) и 6) жиландинскую (тортонский ярус среднего миоцена). Осадки плиоценового возраста отмечаются только в долине р. Шет-Иргиз, где давно известна небольшая площадь развития озерных, повидимому, средне-плиоценовых отложений.

Замечания к приведенной схеме расчленения меловых и третичных отложений будут изложены в стратиграфическом очерке.

В 1952 г. в крайней юго-западной части рассматриваемой площади проводились комплексные исследования под руководством Н. К. Овечкина и А. В. Сотникова (Е. А. Максакова, Т. С. Петровская, А. Я. Фроленкова, В. И. Яркин и др.). Ниже приводится сводный стратиграфический разрез изученной площади по данным авторов.

1. Палеозой.
   а) Верхний протерозой — нижний кембрий.
   б) Карбон.
2. Мезозой.
   а) Кора выветривания по палеозойским породам.
   б) Меловые отложения (?).
3. Третичные отложения.
   А. Морские третичные отложения.
   а) Верхний эоцен — нижняя половина (саксаульская свита).
   б) Верхний эоцен — нижний олигоцен (чеганская свита).
   Б. Континентальные третичные отложения.
   а) Средний — верхний олигоцен (алевриты).
   б) Нижний миоцен (?) (ожелезненные пески с прослоями железистых песчаников).
4. Четвертичные отложения.
   а) Аллювиальные отложения.
   б) Элювиальные отложения.
   в) Элювиально-делювиальные отложения.
   г) Эоловые отложения — перевеянные, закрепленные и бугристые пески.
   д) Отложения озер, соров, такыров.

Разрез охарактеризован очень неполно, так как при выполнении этих работ не удалось организовать механическое бурение.

В течение ряда лет к западу и юго-западу от рассматриваемой территории работала группа геологов под общим руководством Н. А. Дементьевой (Н. Э. Зейберлих, Т. С. Ситникова и др.). Стратиграфический разрез, приводимый этими авторами, сходен с разрезом нашего района, вследствие чего данные этих работ подробнее не рассматриваются.

Несколько слов о геофизической изученности.

Следует отметить, что региональная геофизическая изученность центральной и южной частей Тургайского прогиба, по сравнению, например, с ее северной частью, остается совершенно неудовлетворительной. Поэтому в ближайшее время следует провести широкие региональные геофизические исследования с применением комплексных методов, необходимые для оценки перспективности этой огромной территории.

IV. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении исследованной территории принимает участие комплекс различных по возрасту пород — от докембрийских до третичных и четвертичных. Бо́льшая часть исследованной площади покрыта рыхлыми морскими и континентальными образованиями третичного возраста. Отложения докембрия, палеозоя и мезозоя развиты весьма ограниченно, главным образом в крайней северо-западной части площади. Они встречаются здесь среди покрывающих их третичных осадков в виде узких полос и изолированных естественных обнажений и в керне скважин механического бурения.

Плохая обнаженность, преобладание изверженных пород и отсутствие в нижней части разреза осадочных образований, содержащих органические остатки, сильно затрудняют выяснение стратиграфических и структурных взаимоотношений между отдельными возрастными комплексами докембрия и палеозоя.

Расчленение докембрийской серии на условно нижнепротерозойские и верхнепротерозойские отложения производится на основании имеющегося между ними несогласия, резко различного петрографического состава пород, степени и характера их метаморфизма, что указывает на вероятность их связи с различными тектоно-магматическими этапами.

Отложения мезозойского и третичного возраста представлены юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадками.

В пределах юго-западной части Тургайского прогиба нами выделяются следующие стратиграфические комплексы.

Докембрийские и палеозойские отложения

1. Нижний протерозой (?) — амфиболовые гнейсы, микросланцы, амфиболиты, катаклазиты и милониты гранитов и диоритов, порфироиды и порфиритоиды.
2. Верхний протерозой — метаморфические сланцы, кварциты, кремнистые породы.
3. Верхний девон — кварцевые песчаники, конгломераты с линзами оолитовых известняков.
4. Нижний карбон.

а) Визе—диабазы, спилиты, мандельштейны, основные порфириты, их пирокласты.

б) Визе (?) — кератофиры, фельзитовые порфиры, кварцевые порфиры, их туфы.

в) Визе—намюр — известняки, известковистые песчаники.

5. Варисские интрузивные породы — габбро, гранодиориты, микроклиновые граниты.

Мезозойские отложения

1. Юра — глины коры выветривания.
2. Меловые отложения.

1) Нижний мел (апт-альб) — континентальные отложения: пестроцветные глины с линзами бокситов, черные глины с прослоями углей.

2) Верхний мел.

а) Сеноман — континентальные прибрежные осадки (пески с тонкими прослоями глин).

б) Турон — нижний сенон — глины песчанистые темносерого цвета с фосфоритами.

в) Верхний сенон — морские темные серо-зеленые глины с фосфоритами и глинистым мелом.

г) Датский ярус — морские глауконито-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевритами и окремненными глинами.

Третичные отложения

1. Средний эоцен (тасаранская свита): морские серо-зеленые глины, глауконито-кварцевые пески и песчаники, глинистые опоки.

2. Верхний эоцен — нижняя половина (саксаульская свита); морские, прибрежно-морские и прибрежно-континентальные осадки: пески, кварцитовидные песчаники, алевриты и алевритовые глины, серо-зеленые глины с прослоями слюдисто-кварцевых и кварцевых песков.

3. Верхний эоцен — нижний олигоцен (чеганская свита): морские зеленовато-серые гипсоносные глины с мергелистыми, известковистыми и сферосидеритовыми конкрециями.

4. Средний олигоцен — континентальные осадки: пески с прослоями известковых алевритов и глин с линзами известковистых и железистых песчаников.

5. Верхний олигоцен — континентальные осадки: пески, алевриты.

6. Нижний миоцен — континентальные отложения: пески, железистые песчаники, железистые конгломераты.

7. Нижний (?) — средний миоцен (аральские слои) — континентальные осадки: зеленые гипсоносные глины.

8. Плиоцен — континентальные осадки: пески, глины, галечники.

Четвертичные отложения

Элювиальные, делювиальные, элювиально-делювиальные, аллювиальные, озерно-аллювиально-пролювиальные и эоловые отложения: пески, супеси, суглинки, глины.

ДОКЕМБРИЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (?)

Древнейшими образованиями, участвующими в геологическом строении района, являются породы метаморфической толщи, отнесенные нами условно к нижнему протерозою. Они развиты в западной части исследованной территории и обнаружены главным образом в виде небольших изолированных выходов среди рыхлых третичных осадков.

Выходы метаморфических пород встречены в районе среднего течения р. Узень-Кайракты, где они залегают в основании докембрийского разреза. К югу от названной реки естественные выходы древнейших образований наблюдаются в верховьях балки Тюлю-Сай, севернее могилы Кызыл-Кесек-Мола, в урочище Карпактас и на правом берегу р. Шет-Иргиз, где они встречаются в виде небольших изолированных участков. Вскрытие кристаллических сланцев скважинами, заданными между отдельными естественными обнажениями, приуроченными к широкой меридиональной полосе, позволяет предполагать значительное распространение пород нижнего протерозоя, слагающих, повидимому, фундамент под всей западной окраиной района. Указанные породы местами

перекрыты глинистыми образованиями древней коры выветривания, а также морскими и континентальными осадками мелового и третичного возраста. Севернее урочища Карпактас складчатый метаморфический комплекс прорван интрузией микроклиновых гранитов варисского возраста.

Нижний протерозой (?) представлен различными метаморфическими породами. Под влиянием метаморфизующих процессов они настолько изменили свою первоначальную природу, что иногда трудно определить, имеем ли мы дело с осадочно-метаморфизованной породой или она имеет первично-интрузивный генезис.

Среди метаморфических пород, развитых в районе, наблюдается довольно большое разнообразие. Наиболее распространены амфиболовые, реже гранатовые гнейсы, лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и амфиболовые микросланцы. В виде прослоев встречаются амфиболиты и амфиболитовые сланцы. В составе толщи принимают также участие бластокатакластические и бластомилонитовые порфировидные граниты, диориты и, возможно, частично пегматиты. Протоклаз и милонитизация обусловили их гнейсовидность и очковую структуру. По полевым наблюдениям очковые гнейсы представляют собой главным образом различной мощности пластовые тела, не отделимые от докембрийского комплекса. Видимая мощность их от 1 до 10 *м*. Выходы этих пород встречены на правом берегу р. Шет-Иргиз.

Среди гнейсовой пачки наблюдаются проявления контактово-инъекционного метаморфизма с образованием послойно инъецированных пород типа мигматитов. Следует отметить наличие значительного количества жильных пород — габбро-амфиболитов, аплито-гнейсов и кварца. Жильные породы секут метаморфическую толщу согласно с простиранием древних структур, участвуя вместе с ней в общей тектонике докембрия; породы обычно катаклазированы и рассланцованы.

В ряде обнажений по обоим берегам р. Узень-Кайракты и в 3 *км* южнее реки Шет-Иргиз, у западной границы района исследований, встречены выходы древних эффузивов. Они сильно катаклазированы, имеют сланцеватую текстуру, но отчетливо сохранили реликтовую порфировую структуру первичной породы; по составу они чаще всего принадлежат к кварцсодержащим порфирам. Сильный катаклаз и сланцеватый облик породы позволяют связывать внедрение эффузивов с докембрийской складчатостью, хотя не исключена возможность их образования во время каледонского магматического цикла. В последнем случае катаклаз может быть истолкован приуроченностью эффузивов к зоне тектонических разломов, однако плохая обнаженность не позволяет разрешить этот вопрос.

Среди отложений нижнего протерозоя значительную роль играют ортопороды, первично интрузивный характер которых часто сохраняется достаточно отчетливо. Выделить метаморфизованные породы безусловно осадочного генезиса гораздо труднее. Возможно к ним следует отнести гранатовые гнейсы, частично амфиболовые гнейсы и актинолитовые сланцы исследованного района.

Трудность выявления первичных осадочных пород среди метаморфического комплекса объясняется преобразующим характером процессов инъекционного метаморфизма, связанного с пропитыванием субстрата привнесенным интрузивным материалом.

По степени метаморфизма породы относятся к глубокой и средней зонам метаморфизма. Изредка наблюдаются явления диафтореза, связанные с переходом породы в более высокие зоны метаморфизма и выраженные, например, в замещении граната биотитом.

Описываемые отложения сложно дислоцированы и смяты в складки с крутым падением крыльев. Преобладающее простирание, замеренное на планпараллельной текстуре, северо-северо-восточное 15—30°; реже

наблюдается меридиональное простирание. Падение пород часто меняющееся, крутое, под ∠60—80°, местами вертикальное.

Частое изменение направлений падения в противоположные стороны на близких расстояниях обусловлено наличием многочисленных мелких складок и плоек, усложнивших основные структурные элементы. Эта изменчивость особенно отчетливо наблюдается в разрезе докембрийского метаморфического комплекса по р. Узень-Кайракты. Среди древнейших образований широко проявляются также дизъюнктивные дислокации в форме кливажей разломов, кливажей течения и сланцеватости, а также меридиональных зон смятия и милонитизации.

Нижнепротерозойский возраст данных отложений принимается нами условно по следующим соображениям:

1. Описанный метаморфический комплекс является древнейшим в районе исследования. Он несет на себе следы глубокого регионального метаморфизма и литологически сходен с толщей докембрия Мугоджар и Урала.

В Южных Мугоджарах, в верховье реки Ак-Су, по данным Г. И. Водорезова, в основании фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений залегают конгломераты и брекчии из пород метаморфической серии.

2. В районе среднего течения реки Узень-Кайракты гнейсы, микросланцы и порфироиды залегают в основании разреза докембрийских пород, слагая свод антиклинальной структуры. На них в данном разрезе несогласно налегают метаморфические сланцы верхнего протерозоя.

Мощность нижнепротерозойских отложений точно не установлена. Этому мешает характер их обнаженности в виде изолированных выходов и наличие мелких складок и плоек. Примерная мощность их составляет более 3000 *м*.

ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (?)

Гранатовые гнейсы. Светлосерые, местами темносерые лейкократовые, среднезернистые породы. Минеральный состав: плагиоклаз олигоклазового состава 50%, кварц 30%, гранат 15%; акцессорные минералы — биотит, хлорит, эпидот, рудный минерал 5%.

Кварц и плагиоклаз образуют более или менее изометричные, реже округлые и линзовидные кристаллобластовые зерна различных размеров от 0,1 до 0,05—0,06 *мм* в диаметре. Более крупные зерна принадлежат плагиоклазу, имеющему состав олигоклаза, значительно замещенного серицитом.

Гранат рассеян в кварцево-плагиоклазовой массе в виде изометричных зерен и кучных скоплений, обычно окруженных каймой биотита, по которому развивается хлорит.

Зерна рудного минерала и эпидот присутствуют в незначительном количестве.

Структура породы — порфиробластовая, текстура массивная.

Биотитовые плагиогнейсы. К ним относятся лейкократовые, среднезернистые породы светлосерого цвета, отчетливо сланцеватые. Под микроскопом наблюдается чередование лент и тонких вытянутых веретеновидных линзочек, состоящих из агрегата бластических зерен кварца с полосами преимущественно плагиоклазового состава. Плагиоклаз образует овальные и аллотриморфные зерна, вытянутые длинными осями вдоль гнейсовидности.

Плагиоклаз составляет около 55% породы. Он имеет состав олигоклаза, пелитизирован, содержит редкие чешуйки серицита. Размер зерен 0,2—0,4 *мм*.

Кварц содержится в количестве 35% и присутствует в виде округлых, аллотриоморфных зерен размером 0,1—0,2 *мм*. В породе наблюдаются

явления кварцевого метасоматоза с замещением плагиоклаза кварцем, сопровождающимся его грануляцией.

Биотит образует чешуйки и неправильные листочки, располагающиеся почти параллельно. Он составляет от 8 до 10% породы, причем в значительной степени замещен хлоритом, который развивается также вдоль трещин в ассоциации с зернами магнетита, эпидота, циркона, титанита.

Структура породы — лепидобластовая; текстура — сланцеватая.

Амфиболовые плагиогнейсы. Среднезернистые породы от светлосерого до зеленовато-серого цвета, часто отчетливо полосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых прослоев кварцево-плагиоклазового состава с зеленоватыми полосами, обогащенными амфиболом.

Наиболее распространенными породообразующими минералами амфиболовых гнейсов являются плагиоклаз и кварц, составляющие основную массу, в которой располагаются призмы амфибола, ориентированные длинными сторонами вдоль гнейсовидности.

Плагиоклаз, составляющий около 65%, имеет состав олигоклаза и образует неправильные вытянутые зерна (0,2—0,3 *мм*) аллотриоморфной, реже линзовидной формы.

Кварц встречается как в виде ксеноморфных зерен с зубчатыми очертаниями, так и в виде вытянутых линз с мозаичной структурой, состоящих из мелких бластических зерен кварца с резким волнистым погасанием. Содержание кварца составляет 25%. Размер зерен несколько меньше, чем у плагиоклаза (от 0,1 до 0,2 *мм*).

Амфибол находится в гнейсе в количестве 10—15%. Он представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей кристаллы удлиненно-призматической формы, вытянутые вдоль гнейсовидности. В ассоциации с амфиболом встречаются редкие пластинки биотита. Из акцессорных минералов отмечаются магнетит, ильменит, апатит. Вторичные минералы — титанит по ильмениту, цоизит.

Структура породы — нематогранобластовая; текстура — сланцеватая.

Амфиболовые микросланцы. По внешнему облику близки к амфиболовым гнейсам. Они отличаются главным образом микрозернистым сложением и значительным присутствием амфибола, содержание которого в сланцах достигает 50%. Изредка встречаются кварц-цоизит-амфиболовые и альбит-эпидот-актинолитовые сланцы.

Амфиболовые микросланцы сложены однородными параллельно ориентированными, длиннопризматическими кристаллами, реже волокнистыми агрегатами амфибола, чередующимися с мелкозернистыми тонкими прослойками кварцево-плагиоклазового состава. Размер зерен от 0,05 до 0,1—0,15 *мм*.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, реже имеет актинолитовый характер. В последнем случае он бледнозеленый, слабо плеохроирующий, образующий вытянутые в параллельных плоскостях тонкие волокна; реже наблюдаются метельчатые агрегаты. Обыкновенная роговая обманка встречается в виде удлиненных призматических кристаллов, располагающихся более или менее в параллельных плоскостях.

Плагиоклаз имеет состав олигоклаза, реже альбита; он образует аллотриоморфные, реже округлые и линзовидные микрозерна, только изредка обнаруживающие полисинтетическую сдвойникованность.

Кварц встречается в виде аллотриоморфных зерен в массе плагиоклаза. Реже он образует тонкие линзовидные и полосчатые обособления.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом и апатитом; из вторичных минералов отмечаются: кальцит, серицит, лейкоксен, минералы эпидот-цоизитовой группы.

Структура породы — гранонематобластовая, реже в участках, обогащенных амфиболом, приближается к фибробластовой; текстура—линейно-параллельная.

Амфиболиты. Эти породы встречаются в виде прослоев среди гнейсов и микросланцев. Они представляют собой зеленоватые и зеленовато-черные мелкозернистые и среднезернистые разности, в которых наблюдаются переходы от амфиболитов через сланцеватые амфиболиты к амфиболовым и кварц-цоизит-амфиболовым сланцам. В зависимости от того, какой из второстепенных минералов является в породе преобладающим, различаются плагиоклазовые амфиболиты, кварцевые амфиболиты, цоизитовые амфиболиты. Основным породообразующим минералом во всех этих разностях является амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой. Содержание его достигает 80—90%. В редких случаях при увеличении количества плагиоклаза содержание амфибола падает до 60—70%.

Амфибол представлен крупными призматическими и изометричными зернами размером до 1, реже 2 *мм*. Изредка наблюдаются катакластические структуры с образованием мезоамфиболитов. В последних амфибол более светлый и частично относится уже к актинолиту. Из второстепенных минералов присутствуют плагиоклаз, цоизит, реже кварц. Отмечаются крупные выделения сфена, рудный минерал, апатит. Трещины и пустоты выполнены вторичным кварцем.

Структура породы — нематобластовая, реже гранобластовая и гетерогранобластовая; текстура — массивная, реже сланцеватая.

Метагаббро. Эти породы встречаются в виде пережатых жил мощностью до 0,5 *м*. Макроскопически они представляют собой зеленовато-серые, меланократовые массивные крупнозернистые породы.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и роговая обманка. Плагиоклаз сильно изменен. По нему развивается соссюрит, цоизит, незначительно серицит.

В центральных частях зерен амфибола местами сохранились реликты моноклинного пироксена, по которому развивался амфибол. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и титанит.

Структура породы — бластогаббровая; текстура — массивная.

Бластокатаклазиты и бластомилониты гранитов (очковые гнейсы). Они представляют собой темнозеленые породы с крупными порфирокластами в виде уплощенных линз розовых полевых шпатов, отчетливо выделяющихся на темном фоне обтекающей их основной массы. Глазки́ полевого шпата распределяются в массе породы равномерно; иногда они своим расположением подчеркивают сланцеватую текстуру гнейса. Под микроскопом наблюдаются крупные изолированные порфирокласты пертита и кислого плагиоклаза (в меньшем количестве) размером от 0,6—0,8 *мм* до 2—4 *мм*, реже 6,0 *мм*, располагающиеся в мелкозернистой перетертой массе кварцево-полевошпатового состава. Порфирокласты представляют собой сохранившиеся от раздробления зерна исходной породы, повидимому, первично порфировидного сложения. Они имеют более или менее округлую, местами уплощенную форму. Основная масса микрозернистая; она состоит из зерен кварца, полевых шпатов, чешуек биотита и хлорита. Наряду с милонитизацией порода испытала бластез с значительной перекристаллизацией материала основной массы, иногда с новым минералообразованием. Особенно отчетливы вторичная раскристаллизация кварца в виде тоненьких самостоятельных вытянутых полосочек и линз, а также обособления биотита, образующего прерывистые волнисто-изгибающиеся узкие полоски, окаймляющие порфирокласты; содержание биотита в этой породе достигает 10—15%. Из второстепенных минералов отмечаются крупные зерна сфена и апатита, рудные минералы и циркон.

В некоторых шлифах встречаются отдельные крупные изометричные зерна амфибола, замещаемые хлоритом.

Структура породы — бластокатакластическая и бластомилонитовая; текстура — очковая, сланцеватая.

Диоритовый милонит. Он представляет собой мелкозернистую сланцеватую породу темносерого цвета. Весь материал ее раздроблен, перетерт и развальцован; от первичной породы сохранились лишь небольшие реликты зерен плагиоклаза, реже амфибола размером от 0,3 до 0,5 *мм*. Они имеют неправильную форму с изрезанными краями, куда вдается милонитизированная основная масса. Последняя состоит из перетертых микрозерен плагиоклаза, тонких неправильных и линзовидных зерен амфибола, замещаемых хлоритом, незначительного количества кварца. Тонкие зерна амфибола располагаются вдоль сланцеватости. Из акцессорных минералов присутствует в микрозернах рудный минерал и апатит.

Порода пересекается в различных направлениях многочисленными прожилками мозаичного кварца.

Следует отметить широкое развитие среди катакластических пород процессов окварцевания. Они наблюдаются особенно часто среди гранитовых и диоритовых брекчий, разбитых в процессе катаклаза на угловатые осколки, которые были сцементированы кварцевым материалом, инъецированным по образовавшимся трещинам. Цементирующая масса кварца имеет мозаичную структуру, местами в ней встречаются отдельные зерна плагиоклаза, амфибола и очень небольшие разъеденные обломки катаклазированной породы.

Ленточные и удлиненно-линзовидные обособления кварца часто наблюдаются также вдоль сланцеватости в гнейсовом комплексе.

Структура породы — милонитовая; текстура — сланцеватая.

Порфироиды. К порфироидам нами относятся зеленовато-серые рассланцованные, передавленные и часто превращенные в сланцы породы, сохранившие реликты порфировой структуры. В них наблюдаются многочисленные раздробленные реликты фенокристаллов кислого плагиоклаза (олигоклаза). Они трещиноваты, обычно обломаны по краям; реже идиоморфны. Размер их по длине 0,4—0,6 *мм*. Вкрапленники ориентированы вытянутыми осями в более или менее параллельных плоскостях, что подчеркивает сланцеватую текстуру породы. Основная масса перекристаллизована, имеет микрогранобластовую, участками — микролепидогранобластовую структуру. В состав ее входят микрозерна кварца и полевых шпатов размером 0,02—0,04 *мм* и чешуйки хлорита. Хлорит располагается главным образом в виде волнообразно изгибающихся тончайших полосочек и линзочек, обрамляющих реликты фенокристаллов. Из акцессорных минералов присутствуют эпидот, рудный минерал, титанит, хлопья лейкоксена.

Структура породы — бластопорфировая; текстура — сланцеватая.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Отложения, отнесенные нами к верхнему протерозою, в пределах исследованного района встречены на небольшой площади в его северо-западной части. Выходы протерозоя обнаружены в районе среднего течения р. Узень-Кайракты по берегам р. Шолак-Кайракты, а также в 35 *км* к юго-юго-западу от пос. Иргиз в районе урочища Жаман-Шин [1], где они расположены среди сплошного покрова осадков палеогена.

В обнажениях на берегах р. Узень-Кайракты сланцы верхнего протерозоя несогласно залегают на метаморфизованных образованиях нижнего протерозоя (?), слагая восточное крыло антиклинальной структуры, погружающейся к северу. К югу от названной реки они уходят под покров третичных осадков, а на водоразделе между р. Шолак-Кайракты и Ащи-Сай и в устье р. Узень-Кайракты трансгрессивно и с угло-

[1] Палеозойские отложения отсюда впервые описаны А. Л. Яншиным (Вахрамеев и Яншин, 1941; Яншин, 1953).

вым несогласием перекрываются основными эффузивами нижнего карбона.

Отложения этого возраста залегают несогласно на гнейсах и амфиболитах нижнепротерозойской серии и резко отличаются от нее меньшей степенью метаморфизма и более слабой дислоцированностью.

Породы верхнего протерозоя распространены в районе рр. Узень и Шолак-Кайракты, где ширина полосы этих отложений достигает 8—9 *км*. Они слагают скалистые берега этой реки, иногда достигающие высоты 20—25 *м*.

Метаморфическая серия верхнего протерозоя состоит главным образом из метаморфических сланцев и кварцитов. По литологическим особенностям среди них различаются два фациально различных комплекса пород. Первый представлен глубоко преобразованными и перекристаллизованными породами первично-осадочного происхождения, второй — породами, которые образовались за счет рассланцевания и метаморфизации вулканогенных и туфогенных пород. Породы первого комплекса имеют преобладающее значение. Генетическую связь с исходными породами достоверно установить не всегда удается. Процессы динамометаморфизма резко изменяют состав и облик первичных отложений, однако остаточные структуры при этом часто сохраняются.

К метаморфическим породам осадочного генезиса относятся кварц-серицитовые, кварц-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы. Они переслаиваются с кварцитами, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами. В районе урочища Жаман-Шин в составе этой толщи широко развиты ографиченные черные и темносерые кварциты и бластопсаммитовые кварцито-песчаники, реже аркозовые кварцито-песчаники. Подчиненное значение имеют филлитизированные глинистые сланцы и филлиты. Наиболее хорошие выходы последних вскрыты р. Шолак-Кайракты в районе ее среднего течения, где скалистые берега сложены серебристо-темносерыми с шелковистым блеском, тонкослоистыми и сланцеватыми филлитизированными сланцами.

Метаморфические сланцы верхнего протерозоя вследствие литологической неустойчивости часто разрушаются и покрываются чехлом глинистых образований древней коры выветривания. Кварциты и кремнистые породы при этом сохраняются и слагают хорошо выраженные в рельефе гряды и на первый взгляд ошибочно кажутся преобладающими в составе толщи.

Об осадочном происхождении описанных осадков свидетельствуют остаточная структура псаммитов и алевропелитов, кремнистые псевдоморфозы по радиоляриям и тонкополосчатые текстуры, часто наблюдаемые в кварцитах и кремнистых породах и соответствующие, повидимому, первичной слоистости. Кварциты и бластопсаммитовые кварцито-песчаники образовались по всей вероятности в основном за счет грубообломочного песчанистого и песчано-алевритового материала кварцевого состава, реже за счет сланцев. Аркозовая примесь в них встречается редко. Серицит, развитый за счет полевых шпатов и глинистого осадка, встречается в кварцитах в незначительном количестве. Повидимому, первоначально это были кварцевые пески, образовавшиеся в условиях мелководных и прибрежных фаций.

Кварц-серицитовые сланцы, филлитовидные сланцы и углистые филлиты являются возможно продуктом метаморфизма глинистых сланцев. Наблюдаемое обильное развитие хлорита в кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцах и филлитах свидетельствует о примеси к первичной песчанистой, песчано-глинистой и глинистой породе туфогенного материала, попавшего в осадки, повидимому, при размывании древних основных эффузивных пород. Кварциты, кварц-серицитовые сланцы, филлитовидные сланцы и углистые филлиты чередуются с зелеными метаморфическими сланцами, которые частично сохранили первичные пор-

фировые структуры. Это указывает на возможное образование их за счет метаморфизма основных вулканогенных и туфогенных пород. Среди зеленых сланцев выделяются следующие разности: кварц-амфиболо-хлоритовые, кварц-альбит-амфиболовые, кварц-альбит-эпидот-амфиболовые и кварц-амфибол-хлорит-эпидотовые.

Отложения верхнего протерозоя тонко рассланцованы, иногда перемяты, нередко плойчаты. Наиболее отчетливо сланцеватость проявилась в тонкозернистых породах; средне- и крупнозернистые породы имеют обычно массивное сложение. Среди метаморфических сланцев часто наблюдаются узкие зоны дробления, простирающиеся в меридиональном направлении, а также дайки диабазов, диабазовых порфиритов, реже альбитофиров и прожилки молочно-белого кварца. Местами жильный материал превалирует настолько, что вмещающие сланцы почти незаметны.

Между зелеными сланцами и диабазами часто наблюдаются постепенные переходы. Диабазы амфиболизированы, превращены в эпидиабазы; последние при дальнейшем изменении переходят в амфиболовые, эпидотовые и хлорито-эпидото-амфиболовые сланцы.

Кроме указанных даек, среди сланцев и кварцитов верхнего протерозоя наблюдаются полосы основных эффузивов шириной 0,5 до 1,0 *км*. Возможно, некоторые из них являются не интрузивными дайками, а представляют собой корни покровных излияний диабазов и основных порфиритов, связанных с более поздними каледонским и, возможно, варисским эффузивными циклами. В краевых частях эффузивы рассланцованы и метаморфизованы.

В структурном отношении отложения верхнего протерозоя образуют ряд различной ширины складок меридионального простирания с частыми вторичными микроскладками и плойками. Простирание сланцев меридиональное по аз. 360°; падение, меняющееся под ∠ 40—80°. Наблюдаются зоны дробления того же простирания, многочисленные мелкие сбросы и зеркала скольжения. Верхнепротерозойский возраст указанных отложений устанавливается на основании следующих фактов.

1. Метаморфические сланцы залегают на гнейсах несогласно.

2. Метаморфические сланцы и кварциты резко отличаются от подстилающих их гнейсов и амфиболитов по петрографическому составу и степени метаморфизма.

3. В отличие от нижележащей толщи, в отложениях верхнего протерозоя отсутствуют древние катаклазированные гранитоиды и связанные с ними явления инъекционного метаморфизма.

Г. И. Водорезов относил данные отложения к нижнему палеозою, понимая под этим нерасчлененный нижний силур, все отделы кембрия и верхи докембрия. Он указывает, что в Мугоджарах по р. Мили-Сай эти породы залегают на толще кристаллических сланцев и в основании содержат базальный конгломерат с галькой гнейсов и других докембрийских пород.

Нам удалось уточнить возраст этих отложений. При геолого-съемочных работах в районе Верхнего Приаргизья, проведенных в 1949 г., нами в аналогичных отложениях были найдены остатки водорослей, определенных Г. И. Кириченко как *Conophyton kazakstanicus* К у г. Остатки водорослей были встречены в кремнистых породах (окремненных известняках), переслаивающихся с кварцитами и метаморфическими сланцами. Представители рода *Conophyton* в Сибири известны из бесспорного верхнего протерозоя и из отложений, возраст которых одними исследователями считается верхнепротерозойским, другими — нижнекембрийским. Поэтому не исключена возможность, что самую верхнюю часть верхнепротерозойского разреза исследованного района следует относить к нижнему кембрию.

Мощность верхнепротерозойских отложений составляет более 2000 *м*.

Кварциты. Это белые, голубовато-серые, темносерые и почти черные, массивные, реже сланцеватые породы. Они состоят из плотно прилегающих друг к другу, обычно вытянутых зерен кварца размером от 0,05 до 0,2 *мм*. Очертания зерен извилистые, зубчатые; реже — зерна изометричны. Среди массы кварца равномерно распределены чешуйки серицита, содержание которого варьирует от незначительных количеств до 10% в наиболее слюдистых разностях кварцитов. Из акцессорных минералов присутствуют микрозерна рудного минерала, циркон, турмалин, иногда альбит. В редких образцах содержание альбита составляет около 6—8%. Из вторичных минералов обнаружены: хлорит, кальцит, гидроокислы железа.

Структуры кварцитов — гранобластовая и гетеробластовая. В кварцитах с гетеробластовой структурой сложение неравномерное. При увеличении количества слюдистых минералов намечается переход к лепидогранобластовой структуре. Текстура породы — массивная, реже сланцеватая.

Кварцито-песчаники. По внешнему виду и составу они имеют большое сходство с кварцитами, отличаясь от последних главным образом по структурным признакам. Кварцито-песчаники состоят из изометричных, реже овальных кристаллов кварца и незначительного количества плагиоклаза, неравномерно распределенных среди микрозернистой кварц-серицитовой, иногда кварц-альбит-серицитовой основной массы. Пластинки серицита в основной массе располагаются в параллельных плоскостях. Содержание в кварцито-песчаниках плагиоклаза и серицита колеблется от 5 до 10%. Плагиоклаз представлен альбитом. В виде примеси в кварцито-песчаниках присутствуют турмалин, циркон, апатит, биотит, рудные зерна и вторичные минералы — хлорит, кальцит, гидроокислы железа.

Структура породы — бластопсаммитовая; текстура — массивная.

Кварц-серицитовые сланцы. Тонколистоватые серебристо-серые породы, состоящие главным образом из кварца и серицита. Зерна кварца удлиненные, размером 0,05—0,15 *мм* с извилистыми контурами и резким облачным погасанием. Серицит присутствует в виде чешуек, располагающихся в параллельных плоскостях. Из акцессорных минералов обнаружены турмалин, циркон и рудный минерал, из вторичных — хлорит и гидроокислы железа.

Структура породы — лепидобластическая, реже гранобластическая; текстура — массивная.

Кремнистые породы. Это опаловидные, темносерые и голубовато-серые породы, иногда тонкополосчатые, часто сланцеватые. Они состоят из тонкозернистого агрегата кварца и кремнистого вещества с редкими микрочешуйками серицита, хлорита, микрозернами рудного минерала и пятнами пелитоморфного карбоната. В углисто-кремнистых породах наблюдается значительное содержание углистого вещества, которое распределяется иногда послойно с большей или меньшей концентрацией, реже образует рассеянные в породе небольшие линзовидные скопления. В кремнистых породах иногда встречаются перекристаллизованные остатки радиолярий. Тонкие жилки мозаичного крупнозернистого кварца рассекают породу в различных направлениях.

Структура кремнистых пород — микрогранобластическая, реже криптокристаллическая; текстура — массивная и сланцеватая.

Филлиты и филлитовидные сланцы. Это серовато-зеленые, в углистых разностях темносерые, микрозернистые тонколистоватые породы с шелковистым блеском. Среди них выделяются следующие разновидности: кварц-серицито-хлоритовые, углисто-глинисто-кремни-

стые, углисто-кремнисто-биотитовые, кварц-серицито-карбонатные сланцы и серицитовые песчаники.

Минеральный состав перечисленных разностей довольно однороден. Все они содержат различные, иногда значительные количества микрозернистого кварца и слюдистый материал, представленный главным образом серицитом, реже хлоритом и биотитом. Слюдистые минералы группируются в строго параллельные прослои. Из второстепенных минералов в некоторых разностях встречаются плагиоклаз (альбит), микроскопические зерна эпидота, микрозерна рудного минерала и карбонат. Часто наблюдается значительная примесь пелитового глинистого и углистого вещества. Оно распределяется иногда послойно, иногда вместе с чешуйками серицита и хлорита образует тонкие извилистые изгибающиеся слойки и линзовидные участки.

Из акцессорных минералов в породе присутствуют турмалин, мусковит, зерна рудного минерала, расположенные послойно. Наблюдаются многочисленные трещины, выполненные кварцем, кварцево-хлоритовым и кварц-альбито-хлоритовым агрегатом. Вдоль некоторых трещин наблюдаются сдвиги со смещением слоев.

Структуры филлитов и филлитовидных сланцев — микролепидобластическая, пелитобластическая, микрогранолепидобластическая, а в песчаниках — бластоалевропсаммитовая. Текстура — сланцеватая, реже микроплойчатая.

Зеленые сланцы. Эти породы представлены фисташково-зелеными и зеленовато-серыми разностями. Среди них выделяются кварц-амфиболо-хлоритовые, кварц-альбит-эпидот-амфиболовые и кварц-карбонат-эпидотовые сланцы. В подчиненном количестве среди этого комплекса присутствуют кварц-хлорит-карбонатовые и эпидот-хлорит-карбонатовые сланцы. О связи некоторых зеленых сланцев с основными эффузивами можно только догадываться по постоянному значительному содержанию актинолита и присутствию эпидота, хлорита, титанистой и соссюритовой мути. В некоторых случаях наблюдаются отчетливые реликты порфировой структуры.

Кварц-альбит-хлорит-амфиболовые сланцы. Эти породы состоят из следующих минералов: амфибола, хлорита, кварца, альбита и соссюрита. Количество амфибола и хлорита весьма непостоянно. Чаще в породе преобладает амфибол, содержание которого варьирует от 40 до 60%, реже 70%. Он представлен бледнозеленым актинолитом, встречающимся в виде тонкопризматических кристаллов, волокнистоподобных агрегатов и скоплений метельчатой формы. Хлорит обычно перемежается с актинолитом, но иногда присутствует отдельно. Он представлен пеннином и образует тонколистоватые и чешуйчатые ориентированно располагающиеся скопления, тонкие полосы, линзы и неправильные участки; количественно он составляет около 10—20% породы. Кварц в этих сланцах присутствует в значительных количествах (15—35%). Он представлен неправильными зернами размером 0,1—0,2 *мм* изометричной и овальной формы; встречается главным образом в ассоциации с альбитом, реже среди актинолито-хлоритовых обособлений. Содержание альбита непостоянно, но в общем невелико (до 10—15%). Соссюрит встречается в виде бурой мути, среди которой иногда выделяются мелкозернистые агрегаты эпидот-цоизитового состава.

Структура породы нематобластическая и фибробластическая. Текстура — сланцеватая и полосчатая; последняя обусловлена чередованием прослоев различного минерального состава.

Кварц-эпидот-амфиболовые сланцы. Минералами, составляющими породу, являются: амфибол, эпидот, кварц, в незначительном количестве хлорит, тончайшие прослойки и линзовидные участки титанистой мути. Наиболее распространенными минералами в этой группе сланцев являются амфибол и эпидот.

Амфибол составляет 40—60% породы. Он представлен бледнозеленым, слабо плеохроирующим актинолитом, встречающимся в виде тонкопризматических и волокнистых агрегатов, обычно ориентированных более или менее взаимнопараллельно.

Эпидот по количеству несколько уступает актинолиту. В некоторых разностях содержание его достигает 30 и более процентов. Эпидот образует удлиненно-призматические шестоватые и изометричные зерна, располагающиеся взаимно-параллельно. Наряду с эпидотом встречается и цоизит.

Кварц распределен в сланце неравномерно. Он встречается в виде мелких зерен с зубчатыми очертаниями размером 0,02—0,05 до 0,1 *мм*. В некоторых участках породы кварц образует скопления. Содержание его невелико и составляет 15—20%.

Структура породы — фибробластическая, реже нематобластическая. Текстура — сланцеватая линейно-параллельная.

Кварц-альбит-эпидото-хлоритовые сланцы. В сланцах наблюдается остаточная порфировая структура, указывающая на их первично-эффузивный характер. К числу их относятся реликты порфировых вкрапленников и миндалекаменных текстур. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, часто замещенным эпидотом. Основная масса состоит из значительного количества тонкочешуйчатого хлорита, актинолита, зерен эпидота, скоплений лейкоксеновой мути, вторичного кварца, пятен кальцита. Миндалины имеют овальную, часто сплющенную форму, вытянутую параллельно сланцеватости. Они выполнены эпидотом, хлоритом и хлорито-кварцевым агрегатом. В сланцах, не сохранивших первичной структуры породы, намечается ленточно-полосчатое сложение.

Структура породы — лепидобластическая, бластопорфировая, бластоамигдалоидная; текстура — сланцеватая.

ПАЛЕОЗОЙ

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

На левом берегу р. Иргиз, южнее устья р. Карабутак, наблюдается пачка грубообломочных осадочных пород, прослеживающаяся на север до широты пос. Арал-Тугай. Она пользуется в пределах исследованной площади очень ограниченным распространением; южнее устья р. Карабутак и к северу от пос. Арал-Тугай породы, входящие в состав этой толщи, прорваны небольшими интрузиями гранитоидов варисского возраста.

Состав этих отложений довольно однообразен и свидетельствует об их образовании в сравнительно спокойных прибрежно-морских условиях. Они представлены песчаниками и конгломератами, реже — алевролитами, содержащими прослои и линзы оолитовых известняков.

Песчаники представляют собой буроватые, коричневатые, кремовато-серые и зеленоватые породы. По составу они кварцевые, средне-, мелко- и неравномернозернистые, плотные; нередко пронизаны густой сетью тончайших кварцевых жил. Изредка в описываемых породах встречаются прослои зеленых туфопесчаников.

Конгломераты обычно переслаиваются с песчаниками. Слагающая их галька величиной 1,0—4,0 *см* слабо окатана, состоит главным образом из кварца, кварцита, реже — кремнистая; цемент конгломератов песчанистый.

Известняки представлены темносерыми, реже светлосерыми мелкоолитовыми разностями; мощность линз от 3 до 4 *м*. Они приурочены преимущественно к западной части выходов песчаников.

Принимая во внимание плохую обнаженность, сложное тектоническое строение и отсутствие разрезов, очень трудно судить о взаимоотноше-

ниях грубообломочных пород с фаунистически охарактеризованными отложениями карбона. Повидимому, они зажаты в последних в виде тектонического клина.

В отношении возраста рассматриваемых отложений единой точки зрения до настоящего времени нет. Г. И. Водорезов в ряде работ по Южным Мугоджарам условно относил эти отложения к верхнему палеозою, считая их возраст каменноугольно-пермским. Р. А. Сегедин, проводивший детальные исследования в районе Арал-Тугая, сначала относил их к нерасчлененному нижнему и среднему карбону, а затем к среднему карбону, объединяя их с комплексом кислых эффузивов.

Полученные нами данные не согласуются с данными предыдущих исследователей. На левом берегу р. Иргиз против молочно-товарной фермы пос. Арал-Тугай нами, по рекомендации Р. А. Сегедина, в линзах оолитовых известняков была собрана однообразная фауна брахиопод, изученная М. А. Ржонсницкой. Этим исследователем определены следующие формы: *Gypidula* sp., *Productella* (?) sp. indet., *Theodossia* cf. *katavensis* N a l. В своем заключении о возрасте М. А. Ржонсницкая пишет: «Фауна брахиопод, несмотря на плохую сохранность, вполне определенно указывает на верхнедевонский (верхнефранский) возраст вмещающих их отложений.

Так, *Gypidula* sp. принадлежит к семейству Pentameridae, представители которого известны только в силурийских и девонских отложениях и в карбон не переходят.

Недостаточная сохранность данного материала не позволяет определить эту форму до вида, но можно отметить, что она наиболее близка к *Gypidula brevirostris* P h i l l., описанной Д. В. Наливкиным из верхнефранских известняков оз. Колтубан.

Productella (?) sp. indet. представлена неполной брюшной створкой плохой сохранности и определить точно ее нельзя. Представители рода *Productella* известны от среднего девона до нижнего карбона; наибольшим распространением они пользуются в верхнем девоне.

Theodossia cf. *katavensis* N a l. — форма, широко распространенная в верхнефранских известняках оз. Колтубан восточного склона Урала, известна на западном склоне Урала в синхроничных отложениях».

Таким образом приведенный комплекс фауны определенно указывает на верхнедевонский возраст заключающих его пород, а именно на верхи франского яруса. Мощность отложений — около 800—900 *м*.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДЕВОНА

П е с ч а н и к и представляют собой кремовато-серые, бурые и коричневатые мелкозернистые плотные породы. Кластический материал однообразен и представлен зернами кварца размером от 0,1 до 0,2 *мм*. Изредка встречается алевритовая примесь того же состава. Форма песчинок угловатоокатанная; встречается много зерен с неправильными контурами, что объясняется регенерацией песчинок при эпигенезе. В некоторых песчаниках содержание таких зерен достигает 70%.

Цемент имеет главным образом кварцево-кремнистый, реже кварцево-серицитовый состав. В виде примеси в нем встречаются хлорит и скопления пелитового вещества. Как исключение встречаются песчаники с цементом кварц-серицито-амфиболового состава. Характер цемента поровый, соприкосновения.

В песчаниках присутствуют зерна пирита, обычно лимонитизированного. Изредка встречаются гнезда ярозита. Породы во всех направлениях пронизаны многочисленными тончайшими прожилками кварца.

Структура песчаников — псаммитовая, реже алевропсаммитовая.

К о н г л о м е р а т ы по составу не отличаются от описанных выше песчаников. Галька крупная кварцевая и кварцитовая, реже кремневая. Цемент песчанистый.

Известняки темносерые, плотные, мелкоолитовые. Они сложены преимущественно шаровыми, реже овальными, оолитами с радиально-лучистым и концентрически-скорлуповатым строением, диаметром 0,4—0,6 *мм*. В ядрах некоторых из них изредка встречаются мелкие зерна кварца. Оолиты местами тесно примыкают друг к другу, но чаще цементируются кристаллически-зернистым кальцитовым цементом. Структура породы — оолитовая.

НИЖНИЙ КАРБОН

Отложения нижнего карбона развиты главным образом в северо-западной части изученной площади, где они пользуются значительным распространением. Среди них выделяются: а) диабазо-спилитовый комплекс (верхи визе); б) покровы кислых эффузивов (визе ?); в) морские осадочные породы визе-намюра.

Диабазо-спилитовый комплекс (верхи визе)

Комплекс основных эффузивов верхов визейского яруса прослеживается в виде полосы северо-северо-западного простирания, приуроченной к долине р. Иргиз и части ее правых притоков (рр. Киякты-Сай и Карабутак, включая водораздел между ними, овраг Кайракты и др.). Они встречаются также западнее районного центра Карабутак, а по левобережью р. Иргиз уходят к северу за пределы исследуемой площади.

Наиболее южные выходы этих отложений обнажаются в скалистых берегах р. Иргиз севернее балки Ак-Кудук-Сай. К югу от названной балки в долине р. Иргиз эффузивный комплекс вскрыт рядом скважин, заданных в третичных и четвертичных осадках. К ним относятся скважины, пройденные в районе колхоза имени Кирова и у пос. Ак-Тугай. Таким образом распространение отложений нижнего карбона представляется в виде вытянутой полосы, протягивающейся с севера на юг вдоль меридионального течения р. Иргиз, через всю северо-западную часть изученного района. При этом обнажен только северный участок полосы, а центральный и западный перекрыты песчано-глинистыми образованиями третичного возраста.

Небольшие изолированные выходы основных порфиритов отмечаются южнее, в районе урочища Жаман-Шин (35 *км* к юго-юго-западу от пос. Иргиз), где они располагаются среди осадков морского палеогена.

А. Л. Яншин (1953), касаясь вопроса о возрасте палеозойских пород в районе мелкосопочника Жибынын-Тау (урочище Жаман-Шин), развитые здесь вулканогенные отложения относит к среднему девону. Нам с таким определением согласиться трудно.

Комплекс основных эффузивов в ряде мест, главным образом по левобережью р. Иргиз, на р. Киякты-Сай и на междуречье рр. Карабутак и Киякты-Сай, прорван небольшими интрузиями гранитоидов и реже габброидов. Незначительный по площади массив гранитоидов встречен также на правом берегу р. Иргиз, южнее впадения в него р. Узень-Кайракты, где он прорывает палеонтологически охарактеризованные туфогенно-осадочные образования визейского возраста.

В устье р. Узень-Кайракты и на водоразделе между рр. Ащи-Сай и Киякты-Сай визейские отложения трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на метаморфизованных породах верхнего протерозоя. Аналогичные стратиграфические взаимоотношения наблюдаются и в районе урочища Жаман-Шин.

По петрографическому составу рассматриваемые отложения довольно разнообразны. Они представлены зеленокаменными, реже гематитизированными эффузивными и обломочно-вулканическими породами спилито-кератофировой формации, в составе которой встречаются представители

главным образом базальтовой, реже липаритовой магмы. Среди основных пород данной формации преобладают покровы диабазов, спилитов, мандельштейнов, диабазовых порфиритов, амигдалоидных диабазовых микропорфиритов и афанитов. Производные липаритовой магмы менее распространены и представлены кератофирами и кварцевыми порфирами.

Излияния лав сопровождались значительным накоплением рыхлого пирокластического материала, давшего туфы. Среди них существенную роль играют грубые агломератовые туфы, туфовые и лавовые брекчии. Реже встречаются мелкообломочные кристаллокластические туфы главным образом кислого состава и слоистые туффиты. Агломераты и туфобрекчии иногда значительно преобладают над лавами, находящимися в них в виде небольших потоков.

Крупные скалистые выходы этих пород расположены на левом берегу р. Иргиз, южнее могилы Баймагомбет-Мола. Туфобрекчии здесь имеют смешанный состав. Обломки, составляющие туфобрекчии, угловатые, реже угловато-окатанные; они представлены спилитами, миндалекаменными порфиритами, кератофирами и трахитовыми порфирами; преобладают обломки пород основного состава. Размеры обломков варьируют от 3—5 до 15—20 *см* в поперечнике. Цемент туфовый, мелкообломочный присутствует в подчиненном количестве.

Севернее указанных выходов встречены лавобрекчии, в которых угловатые и реже округлые куски основных порфиритов и кератофиров заключены в лавовом цементе.

Еще севернее, в районе могилы Жамарт-Мола, прослеживаются скарнированные туфогенно-осадочные образования с участками сохранившихся мелкообломочных туфов и полосчатых туффитов.

Главная масса мелкозернистых и частично среднезернистых диабазов имеет эффузивный характер. Об этом свидетельствуют наличие среди них значительного количества туфов и миндалекаменная текстура. Однако среди диабазов и диабазовых порфиритов встречаются крупнозернистые и реже среднезернистые разности, имеющие интрузивную форму залегания. Они тесно связаны с эффузивами, но являются породами интрузивными.

Основные породы диабазо-спилитового комплекса отличаются зеленокаменным типом изменения, обусловленным их хлоритизацией и амфиболизацией.

В районе урочища Жаман-Шин и на водоразделе между рр. Лщи-Сай и Карабутак в части, примыкающей к долине р. Иргиз, развиты гематитизированные разности этих пород.

Кератофиры, кварцевые порфиры и бедные кварцем трахитовые порфиры и сиенит-порфиры имеют с диабазами и спилитами общие геологические условия залегания. Они встречаются в составе одних и тех же туфоагломератов и туфобрекчий и часто образуют многочисленные дайки в диабазах. Иногда диабазы и кератофиры переслаиваются друг с другом, но особенно широко покровы кислых эффузивов развиты в верхних горизонтах спилитовой толщи. К северу от могилы Баймагомбет-Мола, в пределах Прииргизской эффузивной полосы, кварцевые порфиры и кератофиры залегают в синклинальных структурах спилито-диабазовой серии, прослеживаясь по простиранию на расстоянии 5 *км* и более. Севернее покровы кислых эффузивов имеют широкое развитие. Они прослеживаются в виде вытянутой в северо-западном направлении широкой полосы, расположенной вдоль левого берега р. Иргиз, от пос. Донгелек-Сор на юге до широты пос. Арал-Тугай на севере.

Значительное распространение и резко отличный литологический состав позволили нам выделить описание комплекса кислых эффузивов в отдельную главу, хотя они, повидимому, являются образованиями

того же визейского цикла, что и диабазо-спилитовая формация. Никакого несогласия в залегании между ними мы не наблюдали.

В отличие от метаморфического комплекса докембрия, диабазово-спилитовая формация не носит на себе следов регионального метаморфизма. Породы ее подверглись только процессам эпигенетического изменения под влиянием диагенеза и постмагматических факторов. Значительная часть спилитов встречается в виде шаровых и подушечных лав. Зеленокаменный тип изменения, наличие шаровых лав, а также находки морской фауны хорошей сохранности непосредственно в туфах, переслаивающихся с диабазами, несомненно указывают на подводный характер их излияния. Описанные отложения собраны в пологие складки.

Преобладающее простирание, замеренное по прослоям слоистых туффитов, — северо-северо-запад 340—350° при углах падения до 30—35°.

Как правило, эффузивная серия имеет массивное сложение. Слацеватость в ней встречается лишь в узких полосах меридионального простирания, представляющих собой тектонические зоны. К ним приурочены многочисленные микросбросы и зеркала скольжения. Такие зоны метаморфизованных, сильно рассланцованных эффузивных пород проходят вдоль левобережья р. Иргиз южнее пос. Киякты, против устья р. Киякты-Сай и к югу от пос. Миалы. В первом случае динамометаморфизующие факторы сказались на породах настолько резко, что местами они приобрели новый облик, мало напоминающий исходную породу. Они частично напоминают древние метаморфические сланцы, за которые ошибочно были приняты некоторыми геологами, работающими в этом районе.

Рассмотренные отложения ранее относились к верхнему силуру. Этот возраст диабазо-спилитовой формации, развитой в бассейне р. Иргиз, указывался Г. И. Водорезовым в его объяснительной записке к геологической карте Южных Мугоджар. Позднее (по устному сообщению) Г. И. Водорезов изменил свой взгляд, однако каких-либо опубликованных данных по этому вопросу нет. Р. А. Сегедин, проводя геологические работы в Карабутакском районе, обнаружил в зеленокаменных туфах фауну брахиопод, но ошибочно отнес ее к среднему карбону. Поэтому нижнекарбоновый (верхневизейский) возраст описываемых осадков в пределах исследованного района устанавливается впервые и основывается на палеонтологических находках, произведенных в разрезе левого берега р. Киякты-Сай в 6 *км* выше устья. Здесь, в туфах и туффитах, чередующихся с диабазами, нами было собрано большое количество фауны брахиопод удовлетворительной сохранности, позволившей А. П. Ротаю определить отсюда следующие формы: *Productus* (*Gigantoproductus*) *latissimus* Sow., *Pr.* (*Striatifera*) *striatus* Fisch., *Pr.* (*Striatifera*) *tenella* Sar., *Pr.* cf. *concinuus* Sow., *Pr.* (*Linoproductus*) *corrugatus* M'Coy, *Spiriferina octoplicata* Sow., *Camarotoechia* sp.

По заключению А. П. Ротая, указанные формы характерны для отложений нижнего карбона, точнее — для верхних частей визейского яруса. Таким образом, возраст спилито-диабазовой формации для изученного района определяется как нижний карбон (верхи визе).

Мощность отложений около 1500 *м*.

Краткое описание основных эффузивных пород визейского возраста

Диабазы. Это зеленоватые, реже зеленовато-черные афировые породы, в которых можно различить средне- и мелкозернистые плотные разности. Они состоят из беспорядочно расположенных идиоморфных длинных призм или удлиненных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заняты моноклинным пироксеном.

В микродиабазах обычно наряду с пироксеном присутствуют участки хлоритизированного стекла. В породе рассеяны зерна рудного минерала, хлопья вторичных титанатов, иглы апатита.

Как вторичный минерал, главным образом в лейкократовых диабазах, присутствует кварц.

Плагиоклаз в среднезернистых диабазах представлен лабрадором и значительно, а иногда нацело замещен бурым соссюритовым агрегатом, реже мелкочешуйчатым серицитом в ассоциации с кальцитом. Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных лейст, призм и таблиц.

В преобладающей массе мелкозернистых диабазов плагиоклаз альбитизирован. Альбитизация сопровождается развитием в призмах плагиоклаза участков хлорита, часто вместе с эпидотом. Лейсты альбита иногда имеют неровные очертания. Длина их достигает 1,0—1,5 *мм* при ширине 0,02—0,08 *мм*.

Пироксен представлен авгитом, реже имеет диопсидовый состав; он встречается в виде мелких неправильных зерен, заполняющих промежутки между призмами плагиоклаза. Реже пироксен образует крупные выделения, пронизанные лейстами плагиоклаза. Такие участки имеют пойкилофитовую структуру. Наблюдаются замещения пироксена амфиболом, реже хлоритом. Псевдоморфозы амфибола встречаются чаще в альбитизированных разностях диабазов. В некоторых диабазах авгит не выкристаллизовался и основная масса, цементирующая полевые шпаты, выполнена хлоритизированным стеклом, обильными зернами рудного минерала и часто забита окислами железа.

Рудный минерал представлен магнетитом и ильменитом. Магнетит образует неправильные зерна, реже встречается в виде хорошо ограненных кристаллов. Ильменит образует скелетообразные формы и удлиненные ромбоэдры, замещенные лейкоксеном.

Хлорит в диабазах играет существенную роль, определяя вместе с амфиболом зеленокаменный облик диабазов. Хлорит развивается как за счет цветного минерала, так и замещая стекловатый базис породы.

Апатит встречается как акцессорный минерал в виде удлиненных призм и игольчатых кристаллов.

Структуры среднезернистых диабазов — офитовая, пойкилофитовая. В микродиабазах — структуры интерсертальная, микродиабазовая.

Диабазовые порфириты. Эти породы близки по составу к среднезернистым и крупнозернистым офитовым диабазам и нередко переходят в порфировидные диабазы. Макроскопически диабазовые порфириты темнозеленые, среднезернистые полнокристаллические породы порфировидного облика. Фенокристаллы представлены таблицами основного плагиоклаза и крупными зернами моноклинного пироксена. Размер порфировых выделений плагиоклаза 0,6—1 *мм*, реже 1,4 *мм*; фенокристаллы пироксена имеют меньший размер (0,2—0,8 *мм*). Иногда в них содержатся пойкилитовые беспорядочно расположенные вростки плагиоклаза. Вкрапленники заключены в микроофитовой массе, состоящей из лейст плагиоклаза и зерен моноклинного пироксена. Изредка присутствует в незначительном количестве стекловатый базис, замещенный хлоритом.

Плагиоклаз имеет основной состав и представлен лабрадором. В нем часто наблюдается отчетливое зональное строение. Иногда плагиоклаз замещен эпидотом, соссюритом, реже пренитом, причем чаще замещены центральные части зерен.

Пироксен представлен преимущественно авгитом. Наряду со свежими разностями его наблюдаются также разности, частично или нацело замещенные уралитовой роговой обманкой, реже хлоритом. Наиболее полно псевдоморфизован пироксен основной массы. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. По последнему развивается лейкоксен. В небольшом количестве присутствует апатит.

Структура породы — офитовая, участками пойкилофитовая.

Спилиты. По внешнему виду спилиты представляют собой темно-зеленые и зеленовато-черные плотные породы, часто имеющие миндалекаменную текстуру. Нередко они встречаются в виде шаровых лав.

Редкие микропорфировые выделения в спилитах представлены небольшими таблицами альбита, содержащего частые вростки хлорита, изредка эпидота. Размер фенокристаллов достигает 0,2—0,6 *мм* при ширине 0,1—0,2 *мм*. Основная масса состоит главным образом из беспорядочно расположенных, тонких, обычно удлиненных лейст или крупных микролитов альбита, промежутки между которыми выполнены хлоритизированным стеклом. Тонкие лейсты альбита часто имеют лучистую форму, размеры их колеблются от 0,6 до 0,8 *мм* при ширине 0,02—0,04 *мм*. Изредка их длина достигает 1—1,5 *мм*. Нередко встречаются радиально-лучистые сростки альбита. Среди хлоритовой массы наблюдается много зерен магнетита, сгустки лейкоксена, иногда небольшое количество вторичного кальцита и кварца.

В единичных образцах между микролитами альбитизированного плагиоклаза наряду с хлоритом присутствует моноклинный пироксен.

Миндалины располагаются в спилитах неравномерно. Они имеют округлую, реже эллипсоидальную форму и выполнены кварцем, хлоритом, эпидотом. Реже встречается в миндалинах гидротермальный альбит.

Структура породы — афировая или микропорфировая, при интерсертальной, реже лучисто-интерсертальной структуре основной массы. Текстура — миндалекаменная.

Мандельштейны. Макроскопически мандельштейны зеленовато-серые, иногда почти черные плотные породы. Многочисленные миндалины округлой, линзовидной, эллипсоидальной и реже неправильной формы имеют размеры от 0,6 до 2,5 *мм* и более в диаметре. Они построены зонально. Внутренние их части, выполненные обычно радиально-лучистым кварцем, иногда в ассоциации с альбитом, окаймляются хлоритом, эпидотом, реже хлорито-эпидотовым агрегатом. Под микроскопом мандельштейны обнаруживают амигдалоидную текстуру и интерсертальную структуру. Основная масса состоит из микролитов альбитизированного плагиоклаза, в промежутках между которыми, иногда в значительном количестве, встречаются хлорит, зерна рудного минерала, хлопья вторичных титанатов.

Структура породы — интерсертальная, текстура — амигдалоидная.

Обломочно-вулканические породы. Среди эффузивного комплекса они встречаются главным образом в виде агломератов, туфовых и лавовых брекчий. Обычно эти породы имеют смешанный состав. В крупных обломках (размером от 3—5 до 10—15 *см*) встречаются спилиты, диабазы, мандельштейны, а также кератофиры и трахитовые порфиры. Гораздо реже развиты мелкообломочные кристаллокластические туфы, представляющие собой главным образом обломки туфового цемента агломератов. Иногда среди туфов встречаются слоистые, плотные, полосчатые прослои туффитов.

Покровы кислых эффузивов (визе?)

Покровы кислых эффузивов развиты в северо-западной части изученной территории. Они прослеживаются главным образом в 2—4 *км* восточнее р. Иргиз, на отрезке от пос. Донгелек-Сор на юге до широты пос. Арал-Тугай на севере. Восточнее оз. Кналы-Куль и к югу от пос. Донгелек-Сор указанные отложения перекрываются песчано-глинистыми третичными образованиями.

К северу от пос. Арал-Тугай серия кислых эффузивов прорвана небольшой интрузией гранитоидов варисского возраста. В виде небольших узких участков, протяженностью от 0,5 до 3,5 *км*, эффузивы альбит-кера-

тофирового состава прослеживаются по обоим берегам р. Иргиз к северу от могилы Баймагомбет-Мола. Они залегают согласно в синклинальных прогибах диабазо-спилитовой серии. Кератофиры однотипного состава встречаются в виде прослоев и секущих даек среди нижележащих основных эффузивов.

Петрографически рассматриваемые отложения довольно однообразны. Это главным образом эффузивные и туфогенные породы альбито-кератофирового состава. Среди эффузивных пород преобладают кварцсодержащие кератофиры, реже кварцевые порфиры и разности, переходные к трахитовым порфирам. Это — лейкократовые, светлосерые, сероватожелтые, иногда темносерые и почти черные плотные породы, в которых обычно отчетливо выделяются вкрапленники полевого шпата. Реже встречаются афировые разности. Наряду с эффузивными породами альбито-кератофирового состава встречаются обломочно-вулканогенные породы того же состава, а также туфоаггломераты смешанного состава. Изредка наблюдаются эффузивные породы андезито-дацитового и основного состава. Из жильных пород, пронизывающих эти отложения в виде даек, встречаются гранит-порфиры и микросиениты.

В поверхностных зонах альбитофиров часто наблюдаются процессы вторичного окварцевания и лимонитизации. Здесь встречаются гнезда охр, ярозита и многочисленные псевдоморфозы лимонита по пириту, а также бурые железняки, пористые лимонитизированные кварциты и охристые ярозитизированные породы.

Как правило, эффузивы альбит-кератофирового состава имеют массивное сложение, но изредка, в узких зонах смятия, встречаются катаклазированные разности. Толща кислых эффузивов простирается в направлении северо-северо-запад°340°, иногда с отклонением до меридионального. Эффузивные породы залегают полого под ∠ 30—35°, но в отдельных участках, приуроченных обычно к рассланцованным зонам, падение крутое под углом 50—70°, реже 80°.

Нижнекарбоновый (визейский ?) возраст данных отложений определяется нами условно. Никаких органических остатков в них не обнаружено. Такое определение возраста основывается на следующих соображениях:

1. Кислые эффузивные породы переслаиваются с диабазо-спилитовым комплексом визе и встречаются с ними в составе одних и тех же туфоаггломератов.

2. Кератофиры и кварцевые порфиры, приуроченные к синклинальным прогибам диабазо-спилитовой серии, залегают на последней согласно. Это указывает на то, что их образование, так же как и образование диабазо-спилитовой формации, связано с одним эффузивным циклом (варисским).

Мощность отложений более 1000 *м*.

Краткое описание кислых эффузивных пород нижнего карбона (визе?)

К е р а т о ф и р ы. Наиболее распространенным типом данных пород являются кварцсодержащие кератофиры, в которых кварц наблюдается только в основной массе породы. Кварцевые порфиры с фенокристаллами кварца встречаются гораздо реже и только в отдельных выходах.

По внешнему виду кератофиры довольно разнообразны. Они представлены лейкократовыми светлосерыми, желтовато-серыми, иногда темносерыми и почти черными плотными породами, в которых отчетливо различаются вкрапленники полевого шпата. Реже встречаются афировые разности.

Структура кератофиров — порфировая, реже — афировая. По характеру структуры основной массы выделяются три преобладающих типа

пород: кератофиры с фельзитовой структурой, кератофиры со сферолитовой структурой и кератофиры с микропойкилитовой структурой. Иногда в одном и том же образце встречаются участки различных структур.

1. Кератофиры с фельзитовой структурой основной массы отличаются отчетливой порфировой структурой. Она обусловлена наличием порфировидных выделений, преимущественно альбита. Количественные соотношения между фенокристаллами и основной массой варьируют. Наряду с полифировыми разностями, характеризующимися обилием порфировых выделений, встречаются кератофиры, в которых наблюдаются единичные вкрапленники. Они представлены идиоморфными короткими призмами и таблицами альбита, реже олигоклаза длиной от 0,5 до 1,2 *мм*. Часто вкрапленники образуют лучистые сростки и гломерофировые скопления. Альбит обычно не изменен, реже слабо пелитизирован и содержит вростки серицита, хлорита и эпидота. В редких случаях в альбите наблюдаются включения калиевого полевого шпата.

Цветные минералы или псевдоморфозы по ним в данном типе кератофиров не встречены.

Основная масса породы грубофельзитовая, реже микрофельзитовая. Она состоит из криптокристаллического агрегата кварца и полевого шпата с меньшим, чем у кварца, коэффициентом преломления. Чаще всего полевой шпат, повидимому, представлен альбитом.

В основной массе встречается вкрапленность рудного минерала, преимущественно пирита, реже титансодержащего магнетита. Вокруг последнего часто развивается титанит. Из второстепенных минералов отмечается хлорит и эпидот, образующий местами значительные скопления.

Среди фельзитовой основной массы часто встречаются сферолиты и псевдосферолиты размером 0,4—0,5 *мм* в диаметре. Они имеют более или менее отчетливое радиально-волокнистое строение и сложены главным образом альбитом, иногда кварцево-альбитовым агрегатом.

В кератофирах следует отметить слабые проявления катаклаза. Трещины в фенокристаллах и основной массе выполнены кварцем.

2. Кератофиры со сферолитовой структурой основной массы имеют чаще афировое сложение; в них отмечаются только единичные мелкие фенокристаллы альбита. Изредка альбит содержит вростки серицита, хлорита, эпидота. Большинство таблиц и лейст альбита по периферии обрастают узкой сферолитовой каймой радиально-лучистого строения. Изредка встречаются хлоритовые и реже рудные псевдоморфозы по игольчатому цветному минералу, очевидно, по роговой обманке.

Основная масса имеет сферолито-фельзитовую, реже сферолитовую структуру и сложена округлыми радиально-волокнистыми сферолитами и псевдосферолитами полевошпатового и кварцево-полевошпатового состава. В наиболее раскристаллизованных разностях, наряду со сферолитами, наблюдаются мелкие микролиты альбита и участки тонкого микропегматита.

Радиально-волокнистое строение сферолитов не всегда отчетливо. Иногда оно подчеркивается расположением пелитового вещества и рудной пыли. Из второстепенных минералов в основной массе присутствуют хлорит, зерна рудного минерала, апатит, эпидот; изредка между сферолитами развит криптокристаллический кварцево-полевошпатовый агрегат или ксеноморфный кварц.

3. Кератофиры с микропойкилитовой структурой основной массы в большинстве случаев имеют отчетливую порфировую структуру. Вкрапленники представлены призмами и таблицами альбита и альбит-олигоклаза размером по длине 1,0—1,5 *мм*.

Альбит содержит вростки хлорита и эпидота и местами образует гломерофировые срастания. В единичных шлифах наблюдаются неотчетливые псевдоморфозы по цветному минералу, выполненные актинолито-эпидотовым агрегатом. Кристаллографическая форма первичного минерала не сохранилась.

Основная масса микропойкилитовая; она состоит из неправильных пятнистых участков кварца, содержащих вростки беспорядочно расположенных микролитов полевого шпата. Иногда встречается микропойкилито-трахитоидная структура, при которой наблюдается направленность в расположении микролитов и лейст полевого шпата. В состав основной массы входят: кварц, щелочной полевой шпат, повидимому альбит, в незначительном количестве хлорит, рудные зерна, титанит, апатит.

Кварцевые порфиры. Эти породы отличаются от описанных выше кератофиров наличием фенокристаллов кварца. Они образуют бипирамидальные с разъеденными очертаниями вкрапленники размером 0,5—1,5 *мм* в поперечнике. Кварц часто окружен каймой волокнистого альбита. Кроме кварца, встречаются фенокристаллы альбита коротко-прямоугольной формы.

Основная масса имеет сферолитовую и фельзитовую структуры. В ее состав входят: кварц, щелочной полевой шпат, главным образом альбит, хлорит (в незначительном количестве), рудный минерал, эпидот.

Трахитовые порфиры. Для этих пород характерна отчетливая порфировая структура. Вкрапленники состоят из мутного пелитизированного альбита, реже — калиевого полевого шпата. Последний представлен анортоклазом, ортоклазом, иногда пертитом. Изредка по калиевому полевому шпату развивается альбит, образующий псевдоморфозы главным образом в краевой части вкрапленников. В трахитовых порфирах нередко встречается роговая обманка в виде буровато-зеленых игольчатых выделений или тонкопризматических кристаллов. Структура основной массы призматическая, реже ортофировая.

Основная масса состоит из призматических, плотно прилегающих длинных лейст пелитизированного альбита, имеющих местами радиально-лучистое расположение. Незначительные промежутки между ними выполнены микрогранофиром, иногда кварцем. Трахитовые порфиры бедны кварцем. Содержание его к основной массе составляет от 5 до 10%. В ортофировых разностях полевой шпат представлен ортоклазом. Такие породы по типу близки к микросиенитам и сиенит-порфирам.

Туфы кератофиров. Это главным образом мелкообломочные кристаллокластические и лито-кристаллокластические туфы, реже туфо-агломераты. Изредка преобладают туфы фельзитовых порфиров и кристаллические туфы кварцевых порфиров. Последние состоят из обломков кварца, мутного пелитизированного альбита и фельзитовой основной массы.

Морские осадочные породы (визе-намюр)

Отложения визе-намюрского возраста, охарактеризованные фауной, представлены главным образом известняками и в незначительном количестве известковистыми песчаниками. Эти отложения встречаются в виде небольших участков, расположенных преимущественно на площади развития диабазо-спилитовой серии верхов визе, в полосе, примыкающей к долине р. Иргиз. Такие участки встречены по обоим берегам р. Иргиз ниже впадения р. Узень-Кайракты, на левобережье ее к северу от устья р. Узень-Кайракты, на правом берегу безымянной балки, впадающей в р. Иргиз против устья оврага Уш-Сай, на левобережье р. Иргиз при впадении р. Карабутак, на водоразделе рр. Карабутак и Ащи-Сай и на южном берегу оз. Кара-Сор, где известняки образуют небольшие выходы

среди песчано-алевритовых третичных осадков. Известняки серые, изредка розоватые, темносерые до черных, битуминозные, мелко- и тонкозернистые, плотные.

Г. И. Водорезов в одной из работ, касающейся также интересующего нас района, пишет, что «известняки обычно залегают на основных эффузивах несогласно (с базальным конгломератом в основании)». Нами базальные конгломераты нигде не наблюдались, а были встречены только зоны дробления, приуроченные к контакту между известняками и подстилающей серией основных эффузивов. Такие зоны имеются, например, на правом берегу р. Иргиз ниже впадения в нее р. Узень-Кайракты, на водоразделе между рр. Карабутак и Ащи-Сай, на левобережье р. Иргиз севернее устья р. Узень-Кайракты. Известняки и диабазы здесь рассланцованы, а первые часто гематитизированы. В непосредственном контакте между ними наблюдаются тектонические брекчии, в которых резко угловатые, различной величины и формы, обломки карбонатизированных диабазов и основных порфиритов цементируются более пластичной розовато-лиловой массой гематитизированного известняка. Размер угловатых обломков от 5 до 15 *см* и более; ширина зоны брекчий — 5—10, реже 15 *м*.

Из всех перечисленных выше выходов известняков нами собрана фауна брахиопод и кораллов. Из наших сборов А. П. Ротаем определены следующие формы: *Productus* (*Echinoconchus*) *punctatus* Mart., *Pr.* (*Striatifera*) *striatus* Fisch, *Pr.* (*gigantella*?) cf. *edelburgensis* Phil. *Pr.* (*Marginifera*) sp. indet., *Pr.* (*Striatifera*) *magna* Jan., *Pr.* (*Striatifera*) *tenella* Sar., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *latissimus* Sow., *Pr.* (*Dictyoclostus*) aff. *inflatus* Mc. Chesn., *Pr.* (*Echinoconchus*) cf. *punctatus* Mart., *Spirifer* cf. *oblongus* Jan., *Sp. striatus* Mart., *Squamularia lineata* Mart., *Athyris variabilis* Möll.

По заключению А. П. Ротая указанные формы характерны для верхних частей визе и низов намюра. Этот возраст подтверждается находками кораллов, собранных в трех обнажениях известняков. Обнажения расположены на левом берегу р. Иргиз, выше впадения в нее р. Узень-Кайракты, на южном берегу оз. Кара-Сор и на правом берегу безымянной балки, впадающей в р. Иргиз выше устья оврага Уш-Сай. В. Д. Фомичев из указанных сборов определил следующие формы, подтверждающие визе-намюрский возраст данных отложений. В числе их: *Lithostrotion junceum* Flem., *Caninia juddi* (Thonson), *Skolekophyllum*? sp. (подрод рода *Campophyllum*).

В известняках с южного берега оз. Кара-Сор М. И. Соснина определила микрофауну, представленную главным образом фораминиферами. Среди них наиболее часто встречаются эндотиры, несколько реже Palaeotextularinae и *Bradyina*. Эндотиры сравнительно разнообразны и больше всего напоминают эндотир нижнего карбона (визе-намюр). На левом берегу р. Иргиз, против устья р. Карабутак, по данным Г. И. Водорезова, выше слоев с *Productus giganteus* Mart. и *Pr.* (*Striatifera*) *striatus* Fisch. лежат конгломераты с линзами розовых плотных известняков, в которых обнаружена фауна гониатитов: *Neoglyphioceras subeireulare* Miller, *Goniatites* sp., *Sagittoceras* sp., *Prolecanites* sp., указывающая на самые верхи визейского яруса.

Таким образом, визе-намюрский возраст данных отложений подтверждается найденной фауной и сомнений не вызывает.

Преобладающее простирание известняков северо-запад 320—350° при углах падения 35—45°. В отдельных случаях, как, например, на левом берегу р. Иргиз южнее устья р. Узень-Кайракты, наблюдаются падения известняков под ∠ до 70—80°.

Мощность известняков — до 200 *м*.

Интрузивные породы

Все развитые в районе исследования интрузивные породы связаны с варисской фазой диастрофизма, сопровождающейся интрузиями основной и кислой магмы. Мы различаем относительно более ранние интрузии основного, гранодиоритового и граносиенитового состава и гранитоиды, связанные с более поздним варисским интрузивным циклом.

Габброиды

Интрузии основного состава пользуются в исследованном районе ограниченным распространением. Наиболее ранними являются дайки и мелкие гипабиссальные тела диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, связанных с диабазо-спилитовой формацией. Более крупные интрузии габброидов слагают несколько небольших массивов в северо-западной части площади. К ним относятся два массива, расположенных по обоим берегам р. Иргиз к югу и северу от пос. Миалы, и небольшое тело габбро-диоритов в районе среднего течения р. Киякты-Сай. Вмещающими породами является комплекс основных эффузивов нижнего карбона. Массивы габброидов имеют неправильные очертания. Площадь их составляет от 1 до 9 $км^2$.

Габброиды встречаются в виде глыбовых, реже скалистых выходов, часто с шаровой отдельностью, разбитых вертикальными трещинами в различных направлениях; преобладают трещины, близкие к меридиональному направлению.

В структурном и петрографическом отношении массивы довольно однородны. Они сложены преимущественно средне-и мелкозернистыми массивными зеленовато-черными габбро, габбро-диоритами, реже габбро-диабазами; изредка наблюдаются переходы к крупнозернистым разностям. В выходе на левом берегу р. Иргиз выше пос. Миалы местами наблюдаются эруптивные брекчии. В этих участках мелкозернистое габбро брекчировано, и его обломки сцементированы крупнозернистым габбро-диоритом.

Массивы габброидов прорываются интрузиями и многочисленными дайками гранодиоритов. Габбро в контакте с последними приобретает более лейкократовый облик и по составу приближается к диоритам. В зальбандах жил широко развиты процессы эпидотизации.

Варисский возраст описанных основных интрузий определяется нами на том основании, что они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения визейского возраста. Основные интрузии предшествовали кислым. Об этом свидетельствуют интрузии и многочисленные дайки гранодиоритового состава, прерывающие габбровые тела.

Краткое описание основных изверженных пород

Габбро и габбро-диориты. Это массивные средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые темнозеленые и зеленовато-черные породы. В их состав входят главным образом основной плагиоклаз, амфибол и остаточный пироксен. Плагиоклаз представлен лабрадором, реже лабрадор-битовнитом и встречается в виде толстотаблитчатых и изометричных зерен. В значительной мере, а местами и нацело, плагиоклаз замещен соссюритом и минералами эпидот-цоизитовой группы. Последние развиты главным образом в центральных частях зерен. Моноклинный пироксен представлен преимущественно авгитом, который сохранился в виде небольших разъеденных реликтов среди массы замещающего его амфибола уралитового типа.

К второстепенным минералам относятся ильменит и магнетит. Из вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, лейкоксен и титанит.

Структуры пород — габбровая, призматическая, зернистая.

Габбро-диабазы. Это среднезернистая порода зеленого цвета. Главными породообразующими минералами являются основной соссюритизированный плагиоклаз и псевдоморфозы уралита по моноклинному пироксену. Плагиоклаз имеет состав лабрадора, развит в форме коротких и широких, более или менее идиоморфных, соссюритизированных и эпидотизированных таблиц. Моноклинный пироксен нацело замещен уралитом и занимает промежутки между таблицами плагиоклаза.

Структура породы — габброофитовая.

Гранитоиды

Интрузии кислого состава пользуются в пределах северо-западной части изученного района довольно значительным распространением. Среди них мы различаем относительно более ранние интрузии гранодиоритов, аляскитовых гранитов и граносиенитов и более поздние — микроклиновых гранитов.

Интрузии гранодиоритов и граносиенитов

Гранодиориты слагают целый ряд небольших массивов, расположенных вдоль р. Иргиз в северо-западной части исследуемой площади. Они расположены южнее и севернее пос. Миалы, у пос. Улгайсын против устья оврага Кайракты, к северу от пос. Киякты и Арал-Тугая. Незначительное по величине гранитное тело встречено на водоразделе между р. Карабутак и Киякты-Сай.

Граносиениты представлены небольшим массивом в районе среднего течения р. Киякты-Сай. Они развиты также в краевых частях двух гранодиоритовых и гранитных массивов, расположенных к северу от пос. Арал-Тугай и на междуречье Киякты-Сай — Ащи-Сай. Последние представлены граносиенитами, роговообманковыми микросиенитами и сиенит-порфирами.

Все указанные массивы имеют в плане неправильную, иногда вытянутую форму. Видимая площадь их составляет от 2 до 75 *км*^{2}, причем с востока они часто перекрываются рыхлыми третичными осадками.

Макроскопически гранитоиды представлены светлосерыми и розовыми среднезернистыми разностями. В краевых частях массивов гранитоиды характеризуются более плотной, тонкозернистой или порфировидной структурой.

По петрографическому составу массивы неоднородны. Они сложены главным образом роговообманковыми и биотито-роговообманковыми гранодиоритами и адамеллитами. Реже среди них наблюдаются переходы к гранит-порфирам и граносиенитам, приуроченным преимущественно к краевым частям массивов.

Граносиениты встречены также в виде самостоятельного некрупного массива в районе среднего течения р. Киякты-Сай. Южнее пос. Миалы, в небольшом теле гранодиоритов на границе с вмещающими скарнированными туфогенно-осадочными образованиями, развиты плагиограниты, микроплагиограниты и плагиопорфиры. С гранитоидами генетически связаны жилы гранит-порфиров, аляскитовых гранитов, реже граносиенитов и роговообманковых микросиенитов, которые интрудировали во вмещающие отложения.

Гранитоиды, как правило, имеют массивное сложение. Следы катаклаза в них проявляются довольно редко. Исключение представляет только массив к югу от пос. Миалы, в приконтактовой части которого наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, микросбросы и рассланцованные участки. По стенкам трещин и плоскостям скольжения в гранитоидах развита эпидотизация.

Варисский возраст описанных интрузий определяется тем, что они прорывают спилито-кератофировые породы нижнего карбона (верхнего визе). В районе могилы Жамарт-Мола наблюдается активный контакт с вулканогенным комплексом, характеризующийся образованием зоны скарнов и эпидозитов.

Гранитоиды относительно моложе основных интрузий, которые они прорывают, хотя, повидимому, связаны с последними одной интрузивной эпохой.

Краткое петрографическое описание

Гранодиориты и адамеллиты представляют собой светло-серые и розоватые, средне- и мелкозернистые породы. Минеральный состав: кислый плагиоклаз 30—40%, калиевый полевой шпат 20—30%, кварц 25—35%. Содержание цветных минералов (главным образом роговая обманка) составляет от 5 до 10%. Из акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, магнетит, из вторичных — серицит и хлорит.

Плагиоклаз имеет идиоморфные очертания и таблитчатые формы; часто в нем наблюдается зональное строение. По составу он принадлежит к ряду олигоклаз-андезина. Плагиоклаз пелитизирован, особенно в центральных частях таблиц, к которым приурочены многочисленные мельчайшие вростки эпидота, цоизита и хлорита. По периферии таблицы плагиоклаза иногда окружены каймой калиевого полевого шпата или пертита, которая резко выделяется бурой окраской, обусловленной продуктами разложения.

Калиевый полевой шпат представлен главным образом микропертитом, реже ортоклазом. Он встречается в виде отдельных неправильных изометричных зерен, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу. Вокруг таблиц плагиоклаза он часто образует каймы.

Кварц наиболее ксеноморфный минерал в породе. Он заполняет промежутки между полевыми шпатами, иногда образуя с последними микропегматитовые срастания. В некоторых шлифах содержание кварца более высокое, чем это характерно для среднего типа данной породы. Наблюдается разъедание кварцем полевых шпатов и реликтовые обрывки зерен плагиоклаза в массе кварца.

Амфибол встречается в небольшом количестве; он представлен обыкновенной роговой обманкой в виде призматических и неправильных зерен.

Структура породы — гипидиоморфнозернистая.

Граносиениты — лейкократовые, мелкозернистые, розоватые и красновато-розовые породы.

Главные породообразующие минералы: щелочной полевой шпат 50%, кислый плагиоклаз 20—25%, кварц 15—20%, биотит 5—10%.

Щелочной полевой шпат представлен главным образом пертитом, образующим таблитчатые, реже неправильные зерна. Пертит часто развивается по плагиоклазу, разъеденные зерна которого им окаймляются. Плагиоклаз имеет состав олигоклаза.

Кварц образует ксеноморфные зерна между выделениями полевого шпата.

Из цветных минералов присутствуют пластинки биотита, значительно замещенные хлоритом, и, реже, зеленая игольчатая роговая обманка.

Из акцессорных минералов обнаружены: рудный, апатит, изредка титанит; из вторичных — хлорит, серицит.

Структура породы — гипидиоморфнозернистая.

Плагиограниты по внешнему виду мало отличаются от описанных выше гранодиоритов и адамеллитов, представляя собой лейкократовые светлосерые среднезернистые породы, состоящие на 55—60% из кислого плагиоклаза и на 40—45% из кварца.

Такое повышенное содержание кварца связано с явлениями кварцевого метасоматоза. При этом происходит местами замещение плагиоклаза, сопровождающееся его грануляцией.

Плагиоклаз, имеющий состав олигоклаза, образует обычно идиоморфные, реже разъеденные кварцем таблицы. Они содержат вростки серицита, хлорита и минералов эпидот-цоизитовой группы.

Кварц встречается как в виде ксеноморфных зерен между таблицами плагиоклаза, так и в крупных выделениях, содержащих разъеденные реликтовые зерна плагиоклаза.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой в незначительном количестве.

Из акцессорных минералов присутствуют биотит и магнетит. Биотит встречается обычно в виде мелких листочков, розеток и лучистых скоплений.

Структура породы — гипидиоморфнозернистая.

Гранит-порфиры представляют собой серые и розовато-серые лейкократовые мелкозернистые породы с порфировидным сложением. Количественные соотношения вкрапленников и основной массы варьируют в широких пределах. Наряду с полифировыми разностями наблюдаются афировые гранит-порфиры с редкими мелкими порфировыми выделениями. Они образуют переходы к жильным гранофирам.

Вкрапленники имеют размеры от 0,6 до 2,0—2,5 *мм*. Они представлены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем.

Плагиоклаз имеет состав альбит-олигоклаза, причем иногда в нем наблюдается зональное строение. Он встречается в виде идиоморфных таблиц и призматических зерен и с краев окаймляется пертитом.

Калиевый полевой шпат представлен пертитом, реже буроватым ортоклазом. Он образует каймы на олигоклазе и самостоятельные зерна.

Кварц в виде порфировых выделений присутствует не всегда. Он встречается в виде редких округлых зерен диаметром 1,0—2,0 *мм*.

Из цветных минералов в незначительном количестве присутствует биотит, реже амфибол; по ним развивается хлорит.

Основная масса сложена кварцево-полевошпатовым агрегатом в микропегматитовом срастании неравномерного строения. Встречаются участки, в которых включения кварца, имеющие сферическую, треугольную и червеобразную форму, преобладают над полевыми шпатами; в других случаях наблюдаются тонкие узорчатые микропегматитовые срастания.

Из акцессорных минералов в гранит-порфирах имеются: рудный, апатит, титанит; из вторичных — хлорит, эпидот, лейкоксен.

Структура породы — полнокристаллическая порфировая. Структура основной массы — микропегматитовая.

Интрузия микроклиновых гранитов

Интрузия микроклиновых гранитов слагает единственный небольшой массив, расположенный в северо-западной части исследованного района южнее урочища Карпактас. Он имеет неправильную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении; к югу и востоку массив перекрывается чехлом третичных осадков. В район исследования входит только восточная его часть общей площадью около 6 *км*^{2}.

Граниты здесь встречаются в виде чрезвычайно плоских выходов с отчетливой матрацевидной отдельностью.

По петрографическому составу массив довольно однороден. Он сложен лейкократовыми розовыми, реже светлыми серовато-розовыми, средне- и крупнозернистыми микроклиновыми гранитами. Среди них иногда встречаются участки порфировидного сложения, в которых отдельные выделения полевых шпатов достигают размера 1—2 *см*. Изредка

в пределах массива наблюдаются шлировые обособления более мелкозернистого сложения и меланократового состава.

Массив микроклиновых гранитов разбит системой трещин главным образом меридионального и широтного направлений. Слабее выражены трещины северо-восточного и северо-западного простираний.

Варисский возраст данной интрузии определяется нами условно. По полевым наблюдениям мы имели возможность уяснить только ее нижнюю возрастную границу, так как граниты прорывают складчатый метаморфический комплекс докембрия. Однако их чрезвычайно свежий облик и сходство с поздневарисскими гранитоидами, развитыми в районе Верхнего Прииргизья и Тоболо-Кумакского водораздела, позволяют нам условно считать интрузию микроклиновых гранитов самой поздней в варисском интрузивном цикле.

Краткое петрографическое описание микроклиновых гранитов

Микроклиновые граниты представлены розовыми средне- и крупнозернистыми, реже порфировидными породами.

Породообразующими минералами являются: микроклин — от 45 до 55%, кислый плагиоклаз — от 25 до 30%, кварц — от 20 до 30%, минеральные примеси (биотит, мусковит, циркон, рудные зерна, апатит) — 5%.

Плагиоклаз (олигоклаз) образует широкие идиоморфные таблицы. Он слабо пелитизирован и содержит редкие вростки серицита. В единичных образцах в местах соприкосновения зерен олигоклаза с калиевым полевым шпатом развивается мирмекит.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Он имеет форму таблиц, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу. Изредка встречается микроклинпертит.

Кварц — наиболее ксеноморфный из минералов породы; он выполняет промежутки между полевыми шпатами. Изредка кварц встречается в виде закономерных вростков в полевом шпате с образованием участков микропегматита. Содержание его варьирует от 20 до 30%.

Биотит встречается в незначительном количестве в виде пластинок и листочков с темнокоричневой схемой плеохроизма.

Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Изменения вмещающих пород под влиянием интрузий

Необходимость написания данной главы была вызвана тем, что авторами при геолого-съемочных работах (1953 г.) в исследуемом районе была обнаружена зона скарнов, до сих пор не описанная в литературе.

В северо-западной части изученной площади по обоим берегам р. Иргиз в районе могилы Жамарт-Мола прииргизская полоса эффузивов, представленная здесь главным образом туфогенно-осадочными образованиями, прорвана небольшой интрузией гранитоидов. Массив имеет неоднородный состав: он сложен главным образом среднезернистыми гранодиоритами, адамеллитами и реже плагиогранитами. В краевой его части структура пород изменяется; здесь преобладают плотные тонкозернистые разности с порфировидным сложением. К ним относятся микроплагиограниты и плагиопорфиры, вдающиеся в виде апофиз и жил во вмещающие породы. В гранитоидном массиве широко проявились вторичные изменения, которые сказались главным образом в процессах калиевого метасоматоза и явлениях окварцевания.

Вмещающие отложения представлены скарнированными и эпидотизированными эффузивами и туфогенно-осадочными образованиями, которые, повидимому, первоначально содержали прослои и линзы карбонатных пород. Туфогенный характер исходных пород часто виден совершенно отчетливо благодаря наличию малоизмененных туфов и по-

лосчатых туффитов, сохранившихся среди эпидозитов и скарнов. Значительным распространением здесь пользуются скарны гранатовые, гранато-пироксеновые и пироксеновые, а также актинолито-гранатовые и пироксено-актинолитовые породы, происшедшие за счет гранатовых и пироксеновых скарнов.

Наряду со скарнами широко распространены эпидозиты, а также актинолитовые и эпидото-актинолитовые породы, генезис которых не всегда ясен. Они частично, повидимому, образованы за счет скарнов, реже путем непосредственного замещения вмещающих пород. К эпидозитам относятся также эпидотизированые эндоскарны. Зона скарнов и скарнированных пород по составу неодинакова. В полосе, примыкающей к р. Иргиз вблизи массива гранитоидов, развиты главным образом эпидозиты и актинолитовые породы; в подчиненном количестве среди них встречаются гранат-актинолитовые и пироксен-актинолит-эпидотовые скарны, а также эпидотизированные туфы, туффиты и дайки эффузивов основного и кислого состава. Простирание, замеренное по полосчатости туффитов, северо-северо-запад 340°, падение на восток-северо-восток $\angle$ 30—35°. Севернее располагается полоса, сложенная гранатовыми, пироксеновыми и гранатопироксеновыми скарнами.

Главными породообразующими минералами скарнов являются типичные минералы скарновой стадии минералообразования — гранат и пироксен, встречающиеся в различных количественных соотношениях.

Здесь преобладают мономинеральные и биминеральные породы. Число их увеличивается только за счет более низкотемпературных минералов, образующихся в последующую стадию минералообразования, при разложении пироксена и граната. К ним относятся прежде всего актинолит и эпидот, реже и в незначительном количестве — кварц. При этом образуются гранато-актинолитовые, актинолито-гранатовые и пироксено-эпидотовые скарны.

Мономинеральные разности представлены пироксеновыми крупнокристаллическими породами с лучисто-призматической структурой. Эпидозиты в данной полосе хотя и имеют значительное распространение, но подчинены скарнам, среди которых встречаются в виде пластообразных и жилообразных тел.

Неизмененные карбонатные породы на всем скарновом участке не встречены. Возможно, что первоначально они залегали в туфогенном комплексе в виде известковистых линз и прослоев; не исключена также возможность их нахождения непосредственно к северу от могилы Жамарт-Мола под покровом третичных осадков. На это в известной мере указывают развитые в северной полосе крупнокристаллические мономинеральные пироксеновые скарны, близкие по составу к салитовым скарнам. В типично скарновых месторождениях таковые обычно располагаются во внешних частях скарновых тел на границе с известняками.

Образование зон скарнов и эпидозитов на контакте туфогенно-осадочных отложений с гранитоидами связано с процессами высокотемпературного и среднетемпературного метасоматоза, причем главным источником растворов и высокой температуры являлось интрузивное тело.

Скарны и эпидозиты обычно сильно трещиноваты; среди них, особенно в южной части скарновой полосы, наблюдаются многочисленные микросбросы и зеркала скольжения. Наличие многочисленных трещин, повидимому, обеспечивало циркуляцию растворов и способствовало взаимодействию между вулканогенными силикатными породами и подчиненными известковистыми прослоями.

С указанной зоной скарнированных и эпидотизированных пород связаны железорудные проявления, приуроченные главным образом к эпидозитам и в меньшей степени к скарнам. Они наблюдаются в виде вкрапленности, трещинных выполнений и небольших обособлений, сложенных преимущественно гематитом. Средний размер обособлений до 3—4 *см*.

Гематит вторичный развивается по мушкетовиту, образуя пластинчатые и радиально-лучистые агрегаты. Магнетит встречается гораздо реже в виде мелкой вкрапленности. Нередко наблюдаются сильно ожелезненные скарны. Гидроокислы железа встречаются преимущественно в виде гидрогематита, реже — в виде гидрогетита.

Краткое описание пород скарновой зоны

Пироксеновые скарны. Среди пироксеновых скарнов встречаются крупнокристаллические и мелкозернистые разности. Крупнокристаллические пироксеновые скарны представляют собой мономинеральные породы зеленовато-серого цвета с размером кристаллов, достигающих нескольких сантиметров. По типу они близки к салитовым скарнам. Пироксеновые скарны встречаются в виде небольших участков среди гранатовых и гранато-пироксеновых скарнов, резко от них отличаясь. Наряду с ними встречаются мелкозернистые разности, часто претерпевшие большие изменения и в ходе последующего минералообразования замещенные агрегатом актинолита и кальцита.

Крупнозернистые пироксеновые скарны сложены почти нацело удлиненными таблицами и призматическими кристаллами моноклинного пироксена, группирующимися в радиально-призматические и сноповидные агрегаты. Пироксен составляет около 90—95% породы. Он имеет состав диопсид-геденбергита, иногда незначительно замещается волокнистым актинолитом. Минеральные примеси, представленные кварцем и кальцитом, выполняют небольшие промежутки между призмами пироксена. Иногда в скарнах этого типа встречаются отдельные порфиробласты граната, особенно в разностях, переходных к гранато-пироксеновым скарнам. Рудные минералы представлены редкими зернами магнетита и вторичным гематитом.

Структура породы — радиально-призматическая, сноповая.

Мелкозернистые пироксеновые скарны состоят из мелких изометричных, тонкопризматических и игольчато-волокнистых зерен моноклинного пироксена, обычно расположенных среди продуктов распада актинолито-кальцитового состава. Последние часто пропитаны гидроокислами железа. Реликты пироксена, имеющего состав диопсид-геденбергита, местами образуют участки лапчатого строения. По пироксеновым скарнам часто развивается вторичный эпидот. Трещины выполнены кальцитом и эпидотом. Среди рудных минералов встречается вторичный гематит, развитый по мушкетовиту. Последний наблюдается в виде образований радиально-лучистого сложения, а также в виде реликтовых участков среди замещающего его гематита.

Гранатовые скарны представляют собой мономинеральные мелкозернистые и среднезернистые породы, содержание граната в которых составляет от 85 до 95%. Они генетически и пространственно связаны с пироксеновыми скарнами и образуют с последними взаимопереходы.

Гранатовые скарны сложены изометричными идиобластовыми кристаллами, реже неправильными зернами граната размером от 0,1 до 0,4 *мм*. Гранат относится к группе гроссуляр-андрадита. Он анизотропен и имеет отчетливо выраженное зональное строение. Обычно аномалия особенно резко проявляется в краевых частях зерен граната, центральная же часть изотропна. Реже встречаются скарны с изотропным гранатом, повидимому, другой генерации.

Из второстепенных минералов в описанных скарнах присутствуют кальцит, кварц и реже халцедон, выполняющие промежутки между зернами и агрегатами граната. В массе кварца и кальцита наблюдаются беспорядочно расположенные тончайшие волокна актинолита.

Иногда гранат встречается в более крупных зернах и агрегатах обычно в ассоциации с кварцем, пироксеном, актинолитом, образуя соответ-

ственно кварцево-гранатовые, гранато-пироксеновые и актинолито-гранатовые скарны.

Из рудных минералов развит вторичный гематит. Магнетит встречается редко, главным образом в гранато-пироксеновых скарнах, где он наблюдается в виде изолированных друг от друга мелких идиоморфных зерен размером 0,03—0,05 *мм*. Магнетит приурочен к трещинкам породы, где он располагается вблизи агрегатов гематита; последний местами образует по нему каемки замещения.

Структуры гранатовых скарнов — гранобластовая, гипидиобластовая.

Гранато-актинолитовые и актинолито-гранатовые скарны отличаются только количественными соотношениями граната и актинолита, варьирующими в широких пределах.

Гранат (гроссуляр-андрадит) составляет от 40—45 до 70—75% породы. Он образует крупные порфиробласты размером от 0,4 до 1,0 *мм*, реже небольшие обособления мелких зерен. Последние имеют линзовидную, гнездообразную и жилообразную формы. Гранат аномальный, часто обнаруживает зональное строение. Основная ткань породы, выполняющая промежутки между порфиробластами, состоит из бледнозеленых узкопризматических, часто волокнистых агрегатов актинолита. Волокна располагаются более или менее параллельно, обычно огибая и обволакивая кристаллы граната. В некоторых образцах тонковолокнистый амфибол близок по типу к амфибол-асбесту.

Из акцессорных минералов отмечаются кварц, вторичный кальцит, хлорит, лимонит, бурое пелитовое вещество; из рудных минералов наблюдается вторичный гематит по мушкетовиту.

Структура гранато-актинолитовых скарнов — порфиробластовая с фибробластовой или нематобластовой структурой основной ткани.

Актинолитовые и актинолито-эпидотовые породы. К данной группе нами относятся породы, в которых актинолит и эпидот являются главными породообразующими минералами. Реликтов пироксена или граната в этих породах нет. Повидимому, породы образовались главным образом за счет изменения вмещающей толщи и только частично по гранато-пироксеновым скарнам. Они сложены почти нацело тонкопризматическими зернами или волокнистыми агрегатами бледнозеленого вторичного актинолита. Основная масса волокон актинолита ориентирована более или менее взаимно параллельно, но местами наблюдаются спутанно волокнистые агрегаты. По актинолиту иногда развивается эпидот и с увеличением количества последнего наблюдаются переходы к актинолито-эпидотовым породам. Рудные минералы представлены псевдоморфозами гематита по мушкетовиту.

Структура пород — фибробластовая.

Пироксено-эпидотовые и пироксено-актинолито-эпидотовые породы являются, повидимому, продуктами замещения актинолитом и эпидотом пироксеновых скарнов. Содержание пироксена в них колеблется от 15 до 20%. Пироксен представлен диопсид-геденбергитом и встречается в виде реликтовых зерен, расположенных среди актинолита и эпидота, которые могли также образоваться и за счет граната.

Из акцессорных минералов отмечаются: вторичный кальцит, кварц и гидроокислы железа.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

НИЖНЯЯ ЮРА (ГЛИНЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ)

Юрские отложения в исследованном районе представлены исключительно образованиями коры выветривания, развитыми по докембрийским и палеозойским породам. Они пользуются незначительным распростра-

нением и пространственно связаны с площадями распространения палеозойских пород. Выходы их наблюдаются в долине р. Узень-Кайракты, по правому берегу р. Шет-Иргиз у могилы Кызыл-Кесек-Мола, в верховьях балки Тюлю-Сай; немногочисленные выходы имеются в районе урочища Жаман-Шин. В южной и юго-западной части района исследований они были вскрыты скважинами механического бурения на глубинах 73—160 *м*.

Кора выветривания залегает на различных гипсометрических уровнях. В западной части исследованного района кровля ее располагается на абс. высоте от +200 до +240 *м*. К востоку, т. е. к осевой части Тургайского прогиба, происходит погружение кровли коры выветривания до —40 *м*. Таким образом, относительное колебание высот ее залегания достигает 240—280 *м*.

В пределах исследованного района кора выветривания развита по породам верхнего протерозоя (метаморфические сланцы), нижнего карбона (порфириты, кварцевые порфиры), а также по интрузивным породам, связанным с эпохой варисского диастрофизма (габбро, катаклазированные гранофиры).

Разрозненность выходов и незначительная видимая мощность не позволили нам составить общего профиля коры выветривания.

Кора выветривания по метаморфическим сланцам встречена в долине р. Узень-Кайракты, по правому берегу реки Шет-Иргиз, у могилы Кызыл-Кесек-Мола, в верховьях балки Тюлю-Сай, а также вскрыта некоторыми скважинами в долине балки Ащи-Сай.

В результате проведенных исследований установлено, что она распространяется в виде полосы меридионального простирания, достигая в пределах изученной площади 10—15 *км* ширины.

Кора выветривания по метаморфическим сланцам в обнажениях представлена красновато-бурыми, красными, реже желтовато-белыми глинами с реликтовой сланцеватой текстурой. Угол падения сланцеватости 60—80°.

Глинистая масса породы состоит в основном из минералов группы каолинита; реже встречаются агрегаты мелких частиц серицита и размытых, зеленоватого цвета чешуек хлорита. Кварц образует в породе мелкие линзовидные прослойки размером до 0,5 *мм*, а также присутствует в виде песчаных и алевритовых корродированных зерен с волнистым погасанием.

Порода местами переполнена мелкими, размером до 0,01 *мм*, выделениями окислов железа округлой формы с низким двупреломлением (лимонит).

В скважине, расположенной в низовьях балки Ащи-Сай, кора выветривания по метаморфическим сланцам была встречена в интервале 75,0—84,25 *м* (забой). Над забоем залегают породы, аналогичные коре выветривания на р. Шет-Иргиз.

В контакте с вышележащими нижнемеловыми отложениями верхние горизонты коры выветривания (3—4 *м*) карбонатизированы. В некоторых образцах карбонат (кальцит) составляет более 20% всей массы породы.

Сланцеватость, обусловленная присутствием мелких линзовидных прослоек кварца, сохраняется. В глинистой фракции преобладает каолинит.

Кора выветривания по метаморфическим сланцам не была пройдена полностью ни скважинами ручного, ни механического бурения. Предположительно ее мощность составляет не менее 10—15 *м*.

Кора выветривания по порфиритам встречена в скважинах, расположенных в районе меридионального течения р. Иргиз. Повидимому, эти отложения, также протягиваются в виде полосы меридионального простирания, располагающейся восточнее коры выветривания по метаморфическим сланцам. Наиболее северный выход их отмечается

нами у пос. Миалы, расположенного на берегу р. Иргиз. Граница коры выветривания по метаморфическим сланцам и порфиритам в общих чертах совпадает, повидимому, с меридиональным отрезком долины р. Иргиз.

Наиболее полно разрез коры выветривания по порфиритам представлен в одной из скважин долины р. Иргиз. Над забоем здесь встречены выветрелые порфириты зеленого цвета, в которых наблюдаются полностью разложенные порфировые выделения полевого шпата. Темноцветные минералы разрушены, замещены хлоритом и частично гидробиотитом. Форма псевдоморфоз неправильная, вероятно, вследствие частичного замещения хлоритом полевого шпата. В незначительном количестве по темноцветным минералам развиваются мелкозернистые агрегаты эпидота.

Характерно повышенное содержание кварца в виде ксеноморфных зерен, беспорядочно разбросанных в породе. Кварц, вероятнее всего, вторичный, так как зерна имеют агрегатное строение и неправильную форму; наблюдается разъедание кварцем полевого шпата.

Акцессорными минералами являются магнетит, лейкоксен, апатит.

Выше по разрезу отмечается постепенный переход хлорита и гидробиотита в минерал с высоким двупреломлением. Судя по результатам окрашивания, этим минералом является монтмориллонит (вероятно, железистый).

В общей массе породы рассеяны крупные гнезда каолинита — реликты порфировых выделений полевого шпата, зерна кварца, окислов железа и лейкоксена.

На глубине 77 *м* появляется карбонат (преимущественно сферосидерит). Зеленый цвет породы сохраняется.

К кровле коры выветривания происходит постепенное увеличение содержания каолинита за счет разрастания каолинитовых гнезд и замещения последними хлорита. Образцы, взятые у самой кровли, представлены алевритистыми каолинитовыми глинами желтовато-белого и белого цветов со сферолитами сидерита. В глинах часто встречаются мелкие удлиненные чешуйки с большим двупреломлением (гидробиотит?).

Алевритовая фракция представлена угловатыми зернами кварца. Изредка наблюдаются единичные зерна эпидота и лейкоксена.

Сферолиты сидерита обычно имеют окисленное ядро и несколько оболочек обрастания. Часто встречаются кристаллы сидерита ромбической формы.

Общая мощность коры выветривания по порфиритам составляет не менее 10—12 *м*.

Кора выветривания по кварцевым порфирам встречена в верховьях балки Тюлю-Сай и в скважине, расположенной в 8 *км* юго-восточнее горы Бес-Оба.

В верховьях балки Тюлю-Сай кора выветривания по кварцевым порфирам представлена белыми рыхлыми песчанистыми глинами, содержащими до 5% карбоната.

В шлифе наблюдаются реликты порфировой структуры. Основная масса глин сложена каолинитом. Встречаются крупные оплавленные зерна кварца, характерные для кислых эффузивов, окислы железа, лейкоксен. Карбонат (кальцит) рассеян по всей массе породы в виде мелких зерен размером до 0,005 *мм;* иногда скопления отдельных зерен образуют агрегаты размером до 0,5 *мм*. По данным шлихового анализа в тяжелой фракции породы преобладает гематит, присутствуют также лимонит, рутил, ильменит; легкая фракция состоит исключительно из кварца.

Кора выветривания, встреченная в упомянутой скважине, аналогична описанной выше, но вместо кальцита содержит большое количество мелких сферолитов сидерита.

Мощность коры выветривания по кварцевым порфирам в исследованном районе составляет не менее 5—10 *м*.

Время образования коры выветривания в пределах изученной площади ограничивается верхним карбоном — нижним мелом. При этом достоверность нижней границы установить трудно; можно только уверенно говорить о том, что верхнекаменноугольные, пермские и триасовые отложения в исследованном районе неизвестны. Нижнемеловой возраст континентальных осадков, покрывающих кору выветривания, доказывается заключенной в них альбской флорой и характерным для альбского яруса спорово-пыльцевым комплексом.

В соседних районах Южного Урала и в Мугоджарах возраст коры выветривания установлен более точно. В работах целого ряда исследователей (А. Г. Бер, П. Л. Безруков и А. Л. Яншин, А. В. Хабаков и др.) доказывается, что кора выветривания образовалась путем каолинизации пород в условиях субтропического климата в течение верхнего триаса и в начале лейаса. Этот возраст коры выветривания устанавливается по залеганию на ней нижнеюрских отложений, охарактеризованных флорой. Наконец, для Среднего Урала Е. Н. Щукина указывает, что эпоха выветривания, имеющая региональное распространение, наступила с начала юры и продолжалась до нижнего мела. Процессы выветривания в триасе хотя и имели место, но бо́льшая часть продуктов выветривания этого периода была уничтожена в результате интенсивного размыва, вызванного проявлением киммерийских тектонических движений.

У нас нет никаких оснований считать глины коры выветривания исследованного района разновозрастными с таковыми Мугоджар и Южного Урала. Однако не исключена возможность, что процессы химического выветривания происходили и в течение всей нижней юры, поскольку достоверно нижнеюрские породы на территории юго-западной части Тургайского прогиба неизвестны.

Образование значительных скоплений остаточных продуктов выветривания могло происходить только в обстановке пенеплена. Очевидно, в начале юры по тектоническому режиму исследованный район был близок Мугоджарам, а образование Тургайского прогиба в целом началось, повидимому, позднее, скорее всего со среднеюрского времени. Этим объясняется резкое колебание абсолютных высот залегания кровли коры выветривания в западной и центральной частях района исследований, на что указывалось выше.

Как видно из приведенного литолого-петрографического описания коры выветривания, каолинизации подверглись не только кислые, но и основные породы (порфириты). Это указывает на существование в те времена условий, благоприятствовавших глубокому химическому распаду пород и перераспределению вещества. Для создания подобных условий необходим теплый влажный климат, способствующий значительному возрастанию скоростей химических реакций, гидратации и быстрому выносу растворенных продуктов разложения пород, в первую очередь щелочных и щелочно-земельных оснований.

Таким образом, юрские отложения представлены в изученном районе только образованиями коры выветривания; угленосные осадки того же возраста, широко развитые в северной части Тургайского прогиба, здесь не найдены.

Как известно, вдоль восточного борта Тургайского прогиба наблюдаются депрессии, выполненные отложениями юрского возраста с прослоями бурых углей. Депрессии вытянуты обычно в меридиональном направлении и прослеживаются с перерывами на значительные расстояния. Они заполнены среднеюрскими (?) континентальными породами, приуроченными, повидимому, к синклинальным прогибам древнего палеозойского фундамента.

Аналогичные депрессии вдоль западной окраины Тургайского прогиба пока никем не констатированы. Однако необходимо отметить, что центральная и южная части рассматриваемого региона с помощью геофизи-

ческих и буровых работ почти не изучались, и мы не можем получить достаточно четкого геологического представления о его глубинном строении. Не исключена возможность, что и в пределах исследованного района континентальные юрские осадки могут быть обнаружены при более глубоком бурении в синклинальных прогибах под покровом меловых отложений.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Меловые отложения в пределах юго-западной части Тургайского прогиба почти не выходят на дневную поверхность и впервые обнаружены буровыми скважинами. Однако в соседних районах, особенно в Северном Приаралье, они распространены довольно широко. Здесь меловые, главным образом континентальные, отложения А. Л. Яншин (1953) отмечает по балке Ак-Куурдан, впадающей в р. Шет-Иргиз, в ядрах Чушкакульской и Тасаранской антиклиналей, в ядре брахиантиклинали на п-ове Куланды и т. д.

Меловые отложения в пределах изученного района представлены континентальными и морскими фациями. Среди них нами выделяются следующие стратиграфические горизонты:

I. Континентальные и континентально-прибрежные осадки

1) Нижний мел (апт-альб).
2) Верхний мел (сеноман).

II. Морские отложения (верхний мел)

1) Турон — нижний сенон.
2) Верхний сенон.
3) Датский ярус.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижний мел (апт-альб)

Нижнемеловые отложения в исследованном районе были вскрыты скважинами механического бурения между р. Шет-Иргиз и балкой Ащи-Сай. Восточнее меридионального течения р. Иргиз наблюдается весьма быстрое погружение пород нижнего мела под мощный покров более молодых мезо-кайнозойских отложений; угол погружения колеблется от нескольких минут до 1—5°. В северо-западной и восточной частях исследованного района отложения нижнего мела не обнаружены.

Кровля пород нижнего мела встречена на глубинах от 32,3 до 87,0 *м*. Абсолютные отметки кровли колеблются от 124,7 до 68,0 *м*.

Нижнемеловые отложения залегают на размытой поверхности древней коры выветривания, развитой по докембрийским и палеозойским породам и приурочены главным образом к неглубоким впадинам фундамента.

Среди пород нижнего мела по стратиграфическому положению выделяются 3 пачки (снизу вверх):

1) пачка темносерых глин;
2) пачка пестроцветных глин с линзами бокситов;
3) пачка черных глин с прослоями бурых углей.

Все три пачки были вскрыты скважиной в долине балки Ащи-Сай у западной границы района исследований. Приведем сокращенное описание разреза континентальных меловых отложений (с указанием мощностей).

Нижний мел

Первая (нижняя) пачка

110,00—109,00 *м*	Делювий коры выветривания представлен обломками карбонатизированных сланцев, выветрелых порфиритов и кремнистых пород, сцементированных рыхлым известковисто-глинистым цементом	1,00 *м*
109,00—100,00 *м*	Глина темносерого, почти черного цвета, алевритовая, каолинитовая, пластичная, с большим количеством обугленного растительного детрита. В глине часто встречаются мелкие сферолиты сидерита	9,00 *м*

Вторая (средняя) пачка

100,00—87,35 *м*	Глина, пестро окрашенная в кирпично-красный, желтый и белый цвет, каолинитовая, с редкими бобовинами черного цвета. Часто встречаются сферолиты сидерита	12,65 *м*
87,35—86,65 *м*	Глина каолинитовая, светлосерого цвета, алевритовая, с редкими пятнами ожелезнения, с резко выраженной комковатой отдельностью	0,70 *м*

Третья (верхняя) пачка

86,65—83,90 *м*	Глина каолинитовая, черного цвета со слабым коричневатым оттенком, пластичная, с крупным гравием и галькой сидеритизированных песчаников. Часто встречается растительный детрит, сферолиты сидерита, мелкие желваки пирита . .	2,75 *м*
83,90—81,90 *м*	Уголь бурый, глинистый, темнокоричневого цвета, с хорошо сохранившимися растительными остатками. Встречаются капли янтаря	2,00 *м*
81,90—80,85 *м*	Глина темносерого цвета, песчано-алевритовая, с мелким растительным детритом	1,05 *м*
80,85—80,60 *м*	Известняк сферолитового строения	0,25 *м*
80,60—80,00 *м*	Переслаивание сидеритизированных песчаников, аргиллитов и глин темнокоричневого цвета с большим количеством растительного детрита	0,60 *м*

Верхний мел

80,00—58,65 *м*	Песок полевошпатово-кварцевый с растительным детритом	21,35 *м*

Пачка темносерых глин (первая или нижняя пачка). Наиболее древним горизонтом континентальных меловых отложений в исследуемом районе являются темносерые глины с обугленным растительным детритом. Эти породы встречены только в скважине, расположенной в долине балки Ащи-Сай, где они залегают с размывом на породах коры выветривания.

Отсутствие пачки темносерых глин в соседних участках объясняется, повидимому, размывом их перед отложением вышележащих пестроцветных глин.

По литологическому составу нижняя пачка представлена однородными каолинитовыми глинами, окрашенными в темносерый цвет и содержащими большое количество мелкого углефицированного растительного детрита. Глины — тонкодисперсные с небольшим количеством алевритовых зерен кварца. Основная глинистая масса представлена частицами каолинита изометричной формы с низким двупреломлением. В глинах изредка встречаются скопления мелких зерен пирита и отдельные чешуйки гидрослюды.

В основании пачки прослеживается слой делювиальных отложений коры выветривания. Делювий состоит из угловатых обломков карбонатизированных выветрелых сланцев, выветрелых порфиритов и кремнистых пород. Цемент породы — белого цвета, известковисто-глинистый, бурно вскипает с 5% HCl; он составляет около 50% всей массы породы и представлен каолинитом со значительной примесью пелитоморфного кальцита.

Возраст рассматриваемой пачки устанавливается по данным палинологического анализа. В глинах первой пачки встречен богатый спорово-пыльцевой комплекс, представленный пыльцой: *Bennettites* (0,6%), *Ginkgo* (2,4%), *Podocarpus* (1,8%), *Picea* (11,6%), *Abies* (0,6%), *Cedrus* (3,7%), *Pinus* из подрода *Haploxylon* (20,8%), *Pinaceae* — пыльца крупная, разорванная (14,1%), Taxodiaceae (0,6%), *Welwitschia* (9,6%), типа *Quercus* (4,2%), *Castanea* (0,6%), неопределенной различной пыльцой (2,4%) и спорами: Dicksoniaceae (1,2%), *Cyathea* (1,8%), *Pteris* (0,6%), Polypodiaceae (1,2%), *Gleichenia* (3,7%), *Schizaea* (0,6%), *Aneimia* (3,7%), *Mohria* (2,4%), *Lygodium* (7,9%), *Osmunda* (6,1%), *Coniopteris* (0,6%), *Psophosphaera* (0,6%), *Phlebopteris?* (1,8%), *Leiotriletes* (0,6%), неопределенными спорами (2,4%) (табл. 4, обр. 10).

Как видно из приведенного списка, в данном спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений (58,4%), среди которой резко доминирует пыльца хвойных (50,8%); пыльца покрытосеменных растений составляет всего 4,8%; споры (34,4%) разнообразны по родовому составу; господствуют среди них споры *Lygodium* и *Osmunda*.

Сходный спорово-пыльцевой комплекс встречен Н. А. Болховитиной (1953) в нижних горизонтах свиты Караче-Тау Чушкакульской антиклинали Северного Приаралья. Следует отметить, что в спорово-пыльцевом комплексе, установленном Н. А. Болховитиной, преобладают споры, а пыльца голосеменных растений составляет 35—40%, но общий список пыльцы и спор позволяет достаточно обоснованно сопоставлять эти осадки. В верхней части свиты Караче-Тау А. А. Чигуряевой найдена пыльца типа *Cedrus* и типа Cupressaceae—Taxodiaceae, а также одно зерно покрытосеменных типа *Salix*.

Возраст осадков этой свиты Н. А. Болховитина, по данным спорово-пыльцевого анализа, считает аптом — низами альба. Такого же мнения придерживается А. Л. Яншин.

Литологический состав свиты Караче-Тау Чушкакульской антиклинали Северного Приаралья (глины различных оттенков с преобладанием темносерых с углистыми растительными остатками), а также ее стратиграфическое положение чрезвычайно сходны с глинами первой пачки нижнего мела исследованного района. По всей вероятности, темносерые глины с растительными остатками, вскрытые в балке Ащи-Сай, следует сопоставлять с верхними горизонтами свиты Караче-Тау Чушкакульской антиклинали и относить их по возрасту к верхним горизонтам апта—низам альба. В пользу этого предположения говорит также и то, что в вышележащих горизонтах континентального нижнего мела спорово-пыльцевой комплекс значительно отличается от указанного выше и характерен для отложений альба.

Мощность глин первой пачки — 10,0 *м*.

Накопление рассматриваемых отложений происходило, повидимому, в неглубоких озерах, расположенных во впадинах палеозойского фундамента. Петрографический состав глин позволяет сделать предположение о том, что эти осадки образовались главным образом за счет размыва и переотложения глин коры выветривания.

Пачка пестроцветных глин с линзами бокситов (вторая или средняя пачка). Выше, повидимому, с размывом, на глинах первой пачки, а чаще непосредственно на элювии палеозойских пород, залегают пестроцветные глины с линзами бокситов. Эти породы пользуются значительно большим распространением, чем осадки нижней пачки. Они прослеживаются в юго-западной части изученной территории на значительной площади и вскрыты целым рядом скважин Ащи-Сайской группы.

Наиболее полно разрез этой пачки наблюдается в скважине у западной границы исследованного района по левому берегу балки Ащи-Сай. Здесь эти породы имеют наибольшую мощность. К западу и к востоку мощность пород второй пачки сокращается; к северу пестроцветные

глины местами замещаются серыми глинами с отпечатками флоры, а к югу они погружаются под морские осадки мела и палеогена.

Для характеристики отложений второй пачки приводим сокращенное описание разреза континентального нижнего мела упомянутой выше скважины (снизу):

Юра

82,00—75,10 *м*	Кора выветривания по метаморфическим кремнисто-глинистым сланцам, в верхней части карбонатизированная	6,90 *м*

Нижний мел

Вторая или средняя пачка

75,10—75,00 *м*	Хорошо окатанные кварцевые гальки	0,10 *м*
75,00—60,50 *м*	Глина песчанистая, окрашенная в белый и красный цвета, рыхлая; в основании глина известковистая с кварцевыми гальками и гравием	14,50 *м*
60,50—60,00 *м*	Мергель песчанистый, белого цвета, с пятнами ожелезнения	0,50 *м*
60,00—57,00 *м*	Глина бокситовая, каолинитовая, алевритовая, кирпично-красного цвета, рыхлая, с сидеритом и бобовинами черного цвета	3,00 *м*
57,00—56,00 *м*	Боксит рыхлый, красновато-желтого цвета, бобового сложения	1,00 *м*
56,00—49,60 *м*	Глина бокситовая, каолинитовая, белого, красного и желтого цвета, с редкими бобовинами	6,40 *м*
49,60—48,80 *м*	Боксит каменистый, буровато-желтого цвета, бобового сложения, слегка выветрелый	0,80 *м*
48,80—48,00 *м*	Боксит каменистый, темносерого цвета, бобового сложения, плотный	0,80 *м*

В разрезах остальных скважин, пробуренных в районе балки Ащи-Сай, также преобладают каолинитовые глины преимущественно белого и яркокрасного цвета, с прослоями бокситовых глин.

Среди отложений второй пачки встречены следующие литологические разности пород: пестроцветные каолинитовые глины, бокситовые каолинитовые глины, песчанистые мергели.

Пестроцветные каолинитовые глины составляют около 80% пород второй пачки. Окраска глин пестрая; преобладают белые и яркокрасные цвета, встречаются также желтые, оранжевые, реже серые. Окраска распределяется неравномерно: в виде пятен, потеков и разводов.

В глинах почти полностью отсутствует песчаный материал, в то время как пылевато-алевритовая фракция составляет около половины всей массы породы.

В шлифах глины представляют собой однородный агрегат весьма крупных глинистых частиц изометричной формы с низким двупреломлением. Только кое-где наблюдается рост тонких, с размытыми очертаниями, кристаллов глинистого минерала коричневатого цвета с двупреломлением около 0,013 и слабым плеохроизмом от светло- до темно-коричневого (гидрослюда?).

Песчано-алевритовая фракция представлена преимущественно угловатыми зернами кварца, реже пелитизированного полевого шпата и чешуйками слюды. Встречаются также зерна лейкоксена, титанистого рудного минерала, турмалина, циркона, червеобразные кристаллы каолинита, сгустки окислов железа. По всей породе рассеяны крупные сферолиты сидерита округлой формы.

Подавляющая часть сферолитов сидерита несет на себе следы нескольких регенераций в виде оболочек обрастания, отделенных друг от друга окисленной пленкой сидерита. Размеры сферолитов в некоторых образцах достигают 0,8 *мм*. Количество их колеблется от 5—10 до 30—40% всей массы породы.

Ближе к подошве второй пачки в глинах появляются отдельные крупные кристаллы сидерита и кальцита ромбической формы. Внешняя поверхность некоторых кристаллов изъедена. В центре отдельных кристаллов и сферолитов встречаются угловатые зерна кварца.

Тонкая фракция пестроцветной глины для определения минерального состава подверглась исследованию комплексом методов.

На основании проведенных исследований (см. стр. 126) установлено, что глинистая фракция пестроцветных глин второй пачки представлена преимущественно каолинитом с небольшой примесью минерала из группы гидрослюд (10—15%).

В незначительных количествах в глинистой фракции присутствуют кварц, гидроокислы железа, органическое вещество. Весьма интересным является обнаружение в глинистой фракции бёмита, а также высокое содержание окиси титана (2—3%).

К бокситовым каолинитовым глинам были отнесены глины, у которых при пересчете их химического анализа на каолинит (с учетом данных исследования пород в шлифах) остается некоторое количество свободной окиси алюминия.

Подобные глины повсеместно встречаются среди пород второй пачки в виде прослоев 1—3 *м* мощности. Они приурочены обычно к верхней части второй пачки, причем среди них выделяются две разновидности:

а) бокситовые глины с пелитовой структурой, которые как макроскопически, так и микроскопически неотличимы от вышеописанных пестроцветных каолинитовых глин;

б) бокситовые глины с бобовой структурой.

Бокситовые глины бобовой структуры были вскрыты одной из скважин Ащи-Сайской группы.

Глины — светлосерые, почти белые, рыхлые. На поверхности разлома отчетливо наблюдаются бобовины белого цвета размером до 0,5 *см*. Периферическая часть многих бобовин окрашена органическим веществом в серый цвет.

Бобовая структура отчетливо наблюдается и в шлифе. Основная масса породы (как бобовин, так и цемента) сложена тонкодисперсным слабо двупреломляющим веществом (каолинит). Бобовины составляют около 25% всей массы породы. В мелких трещинах бобовин изредка встречаются отдельные кристаллы гидраргиллита размером 0,005—0,010 *мм*.

На основании детальных исследований (см. стр. 128) установлено, что гидраргиллит в бобовинах и во всей породе содержится примерно в равных количествах и составляет около 6% всей массы последних.

Песчано-алевритовая фракция составляет около 10% породы и представлена преимущественно угловатыми зернами кварца, часто корродированными.

Песчанистые мергели встречены в скважине на левом берегу балки Ащи-Сай, где они приурочены к средней части пачки.

Основная масса породы представлена пелитоморфным карбонатом с значительной примесью глинистого вещества. Глинистое вещество местами скапливается в крупные гнезда, где оно имеет низкое двупреломление (вероятно, каолинит).

Песчаная фракция составляет около 20% всей массы породы и представлена преимущественно угловатыми, иногда корродированными зернами кварца; встречаются также пелитизированные зерна полевого шпата, чешуйки мусковита, сферолиты сидерита, зерна окислов железа, лейкоксен.

Из пород второй пачки континентального нижнего мела производились и спорово-пыльцевые анализы. Большинство образцов глин этого горизонта пыльцы и спор не содержали. Однообразный спорово-пыльцевой комплекс был обнаружен только в глинах одной из скважин Ащи-Сайской группы. Состав пыльцы и спор здесь следующий: *Podocarpus* (5%), *Cedrus* (36,6%), *Pinus* (29%), Taxodiaceae (3,4%), *Glyptostrobus* (6%), *Aneimia* (1,6%), *Cibotium* (3,4%), Cyatheaceae (16,6%), *Lycopo-*

dium (1,6%), споры *Filicales* (6,7%), неопределенные споры (1,6%) (см. табл. 4. обр. 11).

В данном спорово-пыльцевом комплексе, так же как и в предыдущем, преобладает пыльца голосеменных растений (66,5%), среди которой господствует пыльца хвойных (56,6%), с высоким содержанием пыльцы рода *Cedrus* (36,6%).

Мощность пород второй пачки континентального нижнего мела достигает 27 *м*.

Возраст осадков описанной пачки определяется как альб; подробнее обоснование возраста будет приведено ниже.

Пачка черных глин с прослоями бурых углей (третья или верхняя пачка). На пестроцветных глинах второй пачки, а местами на коре выветривания, с небольшим размывом залегают серые и темносерые, местами почти черные глины с тонкими прослоями бурых углей. Эти породы пользуются наибольшим распространением среди континентальных нижнемеловых отложений. Они развиты также в юго-западной части района исследований, где были вскрыты многими скважинами на площади около 1000 *км*^{2}.

Перерыв между отложениями второй и третьей пачек устанавливается по присутствию конгломерата, или по наличию горизонта глин, обогащенного галькой и гравием, или, наконец, по резкой смене литологического состава пород. Размыв после накопления пестроцветных глин, повидимому, имел местное значение.

Разрез отложений этой пачки следующий (снизу):

Нижний мел

Третья или верхняя пачка

48,00—46,75 *м*	Глина темносерого цвета, каолинитовая, алевритовая, с большим количеством мелкого растительнего детрита	1,25 *м*
46,75—46,00 *м*	Уголь бурый, коричневого цвета, с хорошо сохранившимися углефицированными обломками древесины	0,75 *м*
46,00—40,30 *м*	Глина углистая, черного цвета с коричневатым оттенком. В глине встречается большое количество обугленной, часто пиритизированной древесины	5,70 *м*
40,30—40,10 *м*	Уголь сажистый, черного цвета с коричневатым оттенком, глинистый	0,20 *м*
40,10—40,00 *м*	Аргиллит темносерого цвета, сидеритизированный . . .	0,10 *м*
40,00—32,50 *м*	Глина темносерого цвета, каолинитовая, алевритовая, с мелкими прослойками песка. У подошвы встречаются катыши сидеритизированной глины	7,50 *м*
32,50—32,40 *м*	Песчаник крупнозернистый с сидеритовым цементом . . .	0,10 *м*

Верхний мел

32,40—28,30 *м*	Песок среднезернистый, полевошпатово-кварцевый	4,10 *м*

В разрезах других скважин литологический характер пород верхней пачки в основном не изменяется. Здесь также преобладают темносерые и черные глины с тонкими прослоями бурых углей, песка и в верхней части пачки песчаника с сидеритовым цементом.

Среди отложений третьей или верхней пачки встречены следующие литологические разности пород: углистые каолинитовые глины, песчаники с сидеритовым цементом, алевритовые аргиллиты, глинистые сидериты, сферолитовые известняки, угли.

Углистые каолинитовые глины окрашены в темносерый, иногда в черный цвет и содержат большое количество крупных, размером до 0,5 *см*, фюзенизированных обрывков растительной ткани. Глины преимущественно алевритовые, но встречаются и тонкодисперсные разности. Основная глинистая масса представлена каолинитом.

Песчано-алевритовая фракция представлена угловатыми, реже угловато-окатанными зернами кварца. Встречаются отдельные зерна пелити-

зированных полевых шпатов, циркона, пирита, лейкоксена, измененные чешуйки биотита. Редко встречаются мелкие зерна карбоната (вероятно, сидерит ?).

Глины переполнены фюзенизированным и гелефицированным органическим веществом; последнее заполняет мелкие трещины породы. Органические остатки местами пиритизированы. По периферии отдельных скоплений гелефицированного органического вещества наблюдается образование колломорфных выделений глинистого вещества гидрослюдистого состава.

Песчаники с сидеритовым цементом встречены в виде отдельных прослоев небольшой мощности (5—50 *см*), приуроченных обычно к кровле нижнемеловых отложений. Цвет песчаников темносерый, иногда черный.

Песчаный материал составляет около 70% всей массы породы и представлен угловато-окатанными, иногда корродированными зернами кварца, реже полевого шпата (микроклин, ортоклаз) и обломками микрокварцита. Цемент базальный, местами — заполнения пор; представлен окисленным сидеритом.

Алевритовые аргиллиты встречены у кровли нижне-меловых отложений в виде прослоя мощностью 0,25 *м*.

Основная масса породы представлена почти изотропным веществом неясного состава. Алевритовый материал составляет около 50% всей массы породы и представлен преимущественно зернами кварца размером 0,02—0,05 *мм*. Реже встречаются чешуйки мусковита и мелкие зерна пирита. Сидерит присутствует в виде мелких окисленных агрегатов размером до 0,3 *мм*.

В породе содержится большое количество растительных остатков, ориентированных по слоистости.

Глинистые сидериты в третьей пачке встречаются в виде отдельных прослойков, имеющих несколько сантиметров мощности. Основная масса их сложена пелитоморфным окисленным сидеритом с примесью глинистого вещества. По всей породе рассеяны алевритовые зерна кварца и реже — пелитизированного полевого шпата. Встречаются также измененные чешуйки мусковита, биотита, аутигенные зерна пирита, мелкий растительный детрит.

Сферолитовые известняки встречаются среди пород третьей или верхней пачки в виде тонких прослойков мощностью 0,10—0,25 *м*. Порода имеет светлосерый цвет, очень плотная, состоит из большого количества сферолитов размером до 2 *мм*. Сферолиты обычно тесно соприкасаются между собой и лишь иногда среди них встречаются поры размером до 2 *мм*, заполненные карбонатом, окрашенным окислами железа, с примесью глинистого вещества. Стенки пор покрыты тонкой пленкой вторичного карбоната. Последний заполняет также мелкие трещины, которыми разбита порода; размер трещин колеблется от 0,01 до 0,20 *мм*.

В шлифах некоторых образцов сферолитовых известняков наблюдается первичная микрослоистость, обусловленная расположением мелкого растительного детрита, а также чередованием прослойков с различным содержанием алеврита. Очертания сферолитов секут границы слоистости.

Алевритовая фракция составляет местами 4—5% общей массы породы и представлена угловатыми зернами кварца.

Судя по химическому составу породы, в ней, кроме кальцита, присутствует также и сидерит, но в незначительном количестве.

Угли встречаются среди пород третьей или верхней пачки в виде отдельных прослоев мощностью до 0,20 *м;* обычная же мощность прослоев составляет 0,05—0,10 *м*.

Угли глинистые, бурые, коричневато-черного, реже коричневого цвета, рыхлые, с хорошо сохранившимися фюзенизированными растительными остатками.

В глинах и углях верхней пачки континентального нижнего мела встречен богатый спорово-пыльцевой комплекс. Из этого горизонта пыльца и споры были обнаружены в девяти образцах. Общий список пыльцы и спор следующий (обр. 12—20, табл. 4).

Пыльца голосеменных растений: *Ginkgo* (0,0—6,9%), *Bennettites* (0,0—2,5%), *Psophosphaera* (0,0—2,5%), *Podocarpus* (0,0—4,8%), *Araucaria* (0,0—0,3%), *Podozamites* (0,0—1,3%), *Abies* (0,0—0,9%), *Picea* (0,0—14,7%), *Cedrus* (2,5—26,4%), *Pinus* подрод *Haploxylon* (0,0—20,8%), *Pinus* подрод *Diploxylon* (0,0—2,9%), *Pinus* sp. (0,0—25%), *Pinaceae* (0,0—28,1%), Taxodiaceae (3,2—13,1%), *Glyptostrobus* (0,0—1,6%), Cupressaceae (9,9—3,1%), *Thujopsis* (0,0—1,6%), *Welwitschia* (0,0—1,9%), пыльца покрытосеменных растений типа *Rhus* (0,0—1,6%), *Ilex* (0,0—2,9%), Leguminosae (0,0—0,8%), Euphorbiaceae (0,0—0,4%), неопределенная пыльца (0,0—2,4%).

Споры папоротникообразных: *Licopodium* (0,0—1,5%), *Cibotium* (0,0—2,9%), *Dicksonia* (0,0—4,8%), *Dicksoniacea* (0,0—10,8%), *Cyathea* (1,5—13,8%), *Coniopteris* (0,0—1,6%), *Adiantum* (0,0—0,3%), *Pteris* (0,0—1,1%), Polypodiaceae (0,0—11,2%), *Matonia* (0,0—1,6%), *Gleichenia* (5,6—13,8%), *Phlebopteris* (0,0—0,3%), *Schizaea* (0,0—1,3%), *Aneimia* (0,7—60,5%), *Lugodium* (0,0—18,7%, Schizaeaceae (0,0—2,4%), *Mohria* (0,0—5,8%), Osmundaceae (0,0—2,9%), *Leiotriletes* (0,0—7,1%), *Trachytriletes* (0,0—1,3%), *Filicales* (0,0—23,5%), *Zonotriletes* (0,0—1,3%), неопределенные споры (0,00—24,7%), неопределенные формы (0,0—7,1%).

Характерными признаками этого спорово-пыльцевого комплекса являются следующие:

1. Преобладание спор папоротникообразных над пыльцой. Исключение представляют только два образца, где в процентных соотношениях резко преобладает пыльца голосеменных растений. Следует отметить, что в этих образцах был обнаружен обедненный спорово-пыльцевой комплекс (от 50 до 60 зерен), не являющийся показательным.

2. Среди спор преобладают споры *Dicksoniaceae, Gleichenia, Aneimia, Cyathea* и *Lygodium.*

3. Среди пыльцы голосеменных растений в большинстве образцов господствует пыльца *Cedrus.*

4. Пыльца покрытосеменных растений, представленная главным образом пыльцой типа *Quercus, Castanea, Platanus* и *Leguminosae*, составляет незначительный процент (максимально до 9,5%, а в среднем около 3,0%).

По данным Н. А. Болховитиной, В. В. Зауер и И. М. Покровской, перечисленные выше признаки характерны для спорово-пыльцевых комплексов альбских отложений, развитых в Северном Приаралье, в районе р. Эмбы и на Южном Урале.

В. В. Зауер (1953) доказывает, что расцвет рода *Cedrus* (пыльца которого встречается во всех изученных образцах в значительном количестве) приурочен к периоду, охватывающему конец нижнего и начало верхнего мела. Из отложений альба р. Аят В. В. Зауер приводит четыре вида пыльцы кедров, из которых три вида встречаются в данном стратиграфическом горизонте.

В серых глинах, являющихся фациальными аналогами второй и третьей пачек, в 1954 г. встречены отпечатки листьев, представленные, по определению М. О. Борсук, следующими видами: *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) *Newb., Phyllites* sp. cf. *Magnolia* sp., *Platanus cuneifolia* (Bronn.), *Otozamites* sp., *Magnolia* sp., *Zizyphus ajatensis* Vachr., *Phyllites* sp. cf. *Daphne* sp., *Phyllites* sp. cf. *Eucalyptus* (?) *uralensis* Vachr.

Спорово-пыльцевой комплекс континентальных нижнемеловых отложений юго-западной части Тургайского прогиба

Таблица 4

Название спор и пыльцы	Первая или нижняя пачка		Вторая или средняя пачка		Третья или верхняя пачка															
	Обр. 10, глина		Обр. 11, глина		Обр. 12, глина		Обр. 13, глина		Обр. 14, глина		Обр. 15, глина		Обр. 16, глина		Обр. 17, глина		Обр. 18, глина		Обр. 19, глина		Обр. 20, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Ginkgo	4,0	2,4			8,0	6,4			18,0	6,9											12,0	3,9
Bennettites	1,0	0,6																			8,0	2,4
Psophosphaera	1,0	0,6															2,0	2,5			7,0	2,2
Podocarpus	3,0	1,8	3,0	5,0	3,0	2,4									3,0	4,8					1,0	0,3
Araucaria									1,0	0,3												
Podozamites															1,0	0,5	1,0	1,3			3,0	0,9
Abies	1,0	0,6																			17,0	5,6
Picea	19,0	11,6			1,0	0,8	1,0	0,2	8,0	3,1	5,0	14,7	2,0	3,1							12,0	3,9
Cedrus	6,0	3,7	22,0	36,6	6,0	4,8	11,0	2,5	20,0	7,6	9,0	26,4	8,0	12,5	46,0	24,7			1,0	5,8	4,0	1,3
Pinus подрод *Diploxylon*											1,0	2,9									14,0	4,6
Pinus подрод *Haploxylon*	34,0	20,8							15,0	5,8												
Pinus			12,0	20,0	3,0	2,4	15,0	3,3			7,0	20,6	16,0	25,0	38,0	20,4	1,0	1,3	4,0	23,5		
Pinaceae	23,0	14,1			17,0	13,6			20,0	7,7			18,0	28,1			3,0	4,2			13,0	4,3
Taxodiaceae	1,0	0,6	2,0	3,4	11,0	8,8			34,0	13,1	2,0	5,8			6,0	3,2			2,0	11,8	15,0	4,9
Clyptostrobus			1,0	1,6											3,0	1,6						
Cupressaceae					1,0	0,8			8,0	3,1											7,0	2,2
Thujopsis									2,0	0,7											5,0	1,6
Welwitschia	1,0	0,6							1,0	0,3											6,0	1,9
Типа *Quercus*	7,0	4,2			2,0	1,6			2,0	0,7	1,0	2,9	3,0	4,7							5,0	1,6
Castanea	1,0	0,6							3,0	1,1			1,0	1,6							4,0	1,3
Platanus					2,0	1,6			4,0	1,5							2,0	2,5			7,0	2,2
Типа *Rhus*													1,0	1,6								
Ilex											1,0	2,9									1,0	0,3
Leguminosae					1,0	0,8			2,0	0,7												
Euphorbiaceae							2,0	0,4														
Неопределенная пыльца	4,0	2,4																				
Lycopodium			2,0	3,4			1,0	0,2	4,0	1,5			1,0	1,6								
															2,0	1,1						

Продолжение табл. 4

Название спор и пыльцы	Первая или нижняя пачка		Вторая или средняя пачка		Третья или верхняя пачка															
	Обр. 10, глина		Обр. 11, глина		Обр. 12, глина		Обр. 13, глина		Обр. 14, глина		Обр. 15, глина		Обр. 16, глина		Обр. 17, глина		Обр. 18, глина		Обр. 19, глина		Обр. 20, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Cibotium			2,0	3,4			9,0	2,0														
Dicksonia					6,0	4,8			4,0	1,5			1,0	1,5	2,0	1,1						
Dicksoniaceae	2,0	1,2			13,0	10,4			28,0	10,8							1,0	1,3			20,0	8,0
Cyathea	3,0	1,8	10,0	16,6	6,0	4,8	12,0	2,6	10,0	3,8	2,0	5,8	1,0	1,5	21	11,2	11,0	13,8	5,0	29,4	33,0	10,9
Coniopteris	1,0	0,6															1,0	1,3			5,0	1,6
Adiantum																					1,0	0,3
Pteris	1,0	0,6			1,0	0,8			3,0	1,1											2,0	0,7
Polypodiaceae	2,0	1,2									1,0	2,9			1,0	0,5	9,0	11,2	1,0	5,8		
Matonia															3,0	1,6						
Gleichenia	6,0	3,7			7,0	5,6			22,0	8,4					12,0	6,4	11,0	13,8			42,0	13,7
Phlebopteris	3,0	1,8							1,0	0,3												
Schizaea	1,0	0,6															1,0	1,3			2,0	0,7
Aneimia	6,0	3,7	1,0	1,6	13,0	10,4	27,2	60,5	2,0	0,7					31	16,6					2,0	0,7
Lygodium	13,0	7,9			8,0	6,4			20,0	7,7	2,0	5,8	3,0	4,7			15,0	18,7			7,0	2,2
Schizaceae					3,0	2,4	1,0	0,2	1,0	0,3												
Mohria	4,0	2,4					2,0	0,4	2,0	0,7	2,0	5,8			2,0	1,1					5,0	1,6
Osmundaceae	10,0	6,1					1,0	0,2	5,0	1,9	1,0	2,9	1,0	1,5							9,0	2,5
Leiotriletes	1,0	0,6			6,0	4,8	3,0	0,7	18,0	6,9					2,0	1,1	5,0	7,1			14,0	4,6
Trachytriletes																					4,0	1,3
Filicales			4,0	6,7											5,0	2,6			4,0	23,5		
Zonotriletes							4,0	0,9									1,0	1,3				
Неопределенные споры	4,0	2,4	1,0	1,6	6,0	4,8	110,0	24,7					5,0	7,9							8,0	2,4
Неопределенные формы															2,0	1,1	5,0	7,1			7,0	2,2
Всего пыльцы голосеменных		58,4		66,7		40,8		7,2		50,4		79		73,4		55,6		20,6		41,3		41,2
Всего пыльцы покрытосеменных		4,8		—		4,0		0,4		4,0		5,8		9,5		—		2,5		—		5,4
Общее количество спор		34,4		33,3		55,2		92,4		45,6		23,2		17,1		43,3		69,8		58,7		51,2

Данные виды, по заключению В. А. Вахрамеева и М. О. Борсук, характерны для верхнего альба.

По литологическим признакам, стратиграфическому положению и составу спор и пыльцы осадки второй и третьей пачек, развитые в исследованном районе, можно сопоставлять со свитой Қызыл-Шен Чушкакульской антиклинали Северного Приаралья. Из этой свиты В. А. Вахрамеев определил и описал большое количество флоры, среди которой часто встречаются отпечатки папоротника *Gleichenia* (шесть видов), из гинкговых — *Ginkgo*, из покрытосеменных — *Ficus*, *Nelumbites* (два вида), *Leguminosites* и др.

В спорово-пыльцевом спектре свиты Қызыл-Шен, по данным Н. А. Болховитиной, резко преобладает пыльца хвойных, особенно пыльца *Cedrus*, *Pinus*, *Abies* и *Podocarpus*. Пыльца цикадовых, гинкговых и покрытосеменных наблюдается единично.

Таким образом, возможность сопоставления описываемой свиты со свитой Қызыл-Шен не вызывает сомнений.

Қасаясь вопроса о возрасте свиты Қызыл-Шен Чушкакульской антиклинали, В. А. Вахрамеев и А. Л. Яншин устанавливают его как средний альб на основании определения отпечатков листьев и стратиграфического положения свиты; она сравнивается указанными авторами с так называемой «белой» свитой среднего альба бассейнов рек Темира и Илека.

Қомплекс, сходный со спорово-пыльцевым спектром второй и третьей пачек нижнего мела исследованного района, обнаружен Н. А. Болховитиной (1953) в нижне-среднеальбских отложениях Эмбенского района.

Мощность темносерых и черных глин третьей пачки достигает 17 *м*.

Возраст всей толщи континентальных осадков нижнего мела исследованного района по данным спорово-пыльцевого анализа, определениям флоры, а также на основании сравнения литологического состава с апт-альбскими отложениями соседних районов, можно считать апт-альбским, отметив при этом, что основное накопление осадков происходило в альбе.

Общая мощность отложений апт-альба 53 *м*.

Учитывая весь изложенный выше фактический материал, можно наметить следующие выводы о распространении и условиях накопления континентальных осадков нижнего мела в юго-западной части Тургайского прогиба.

1. Континентальные нижнемеловые осадки пользуются в исследованном районе широким распространением, протягиваясь в виде прерывистой полосы меридионального простирания вдоль восточного склона Мугоджар и Южного Урала. Севернее исследованной площади они известны по р. Аят, где залегают в основании разреза меловых отложений, а также были обнаружены в 1953 г. П. С. Галкиным в Джетыгаринском районе (г. Джетыгара). К югу от закартированной территории они пока не выявлены, что объясняется скорее всего тем, что на этой площади буровые работы не проводились. Повидимому, отложения континентального нижнего мела следует ожидать под морскими палеогеновыми осадками на участках, прилегающих к выходам палеозоя к юго-западу от пос. Иргиз; об этом свидетельствуют находки переотложенной пыльцы гинкговых в отложениях среднего олигоцена непосредственно к северу от палеозойского массива урочища Жаман-Шин. Не исключена возможность, что выходы их могут быть встречены и южнее.

К западу от изученного района породы континентального нижнего мела могут быть прослежены на значительное расстояние. Они были вскрыты бурением в ряде пунктов по р. Шет-Иргиз (Н. А. Дементьев, Н. Э. Зейберлих, А. Я. Фроленкова и др., 1953 г.), а также выходят на поверхность в верховьях р. Талдык. Только к востоку от исследованной площади континентальный нижний мел, залегающий на антиклиналях, размыт последующей эрозией, а в синклиналях встречается на сравни-

тельно большой глубине. Тем не менее общая площадь развития нижнемеловых пород в районе Мугоджар и западной части Тургайского прогиба значительна.

2. Накопление осадков континентального нижнего мела происходило в неглубоких водоемах, приуроченных к эрозионным впадинам палеозойского фундамента.

3. Во время накопления осадков нижнего мела была развита пышная древесная растительность, состоящая из древовидных папоротников, различных кедров и сосен, подокарпусов, гинкго, секвой, реже платанов, каштанов и т. д.

Верхний мел

а) Сеноман

Отложения сеноманского яруса в пределах изученной территории представлены преимущественно песками, местами серыми глинами с прослоями песков и отпечатками листьев. Они залегают непосредственно на нижнемеловых темносерых глинах с углистыми прослоями.

Площадь распространения сеноманских отложений так же, как и осадков нижнего мела, ограничена. Они прослеживаются в юго-западной части района исследований, где были вскрыты многими скважинами механического бурения.

Наиболее полный по мощности разрез отложений сеномана наблюдается в скважине у пос. Ак-Тугай (севернее горы Манаулье).

Разрез этот следующий (снизу):

1. На алевритовых аргиллитах нижнего мела без заметного размыва залегают алевритовые глины темносерого цвета с растительным детритом. В глинах обнаружен богатый споров-пыльцевой комплекс	2,25 *м*
2. Пески разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, полевошпатово-кварцевые с рыхлым гидрослюдисто-каолинитовым цементом. Окатанность зерен средняя. Полевой шпат пелитизирован. В песках часто встречаются чешуйки мусковита, мелкие обломки кварцитов и сидеритизированных плотных пород черного цвета. Среди песков наблюдаются гнезда и линзовидные включения глин серого цвета. Пески водоносны	24,00 *м*
Выше с размывом залегают глины туронского возраста с многочисленными желваками фосфоритов	

Для более полной характеристики осадков сеномана приведем также разрез скважины, расположенной в средней части балки Ащи-Сай. Он интересен тем, что здесь пески сеномана содержат артезианские подземные воды. Разрез (снизу):

	Нижний мел	
1)	80,85—80,50 *м* Известняк сферолитового строения	0,35 *м*
	Верхний мел (сеноман)	
2)	80,50—80,10 *м* Глина серого цвета с коричневатым оттенком с обугленными растительными остатками	0,40 *м*
3)	80,10—80,00 *м* Песчаник с окисленным сидеритовым цементом . . .	0,10 *м*
4)	80,00—58,65 *м* Песок крупно- и грубозернистый, полевошпатово-кварцевый, водоносный	21,35 *м*
	Палеоген	
5)	58,65—57,80 *м* Глина алевритистая, серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, с желваками фосфоритов	0,85 *м*

В других местах разрез сеноманских отложений представлен глинами с отпечатками листьев *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Platanus cuneifolia* Bronn., *Anacardites Neuburgae* Vachr., *Phyllites* sp. cf. *Daphne* sp., *Eucalyptus* (?) *uralensis* Vachr., *Platanus* sp., характерными, по заключению М. О. Борсук и В. А. Вахрамеева, для сеноманских отложений.

Таблица 5

Спорово-пыльцевой комплекс сеноманских отложений верхнего мела

Название спор и пыльцы	Обр. 16, глина		Обр. 19, глина	
	Количество	%	Количество	%
Ginkgo	2	1,3	10	3,6
Podocarpus	—	—	2	0,7
Abies	1	0,6	—	—
Picea	—	—	7	2,5
Picea sec. *omorica*	15	9,8	10	3,6
Pinus подрод *Haploxylon*	4	2,6	9	3,2
Cedrus	4	2,6	—	—
Pinaceae (разорв.)	10	6,5	16	5,7
Taxodiaceae	12	7,8	24	8,8
Taxodium	—	—	1	0,3
Cupressus	5	3,5	1	0,3
Welwitschia	1	0,6	3	1,1
Castanea	6	2,8	8	2,9
Типа *Quercus*	5	3,5	8	2,9
Platanus	8	5,2	1	0,3
Ilex	1	0.6	1	0,3
Типа *Nyssa* (?)	3	2,0	—	—
Leguminosae	8	5,2	13	4,7
Ericipites Bolch.	4	2,6	—	—
Неопределенная пыльца покрытосеменных	7	4,8	20	7,1
Lycopodium	—	—	11	3,9
Cyathea	3	2,0	—	—
Cyatheaceae	—	—	24	8,8
Coniopteris	—	—	14	5,0
Adiantum	—	—	1	0,3
Pteris	1	0,6	4	1,4
Polypodiaceae	4	2,6	2	0,7
Gleichenia	12	7,8	21	7,6
Phelobopteris	—	—	1	0,3
Schizaea	2	1,3	1	0,3
Aneimia	1	0,6	3	1,1
Lygodium	5	3,5	17	6,1
Mohria	7	4,7	3	1,1
Osmunda	3	2,0	5	2,0
Klukia	—	—	4	1,4
Philadelphus	—	—	3	1,1
Hymenozonotriletes	2	1,3	3	1,1
Неопределенные споры	14	9.4	22	7,9
Всего пыльцы голосеменных	—	35,3	—	29,8
Всего пыльцы покрытосеменных	—	26,7	—	18,2
Общее количество спор	—	38,0	—	52,0

Из глинистых прослоев, встреченных в подошве и у кровли сеноманских отложений, выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс, значительно отличающийся от состава спор и пыльцы отложений альба. Здесь наблюдается пыльца голосеменных растений: *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Abies*, *Picea* sec. *omorica*, *Picea* sp., *Pinus* подрода *Haploxylon*, *Cedrus*, Pinaceae (разорванная), *Taxodium*, Taxodiaceae, *Cupressus*, *Welwitschia;* пыльца покрытосеменных растений — *Castanea*, типа *Quercus*, *Platanus*, *Ilex*, типа *Nyssa*, Leguminosae, *Ericipites* Bolch. и неопределенная пыльца покрытосеменных растений.

Споры папоротникообразных: *Cyathea*, Cyatheaceae, *Pteris*, *Adiantum*, *Lycopodium*, Polypodiaceae, *Gleichenia*, *Schizaea*, *Aneimia*, *Mohria*, *Lygodium*, *Osmunda*, *Klukia*, *Coniopteris*, *Psophosphaera*, *Chamaecyparis*, *Phleobopteris*, *Hymenozonotriletes*, *Stenozonotriletes*, *Filicales*, неопределенные разорванные споры (процентные соотношения см. в табл. 5).

Характерными признаками для спорово-пыльцевого комплекса данного стратиграфического горизонта являются следующие:

1. В общем спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры, среди которых чаще всего встречаются *Gleichenia*, Cyatheaceae, *Lygodium*.

2. Среди пыльцы голосеменных растений преобладает пыльца *Picea* sec. *omorica* и Taxodiaceae.

3. Пыльца покрытосеменных растений в общем спорово-пыльцевом комплексе составляет существенный процент и отличается значительно большим разнообразием, чем в предыдущем стратиграфическом горизонте. Здесь встречена пыльца *Platanus*, *Castanea*, типа *Quercus*, *Ilex*, типа *Nyssa*, Leguminosae и *Ericipites* Bolch. Преобладает пыльца *Platanus*, Leguminosae и *Castanea*.

По данным Н. А. Болховитиной, спорово-пыльцевой комплекс сеноманских отложений, датированных фауной, в районе среднего течения р. Эмбы характеризуется тем, что споры составляют около 40%; они представлены примерно теми же видами, что и в альбе. Пыльца покрытосеменных занимает 10% в общем спорово-пыльцевом комплексе и представлена пыльцой *Platanus*, *Ilex* и *Aporina*.

Сходный состав спор и пыльцы обнаружен Н. А. Болховитиной в нижнесеноманских отложениях Орско-Халиловского района Южного Урала, датированных А. Н. Криштофовичем по флоре. Здесь обычно преобладают споры. Из пыльцы покрытосеменных растений присутствует пыльца *Castanea*, *Philadelphus* и др.

На реке Аят, по данным Н. А. Болховитиной, в спорово-пыльцевых спектрах сеноманских отложений количество пыльцы покрытосеменных достигает 30—40%.

Сходство спорово-пыльцевых комплексов песчаной толщи исследованного района с составом пыльцы и спор датированных сеноманских отложений в смежных районах, а также значительное количество пыльцы *Platanus* дает нам основание относить толщу песков к сеноманскому ярусу.

Как указывалось выше, среди песков сеномана присутствуют каолинитовые глины с большим количеством растительного детрита, а сами пески имеют полевошпатово-кварцевый состав и гидрослюдисто-каолинитовый цемент. Такой качественный состав пород указывает на континентальные, возможно прибрежно-континентальные, условия образования осадков сеноманского возраста в исследованном районе.

Мощность сеномана в пределах изученной площади достигает 27,55 *м*.

По литологическим признакам, стратиграфическому положению и флористическим особенностям сеноманские отложения исследованного района следует сопоставлять с осадками, широко развитыми на территории Северного Приаралья и относимыми А. Л. Яншиным к верхнему альбу, возможно сеноману.

Указанная свита представлена преимущественно песчаными отложениями с платановым флористическим комплексом и прослеживается на значительной площади: от солянокупольного района Западного Казахстана через Чушкакульскую антиклиналь и все Северное Приаралье до низовьев р. Сыр-Дарьи и северной оконечности хребта Кара-Тау. Как совершенно правильно полагает А. Л. Яншин, в синклиналях пески насыщены напорной водой. В исследованном районе напорные воды были получены именно из этого стратиграфического горизонта (см. ниже). В Берчогурской синклинали мощность песчаных отложений достигает 132 *м*.

А. Л. Яншин для большей площади Северного Приаралья определяет их как континентальные и указывает на наличие достоверных морских отложений сеномана только в южной половине Чушкакульской антиклинали. Сеноманское море, по мнению А. Л. Яншина, проникало да-

леко на север по Челкарской синклинали, но в Северо-Восточное Приаралье оно не заходило.

Выше указывалось, что описанные породы являются водоносными. Нами водоносный горизонт был вскрыт в двух скважинах Ащи-Сайской группы в интервалах 48,80—80,00 и 65,90—90,00 *м*. Обе скважины фонтанировали, причем дебит одной из них составляет 10—11 *л/сек*. Вода пресная, вполне пригодная для питьевых и хозяйственных целей.

Этот же водоносный горизонт был встречен геологами Актюбинской гидрогеологической экспедиции (Н. А. Дементьева, Н. Э. Зейберлих, А. Я. Фроленкова и др., 1953 г.) в 10 *км* западнее 60° в. д. в долине р. Шет-Иргиз. Здесь скважина имела дебит 15 *л/сек*.

О качестве воды этого горизонта можно судить по данным, приведенным в табл. 6.

Таблица 6

Единица измерения	Сухой остаток	Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	Формула Курлова
мг/л	1 584	350,52	105,77	68,15	511,50	370,38	244,0	$M_{1,58}\frac{Cl_{28}\cdot SO^4_{15}}{Na_{29}}$
мг-экв		15,24	5,28	5,61	14,42	7,71	4,0	
% *мг-экв*		29,16	10,11	10,73	27,59	14,76	7,65	

Примечание. Жесткость воды (в немецких градусах): общая — 30,49; временная 7,70; постоянная—22,79.

К востоку от фонтанирующих скважин песчаные прослои низов верхнего мела были вскрыты двумя скважинами в меридиональном течении р. Иргиз. Обе скважины не фонтанировали, но возможно потому, что водоносный горизонт при бурении густым глинистым раствором был перекрыт. По аналогии с соседними районами вода в песках сеномана должна быть. Еще далее к востоку водоносные пески сеномана, повидимому, значительно погружаются, так как другими скважинами широтного профиля они нигде не вскрыты.

Описываемый водоносный горизонт является самым водообильным из всех, встреченных в изученном районе. Преимущество его заключается в большом напоре и малой минерализации воды. Практическое значение этого горизонта огромно: воды его позволят в самые ближайшие годы оживить пустынный и мало населенный край и развить здесь в большом масштабе земледелие и скотоводство.

Открытие самоизливающихся пресных артезианских вод в западной части Тургайского прогиба заставляет по-новому подойти к решению проблемы водоносности этого региона в целом.

Постановления партии и правительства об освоении в Казахстане свыше 6 млн. *га* целинных и залежных земель ставят перед геологами, работающими в Тургайском прогибе, огромную задачу обеспечения водой этих пустынных районов. Решение этой задачи путем эксплуатации вод неглубокой циркуляции едва ли окажется исчерпывающим, так как верхние горизонты слабо водоносны и нередко дают воду высокой минерализации. Поэтому со всей остротой встает вопрос о многодебитных пресных водах более глубоких водоносных горизонтов и в первую очередь — меловых.

Как теперь достоверно известно, песчано-глинистые осадки верхнего мела развиты как по западной, так и по восточной (Амангельдинский район и др.) окраинам Тургайского прогиба. Повидимому, присутствуют они и в осевой части последнего, хотя и на значительных глубинах. Об этом свидетельствует разрез скважины, пробуренной в районном центре Тургай, которая на глубине 325 *м* вошла в зеленые пески верхнего мела. Следовательно, разрез мезо-кайнозойского покрова и по окраинам и по

осевым частям впадины по своему характеру, повидимому, существенно не меняется, а потому и в центральной полосе прогиба мощные водоносные горизонты низов верхнего мела могут быть вскрыты, правда, на значительной глубине. При этом не исключена возможность при благоприятных структурах встретить если и не самоизлив, то во всяком случае высокий пьезометрический уровень грунтовых вод.

В целях решения проблемы водоносности и ряда других проблем общего геологического строения Тургайского прогиба, связанных с поисками полезных ископаемых в этом чрезвычайно перспективном регионе, мы настоятельно рекомендуем в ближайшие годы разбурить по широте районного центра Тургай профиль опорных скважин глубиной до 600 *м*. Ориентировочно число скважин для первого этапа работ может быть 6—8.

МОРСКИЕ МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхний мел

На континентальных меловых отложениях с размывом залегают морские осадки, представленные серыми и серо-зелеными глинами, кварцево-глауконитовыми песками и глинистым мелом. Отложения морского мела не выходят на дневную поверхность и были вскрыты только многими скважинами механического бурения, расположенными в западной части исследованной площади. Следует отметить, что ни одна из перечисленных скважин не вскрывает полного разреза горизонтов верхнего мела. В скважинах, приуроченных к антиклиналям, вскрываются обычно нижние горизонты морского мела; в скважинах, расположенных на крыле синклинального прогиба, вскрыты только самые верхи верхнего мела. Таким образом, средняя часть разреза морского верхнего мела в пробуренных скважинах не наблюдалась.

В пределах исследованной площади по фаунистическим данным устанавливается только верхний турон и маастрихт. Учитывая, что часть разреза морских верхнемеловых отложений не была подсечена скважинами, нами выделяются с некоторой долей условности следующие стратиграфические горизонты: 1) турон — нижний сенон; 2) верхний сенон; 3) датский ярус.

б) Турон — нижний сенон

Отложения турон-нижнесенонского возраста развиты в западной части изученного района, где были вскрыты скважинами. Они представлены темными глинами с фосфоритами, глинистыми и кварцево-глауконитовыми песками, залегающими с размывом на осадках сеномана. Размыв устанавливается по резкой смене пород и присутствию в основании отложений туронского возраста большого количества желваков фосфоритов.

Приведем краткое описание этих осадков по разрезу скважины, расположенной на левом берегу р. Иргиз в 10 *км* к югу от колхоза имени Кирова (снизу):

Нижний мел

1) 69,25—63,00 *м* Глины каолинитовые темносерого цвета, с большим количеством растительного детрита, желваками пирита и мелкими прослоями углей . . . . . 6,25 *м*

Верхний мел

Сеноман

2) 63,00—53,00 *м* Пески разнозернистые, светлосерого цвета, полевошпатово-кварцевые, с обломками сидеритизированных пород . . 10,00 *м*

Турон-(?) коньяк

3) 53,00—42,00 *м* Глины бейделлитовые, алевритовые, темносерого цвета, с редкими гнездами песка, с желваками фосфоритов, пиритом и обломками известковистых скелетов организмов. С глубины 46 *м* Н. Н. Бобковой определены: *Tellina* sp. ex. gr. *aralensis* Arch., *Leda* cf. *bergi* Arkh., *Inoceramus* sp. ex gr. *frechi* Flegel, обломанные ядра пелеципод, *Belemnites* (?), мшанка (?). На глубине 46,0 и 51,0 *м* в этом же горизонте обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс (табл. 6) . . . . . 11,00 *м*

Сантон (?)

4) 42,00—37,00 *м* Пески кварцево-глауконитовые, яркозеленого цвета, с желваками фосфоритов . . . . . 5,00 *м*

Палеоген

5) 37,00—33,0 *м* Пески и песчаники глауконитово-кварцевые, с известковисто-глинистым цементом, с желваками фосфоритов. В основании слоя наблюдается базальный горизонт; в нем на глубине 36,70 *м* найдена переотложенная *Belemnitella* cf. *owaki* Naid. маастрихтского возраста (определения А. Е. Глазуновой) . . . . . 4,00 *м*

Отложения турона — нижнего сенона по литологическим признакам и положению в разрезе довольно резко разделяются на две части:

1) нижнюю, более мощную до 35 *м*, представленную глинами темносерого цвета с фосфоритами, переходящими по мере движения на северо-запад в глинистые пески с фосфоритами. Последние являются фациальным аналогом глин темносерого цвета;

2) верхнюю, состоящую из кварцево-глауконитовых песков яркозеленого и серо-зеленого цвета с фосфоритами.

Литолого-петрографическая характеристика глин и песков нижнего горизонта сводится к следующему. Глины темносерые, очень плотные, составляют более половины всех пород горизонта; они имеют характерную неправильно-угловатую отдельность и при высыхании распадаются на удлиненные плитчатые обломки. В глинах часто встречаются линзы кварцево-глауконитового песка.

Тонкодисперсная масса породы состоит из оптически ориентированных глинистых частиц с высоким двупреломлением. В глинах местами наблюдается линзовидно-прерывистая слоистость, обусловленная присутствием большого количества удлиненных включений гелефицированного органического вещества. В породе часто встречается пирит как в виде отдельных зерен округлой формы, так и в виде агрегатов, размер которых иногда достигает 0,5 *мм*.

Песчано-алевритовая фракция составляет около 5% породы и сложена преимущественно угловатыми зернами кварца; реже встречаются гидратированные чешуйки слюды, окатанные переотложенные зерна глауконита желтовато-зеленого цвета, зерна апатита, кальцита и мелкие желваки фосфоритов. Местами количество песчано-алевритового материала в глинах увеличивается, и последние переходят в алевритовые глины и глинисто-алевритовые пески.

В глинистых песках размеры фосфоритовых желваков возрастают; наблюдаются зерна циркона, полевого шпата, эпидота, граната.

Тяжелая фракция пород обычно состоит почти полностью из мелких желваков фосфорита размером 0,1—0,5 *мм*.

Для определения минерального состава глин был применен комплекс методов. На основании проведенных исследований, описание которых приводится ниже (см. стр. 128), установлено, что глинистая фракция пород состоит преимущественно из бейделлита. В незначительных количествах присутствуют: пирит, кальцит, окислы железа, глауконит. Кроме того, для

глинистой фракции весьма характерным является повышенное содержание коллоидного органического вещества.

Глинистые пески темносерого цвета с зеленоватым оттенком, встреченные в одной из скважин выше сеноманских отложений, являются фациальными аналогами темносерых глин турон-нижнесенонского возраста; мощность их 6,8 *м*.

Песчано-алевритовая фракция песков составляет около 60% породы и сложена угловатыми, реже угловато-окатанными зернами кварца. Встречаются также измененные, пелитизированные зерна полевого шпата, чешуйки слюды, гелефицированные органические остатки, пирит, желваки фосфоритов. Цемент базальный с высоким двупреломлением (бейделлитовый).

Верхняя часть отложений турона — нижнего сенона представлена кварцево-глауконитовыми песками, которые относятся нами условно к сантону (см. ниже); они вскрыты несколькими скважинами в верхней части верхнемеловых отложений и залегают на темносерых глинах турона.

Переход от нижележащих глин к пескам постепенный, без следов перерыва. В верхней части глин турона (обоснование возраста см. ниже) сначала появляются крупные гнезда и линзы кварцево-глауконитовых песков, постепенно замещающих глины. Пески содержат около 40% зерен кварца угловато-окатанной формы, но макроскопически кварц в песках не наблюдается, так как все зерна последнего покрыты тонкой пленкой глауконита. Размер зерен как кварца, так и глауконита колеблется от 0,1 до 0,3 *мм*. Пески обычно слегка цементируются тонкодисперсным глауконитом. Мощность песков не постоянна и колеблется от 5,0 *м* до 17,0 *м*.

Как указывалось выше, в глинах турона встречен богатый спорово-пыльцевой комплекс, представленный пыльцой голосеменных — *Ginkgo* (0,0—2,2%), *Picea* (0,0—1,7%), *Pinus* подрод Haploxylon (13,4—22,4%), *Pinus* подрод Diploxylon (0,0—0,8%), *Pinus* sp. (0,0—27,6%), *Cedrus* (0,0—1,75%), Pinaceae (рваная пыльца) (1,7—8,8%), Taxodiaceae (0,0—6,6%), *Taxodium* (0,0—2,2%), Cupressaceae (?) (0,0—2,2%), пыльцой покрытосеменных — *Platanus* (0,0—0,8%), типа *Quercus* (0,0—2,6%), *Castanea* (0,0—0,8%), типа *Nyssa* (0,0—0,8%), Epacridaceae (?) (0,0—1,7%), Myrtaceae, род *Leptospermum* (0,8—6,6%), Myrtaceae (крупная с широкими припухшими порами — 0,0—2,2%), *Tilia* (0,0—2,2%), Leguminosae (0,0—13,4%), неопределенная пыльца (0,0—3,5%) и спорами папоротникообразных — *Lycopodium* (1,7—4,5%), *Cibotium* (0,0—2,2%), Dicksoniaceae (0,0—0,8%), *Cyathea* (1,7—20%), *Pteris* (0,0—0,8%), Polypodiaceae (1,7—2,2%), *Gleichenia* (2,2—3,5%), *Schizaea* (0,0—1,7%), *Aneimia* (0,0—3,5%), *Lygodium* (2,2—4,3%), *Mohria* (0,0—1,7%), *Osmunda* (0,0—3,5%), *Leiotriletes* (1,7—2,2%), споры *Filicales* (2,2—4,3%), неопределенные споры типа *Selaginella* (0,0—0,8%), типа *Hymenophyllum* (0,0—0,8%).

Количество пыльцы голосеменных растений достигает 35—60%, покрытосеменных 11—25% и спор папоротников 33—40% (табл. 7).

Спорово-пыльцевой комплекс морских верхнемеловых осадков в соседних районах (Северное Приаралье, Мугоджары и т. д.) почти не изучался, а потому мы не имеем возможности сравнивать и сопоставлять спорово-пыльцевые комплексы с таковыми из одновозрастных осадков. Следует отметить только характерные признаки данного спорово-пыльцевого комплекса.

1. В общем спорово-пыльцевом комплексе описываемых отложений преобладает пыльца голосеменных и покрытосеменных растений.

2. Пыльца покрытосеменных растений, хотя и не является господствующей, но отличается значительно бо́льшим разнообразием, чем в спорово-пыльцевых спектрах сеноманских отложений. Здесь появляется

Таблица 7

Спорово-пыльцевой комплекс туронского яруса верхнего мела

Название спор и пыльцы	Обр. 21, глина с пиритом		Обр. 22, песок глинистый	
	Количество	%	Количество	%
Ginkgo	1	2,2		
Picea			2	1,7
Cedrus			2	1,7
Pinus			32	27,6
Pinus подрод *Diploxylon*			1	0,8
Pinus подрод *Haploxylon*	6	13,4	26	22,4
Pinaceae	4	8,8	6	1,7
Taxodium	1	2,2		
Taxodiaceae	3	6,6		
Cupressaceae	1	2,2		
Типа *Quercus*			3	2,6
Castanea			1	0,8
Platanus			1	0,8
Tilia	1	2,2		
Nyssa			1	0,8
Myrtaceae	1	2,2		
Myrtaceae (род *Leptospermum*)	3	6,6	1	0,8
Leguminosae	6	13,4		
Epacridaceae			2	1,7
Lycopodium	2	4,5	2	1,7
Selaginella			1	0,8
Hymenophyllum			1	0,8
Cibotium	1	2,2		
Dicksoniaceae			1	0,8
Cyathea	9	20,0	2	1,7
Pteris			1	0,8
Onoclea	1	2,2		
Polypodiaceae	1	2,2	2	1,7
Gleichenia	1	2,2	4	3,5
Schizaea			2	1,7
Aneimia			4	3,5
Lygodium	1	2,2	5	4,3
Mohria			2	1,7
Osmunda			4	3,5
Leiotriletes	1	2,2	2	1,7
Filicales	1	2,2	5	4,3
Неопределенная пыльца			4	3,5

пыльца Myrtaceae, представленная пыльцой рода *Leptospermum* и крупными пыльцевыми зернами с припухшими порами. Эта пыльца, не имеющая пока определенного названия, чрезвычайно характерна для верхнемеловых отложений; в вышележащих палеогеновых осадках на территории Тургайского прогиба она не встречается и может быть руководящей для верхнемеловых отложений.

Возраст нижней части морского верхнего мела, представленный темносерыми глинами и зеленовато-серыми глинистыми песками, определяется как туронский по фауне пелеципод, встреченных в двух скважинах. Как указывалось выше, из горизонта глин Н. Н. Бобковой определены (недостаточно точно) в числе прочих следующие виды: *Tellina* sp. ex gr. *aralensis* Arkh., *Leda* cf. *bergi* Arkh. и *Inoceramus* sp. ex gr. *frechi* Flegel. Первые два из приведенных видов являются местными и отмечаются для туронских отложений п-ова Куланды, откуда описаны А. Д. Архангельским; третий распространен главным образом в верхних горизонтах турона Западной Европы и известен из турона юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

По заключению Н. Н. Бобковой «плохая сохранность материала, представленного исключительно ядрами, позволила произвести лишь приближенное определение его. Однако все три вида, с которыми сопоставляются эти ядра, известны пока только из туронских отложений. Это позволяет сделать вывод о вероятном туронском возрасте рассматриваемых отложений».

По данным А. Л. Яншина, отложения турона известны только в районе Чушкакульской антиклинали и на п-ове Куланды. Они представлены здесь темносерыми и коричневато-серыми плотными, гипсоносными на поверхности и пиритоносными на глубине, глинами, в которых железистые песчаники и ракушечные мергели имеют подчиненное значение. Мощность туронских отложений в Северном Приаралье достигает 58 *м*.

Отложения коньякского яруса как в пределах изученной территории, так и в соседних районах Северного Приаралья и Мугоджар отсутствуют. Верхняя часть глинистой толщи, отнесенной нами к турону, возможно, в действительности является отложениями коньякского яруса. Залегающие выше глинистой толщи глауконитово-кварцевые и кварцево-глауконитовые пески условно отнесены по возрасту к сантонскому ярусу. Никаких органических остатков в данном горизонте встречено не было, а потому отдельно этот стратиграфический горизонт и не выделяется. Однако сопоставление с Северным Приаральем, где разрез меловых отложений вообще чрезвычайно сходен с разрезом мела исследованного района, подтверждает намеченный возраст верхней пачки. По данным А. Л. Яншина, в районе Чушкакульской антиклинали и на п-ове Куланды, на отложениях турона, а местами и на более древних породах мела, залегают фаунистически охарактеризованные кварцево-глауконитовые пески и алевриты с прослоями фосфоритовых желваков и галек. По литологическим особенностям, стратиграфическому положению и мощности песчаные осадки верхней части разреза турона — нижнего сенона чрезвычайно сходны также с отложениями мелководной фации сантона Западного Казахстана (кварцево-глауконитовый состав, наличие фосфоритовых желваков и галек и т. д.). Это лишний раз свидетельствует о правильности отнесения данных осадков к сантону.

Накопление осадков турона и нижнего сенона происходило в прибрежно-морских и морских условиях. На морское происхождение отложений указывает присутствие морской фауны, выдержанность разреза, наличие глауконита и бейделлитовый состав глин. В то же время присутствие большого количества гелефицированного органического вещества, крупных желваков фосфоритов, прослоев и линз песка указывает на близость области накопления к континенту.

Пирит, встречающийся в породе, имеет вторичное происхождение и связан с разложением органического вещества в период диагенеза и эпигенеза. Присутствие рассеянного пелитоморфного кальцита свидетельствует о теплой среде, в которой шло накопление материала.

На жаркий и влажный климат во время образования осадков турона — нижнего сенона указывает и состав спорово-пыльцевого комплекса, согласно которому можно предположить, что по берегам туронского моря были развиты хвойные леса с примесью древовидных папоротников и вечнозеленых растений.

Общая мощность отложений турона — нижнего сенона в исследованном районе непостоянна и изменяется от 16,0 до 60,0 *м*.

в) Верхний сенон

Отложения верхнего сенона в пределах изученной площади были вскрыты только двумя скважинами. В одной из них, расположенной в синклинальном прогибе, вскрыты более молодые горизонты — маастрихтские, а в другой — приуроченной к антиклинали, более древ-

ние, повидимому, кампанские. На большей площади западной и юго-западной частей исследованного района осадки верхнего сенона размыты последующей эрозией, о чем свидетельствует присутствие большого количества фауны маастрихта в базальном горизонте основания палеогена. Этот горизонт был вскрыт нами в скважинах, а также встречен в обнажении по левому берегу р. Иргиз южнее пос. Миалы.

Отложения верхнего сенона представлены серо-зелеными, обычно темными глинами с фосфоритами и глинистым мелом.

Без заметного перерыва они залегают на кварцево-глауконитовых песках сантона (?) и перекрываются осадками палеогенового возраста.

Состав глин, залегающих в основании верхнего сенона, чрезвычайно сходен с глинами турона; некоторым отличием является только большая их песчанистость.

Верхнесенонские глины серо-зеленые, обычно темные, бейделлитовые, плотные, с мелкими линзами кварцево-глауконитового песка и с включениями пирита, а также желваков и галек фосфоритов.

По литологическому составу и стратиграфическому положению описываемые глины сопоставляются нами с отложениями кампанского яруса Северного Приаралья, где они, по данным А. Л. Яншина, представлены однообразной свитой зеленовато-серых глин, иногда карбонатных, пиритоносных на глубине и гипсоносных на поверхности. Местами в глинах наблюдаются прослои и линзы глауконитовых алевритов, песков и песчаников. Мощность глин верхнего сенона в исследованном районе 14,0 *м*.

Верхний горизонт сенона, представленный беловато-серым глинистым уплотненным мелом, был частично вскрыт только одной скважиной; выяснить, на чем он залегает, не удалось. Перекрывается глинистый мел глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и окремненными глинами датского яруса.

Основная масса глинистого мела состоит из пелитоморфного кальцита с примесью глинистых частиц. Нерастворимый остаток составляет около 30% породы.

В породе присутствует около 3% алевритовых зерен кварца угловатой формы. Часто встречаются хорошо выкристаллизованные ромбы карбоната размером до 0,2 *мм* и скопления тонкодисперсного пирита темносерого цвета. Иногда на свежем изломе породы наблюдаются пленки пелитоморфного пирита темносерого цвета размером до 2 *см*. В породе встречаются единичные обломки зерен глауконита зеленого цвета.

В большом количестве присутствуют обломки раковин гастропод и пелеципод, а также фораминифер и остракод.

По определению И. М. Айзенштат в слое глинистого мела встречены следующие виды фораминифер: *Plectina convergens* (Kell), *Palmula reticulata* Reuss, *Bolivinoides decoratus* (Jones), *Buliminella laevis* Beis., *Bolivina plaita* Carsey, *Stensioina exculpta* Reuss, *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Cibicides bembix* Marss., *C. aktulagayensis* Vass., *C. orcininus* Vass.

Возраст осадков по данным фораминифер определяется как маастрихтский.

Из остракод И. А. Хохловой определены *Cythrella sectilis* Mand. и *Cytherella* sp. — формы, характерные также для маастрихтского яруса.

Как указывалось выше, в одном из обнажений левого берега р. Иргиз у могилы Исалы-Мола на скарнированных порфиритах карбона наблюдаются высыпки фосфоритовых галек и фосфоритизированной фауны, частично окатанной.

Среди последней Н. Н. Бобковой определены: *Neithea* cf. *simbirsensis* Orb., *N.* cf. *aralensis* Arkh., *Pecten* sp. ex gr. *aralensis* Arkh., *Trigonoarea* sp. ind., *Lima* sp. ind., *Gryphaea* sp. ind., *Exogyra* sp. ind. Первые

три вида характерны для маастрихта Приаралья (зона *Belemnitella americana*), откуда они были описаны А. Д. Архангельским. Из этого же обнажения А. Е. Глазуновой определены маастрихтские брахиоподы *Terebratula aralica* Renng. и *T.* aff. *uralica* Renng., а также *Terebratula* sp., *Pleurotomaria* sp., *Baculites* sp., мшанка (?), неопределимые гастроподы.

Перечисленная выше фауна всюду перемыта и переотложена и приурочена к базальному фосфоритовому горизонту палеогена. Отсюда следует, что осадки маастрихта пользовались на исследованной площади широким распространением, но в начале палеогена на некоторых участках, с незначительной мощностью их, были размыты.

На основании сказанного можно предположить, что в верхнем сеноне происходило расширение границ морского бассейна. На это указывает постепенная смена фаций и появление в верхах сенона тонкодисперсных известковистых пород, накопление которых характерно для областей теплого моря, сравнительно удаленных от берегов континента.

Видимая мощность осадков маастрихта в исследованном районе — 4,0 *м*.

В Северном Приаралье осадки маастрихтского возраста представлены теми же фациями, что и в исследованном районе. Это писчий мел, мелоподобные известняки и мергели. А. Л. Яншин считает, что отложения нижнего маастрихта (зона *Belemnitella lanceolata* Schloth.) соответствуют фазе максимальной трансгрессии; в верхнем маастрихте (зона *Belemnitella americana* Morton), по его мнению, началась регрессия верхнемелового моря. В пределах изученного района отсутствие во многих местах осадков верхнего маастрихта следует объяснять, повидимому, не морской регрессией, а размывом их в начале палеогена.

г) Датский ярус

К отложениям датского яруса отнесены породы, залегающие между отложениями маастрихта и тасаранской свиты среднего эоцена.

По своим литологическим признакам эти породы резко отличаются как от осадков верхнего сенона, так и от пород выше залегающей тасаранской свиты. Они представлены глауконитово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевритами и окремненными глинами.

Породы датского яруса залегают на осадках маастрихта с размывом; в основании его наблюдается базальный горизонт, представленный разнозернистыми песчаниками с большим количеством фосфоритовых желваков.

Для характеристики отложений датского яруса приведем краткое описание разреза одной из скважин (снизу):

	Верхний мел	
	Маастрихт	
140,85 (забой)—137,00 *м*	Мел глинистый, белого цвета с сероватым оттенком	3,85 *м*
	Датский ярус	
137,00—129,80 *м*	Песчаник темносерого цвета, разнозернистый, кварцевый с кремнистым цементом. В основании встречены желваки фосфоритов	7,20 *м*
129,80—105,60 *м*	Переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, глауконитово-кварцевых с глинисто-кремнистым цементом, алевролитов и окремненных глин темносерого цвета	24,20 *м*
	Палеоген	
105,60—100,00 *м*	Песок кварцево-глауконитовый, разнозернистый, преимущественно среднезернистый, темного серовато-зеленого цвета, слегка глинистый. В основании часто встречаются желваки фосфоритов . . .	5,60 *м*

Песчаники датского яруса, залегающие в нижней части разреза, в петрографическом отношении имеют следующие особенности:

Размер песчаных зерен колеблется от 0,1 до 1,0 *мм*; преобладают зерна размером 0,2—0,3 *мм*. Терригенный материал составляет около 60% породы и представлен угловатыми зернами кварца, окатанными обломками фосфоритовых песчаников и большим количеством желваков фосфорита, размеры которых достигают 1—2 *см* в поперечнике. В породе часто встречается глауконит. Цемент породы базальный, кремнистый (вероятно, опаловый).

Характерными признаками пород датского яруса являются резко выраженное окремнение и темносерый (в сыром состоянии почти черный) цвет.

Окремнение связано с присутствием в породах значительного количества свободного кремнезема в виде опала. В песчаниках и алевролитах опал входит в состав цемента (обычно базального); в глинах он присутствует в виде мелких изотропных зерен с низким показателем преломления, беспорядочно рассеянных по всей массе породы.

Песчаная фракция пород датского яруса представлена преимущественно зернами кварца угловатой формы; реже встречаются зерна полевого шпата, циркона, чешуйки мусковита, обломки микрокварцита. Во всех исследованных образцах обнаружены зерна глауконита желтовато-зеленого цвета, мелкие агрегаты и отдельные зерна пирита, гелефицированные обрывки растительного детрита.

В составе глинистой фракции пород преобладает бейделлит.

Описанные отложения перекрываются базальным горизонтом палеогена. Последний представлен темными серо-зелеными, рыхлыми, слегка глинистыми кварцево-глауконитовыми песками с большим количеством мелкого кварцевого гравия, катышей глины и мелких форфоритовых желваков.

Установленная мощность отложений датского яруса в пределах исследованного района составляет 31,4 *м*.

Микрофауна и пыльца в описанных выше породах не обнаружена. К датскому ярусу они относятся по следующим соображениям.

Как указывалось выше, данные отложения ограничены базальным горизонтом и залегают между фаунистически датированными осадками маастрихта и среднего эоцена. Следовательно, возраст их может быть определен как датский ярус, палеоцен и нижний эоцен. Относить эти отложения к палеоцену и нижнему эоцену, повидимому, не следует, так как они резко отличаются от осадков палеогена по литологическому составу и отделены от последнего базальным горизонтом с перемытой и фосфоритизированной меловой фауной. Палеоцен, вероятнее всего, вообще отсутствует на территории Тургайского прогиба и Северного Приаралья, так как нигде не обнаружены окаменелости, свидетельствующие о палеоценовом возрасте пород. Таким образом, наиболее вероятным возрастом рассматриваемой пачки является датский.

Отложения датского яруса, по данным А. Л. Яншина, в Северном Приаралье достоверно не известны, но остатки фауны датского возраста были найдены Л. В. Мироновой и Н. К. Овечкиным в базальном горизонте на г. Тасаран. Среди них О. И. Шмидт определены ежи датского возраста (*Echinocorys pyrenaicus* Seun., *E. sulcatus* Goldf., *Isopneuster gindrei* Seun.), а А. Е. Глазуновой датская *Terebratula (Concinnithyris)* ex gr. *fallax* Lundgr.

Учитывая, что на границе мела и палеогена на большой площади Тургайской впадины происходил интенсивный размыв, можно предположить, что осадки датского яруса в значительной части уничтожены и сохранились, повидимому, только на отдельных участках.

На границе верхнего сенона и датского яруса происходит резкая смена условий накопления осадков. Тонкодисперсные карбонатные по-

роды сменяются песчано-алевритовыми кремнистыми отложениями с глауконитом и органическим веществом.

Наблюдаемая в датском ярусе частая смена пород, преобладание в разрезе песчаников и алевролитов, присутствие гелефицированного растительного детрита указывают на значительное обмеление бассейна и возникновение в описываемом районе прибрежно-морских условий. Смена карбонатных пород кремнистыми, а также появление в разрезе значительного количества глауконита свидетельствуют о резком похолодании бассейна, что связано, возможно, с появлением холодных течений.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Третичные отложения в пределах изученной площади пользуются чрезвычайно широким распространением. Они покрывают сплошным плащом почти всю исследованную территорию.

Эти осадки представлены морскими и континентальными фациями. Среди них выделяются следующие стратиграфические горизонты:

Морские отложения

1. Средний эоцен (тасаранская свита).
2. Верхний эоцен (нижняя половина — саксаульская свита).
3. Верхний эоцен — нижний олигоцен (чеганская свита).

Континентальные осадки

4. Средний олигоцен.
5. Верхний олигоцен.
6. Нижний миоцен.
7. Нижний — средний миоцен (аральские слои — свита зеленых гипсоносных глин).
8. Плиоцен.

МОРСКИЕ ТРЕТИЧНЫЕ ОСАДКИ

Средний эоцен

(тасаранская свита)

Прежде чем перейти к описанию осадков тасаранской свиты, следует остановиться на понимании того содержания, которое вкладывается в это название.

Впервые тасаранская свита была выделена А. Л. Яншиным в Северном Приаралье на г. Тас-Аран, расположенной южнее ж.-д. станций Джилан и Тугуз. Под этой свитой А. Л. Яншин понимает всю нижнюю часть палеогеновых отложений Северного Приаралья, выделяя среди них несколько фаций: глинистую, нуммулитовую и прибрежно-глауконитовую. Таким образом, в литологическом отношении эта свита не является постоянной и достаточно выдержанной.

Возраст отдельных частей тасаранской свиты пока также не совсем ясен. По многочисленным находкам фауны, микрофауны, спор и пыльцы возраст различных горизонтов свиты определяется как средний эоцен, хотя и нижняя и верхняя границы ее остаются не совсем определенными.

Внутри отложений рассматриваемой свиты наблюдаются горизонты размыва. Все это, повидимому, в самое ближайшее время заставит пересмотреть объем и понятие тасаранской свиты, так как это название не

имеет ни возрастного, ни литологического значения. Однако в данной работе мы оставляем пока этот термин для нижней части морских палеогеновых отложений, поскольку он применяется большинством геологов, работающих на территории Тургайского прогиба.

Отложения тасаранской свиты пользуются в пределах исследованного района довольно широким распространением. В западной части района они повсеместно выходят на дневную поверхность, в центральной части приурочены только к ядрам молодых поднятий, а на востоке погружены под более молодые осадки морского палеогена. Здесь они вскрыты скважинами механического бурения.

Отложения рассматриваемой свиты залегают с резким размывом на различных горизонтах мела, а нередко непосредственно на глинах древней коры выветривания или на палеозойских породах. Горизонт размыва ясно выражен в западной части исследованного района, а также вскрыт многими скважинами механического бурения. Так, например, скважинами Ащи-Сайской группы выявлено, что тасаранская свита залегает на породах сеноманского возраста, в долине р. Иргиз — на осадках нижнего сенона, а в 30—50 *км* восточнее р. Иргиз — на верхнем сеноне или на отложениях датского яруса. В основании тасаранской свиты всеми пройденными скважинами обнаружен базальный горизонт мощностью от 0,3 *м* до 1,9 *м*.

Этот горизонт представлен разнозернистыми, преимущественно крупно- и грубозернистыми известковистыми или кремнистыми песчаниками, местами переходящими в песчанистые известняки с включениями фосфоритовой гальки и окатанной меловой фауны. В долине р. Иргиз южнее пос. Миалы непосредственно на порфиритах нижнего карбона обнаружены фосфоритовые гальки, окатанная фосфоритизированная фауна маастрихта (по определению Н. И. Бобковой и А. Е. Глазуновой), зубы акул и т. д. Мы ничего не можем сказать о характере базального горизонта в восточной части исследованной площади, так как скважины по техническим причинам были остановлены в отложениях тасаранской свиты.

Сводный разрез тасаранской свиты в пределах изученного района представляется в следующем виде:

1) базальный горизонт;
2) пески и песчаники глауконитово-кварцевого и кварцево-глауконитового состава;
3) глины бейделлитовые коричневато-серого цвета;
4) глины бейделлитовые синевато-серого цвета.

Остановимся подробнее на характеристике каждого горизонта.

Базальный горизонт. Краткое описание базального горизонта было приведено выше. Поэтому здесь мы даем только петрографическую характеристику слагающих его известковистых и кремнистых песчаников и песчанистых известняков.

Известковистые песчаники представляют собой плотные породы светлосерого, реже серого, цвета с черными желваками фосфоритов. В сыром состоянии песчаники имеют слабый зеленоватый оттенок.

Песчанистая фракция составляет около 40% породы и представлена угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца размером от 0,1 до 0,8 *мм*, зернами глауконита, реже полевого шпата, эпидота.

По всей породе рассеяно большое количество желваков фосфорита размером от 0,2 до 3—4 *см*. Обычно их диаметр не превышает 3—4 *мм*.

На основании изучения фосфоритовых желваков в породе устанавливается 3 генерации фосфоритов. В желваках нередко встречаются частично фосфоритизированные известковистые раковины фораминифер, мелкие кристаллы кальцита, а также зерна кварца, глауконита, полевого шпата. Цемент песчаников базальный, глинисто-известковистый. Кальцит

в цементе содержится как в виде пелитоморфного вещества, так и в виде отдельных хорошо выкристаллизованных зерен размером до 0,05 *мм*.

Кремнистые песчаники — очень плотные породы темносерого цвета с желваками фосфоритов черного цвета. Песчаная фракция составляет около 70% породы. Она представлена угловатыми зернами кварца, реже полевого шпата (ортоклаз и плагиоклаз); встречаются зерна ставролита и окислов железа. Размер зерен колеблется от 0,1 до 1,5 *мм*, но преобладают зерна 0,3—0,6 *мм*.

В породе присутствуют желваки фосфоритов размером до 1,5 *см*. В состав фосфоритов обычно входит большое количество мелких зерен кварца угловатой формы. Встречаются также аутигенные зерна глауконита зеленого и желтовато-зеленого цвета, зерна кальцита и известковистые раковины фораминифер.

Цемент породы базальный, почти изотропный, глинисто-кремнистый.

Песчанистые известняки представляют собой плотные породы светлосерого, в сухом состоянии почти белого, цвета, с крупными черными желваками фосфорита. Основная масса породы состоит из пелитоморфного известняка с включениями песчаных зерен и обломков известковистых раковин.

Терригенный материал представлен преимущественно угловатыми зернами кварца. Реже встречаются обломки микрокварцита и зерна полевого шпата. Размер зерен терригенного материала колеблется от 0,05 до 0,5 *мм*, преобладают зерна диаметром 0,2—0,3 *мм*.

В породе присутствует около 5% угловатых, реже окатанных, зерен глауконита желтовато-зеленого цвета.

Пески и песчаники глауконитово-кварцевого и кварцево-глауконитового состава. Песчаные осадки тасаранской свиты развиты преимущественно в западной части исследованного района, где они залегают в основании разреза палеогена. По мере движения от Мугоджар на восток пески и песчаники постепенно замещаются глинами и встречаются уже в нижней части разреза палеогена в виде отдельных линз и крупных, но не выдержанных прослоев.

Для характеристики этой прибрежной фации Тасаранского моря приведем краткое описание разреза скважины, расположенной в 10 *км* к югу от колхоза имени Кирова (снизу):

Верхний мел

1. 42,10—37,00 *м*	Песок кварцево-глауконитовый с редкими фосфоритами .	5,10 *м*

Палеоген

(тасаранская свита)

2. 37,00—36,50 *м*	Базальный горизонт, представленный грубозернистыми известковистыми песчаниками с желваками фосфоритов .	0,50 *м*
3. 36,50—36,00 *м*	Песчаник глауконитово-кварцевый с известковисто-глинистым цементом и мелкими желваками фосфоритов . .	0,50 *м*
4. 36,00—33,00 *м*	Песок глауконитово-кварцевый, слегка глинистый . . .	3,00 *м*
5. 33,00—30,00 *м*	Переслаивание глауконитово-кварцевых песчаников с кремнисто-глинистым цементом, алевролитов и опоковидных глин	3,00 *м*
6. 30,00—28,60 *м*	Песок глауконитово-кварцевый, алевритово-глинистый .	1,40 *м*
7. 28,60—18,00 *м*	Глины темного, синевато-серого цвета, алевритистые, опоковидные, с опалом. У кровли и у подошвы пласта встречаются гнезда глауконитово-кварцевого песка	10,60 *м*
8. 18,00—16,00 *м*	Песчаник глауконитово-кварцевый с кремнисто-глинистым цементом	2,00 *м*

Четвертичные отложения

9. 16,00—0,00 *м*	Песок буровато-желтого цвета, крупно- и грубозернистый, полевошпатово-кварцевый с прослоями известковистого суглинка	16,00 *м*

В опоковидных глинах пятого горизонта обнаружены окремненные раковины фораминифер, представленные по определению И. М. Айзенштат: *Rhabdammina cylindrica* Glass, *Globigerina bulloides* Orb., а также радиолярии (по определению Р. Х. Липман): *Cenosphaera kisilkumensis* Lipm., *C.* aff. *kuschnari* Lipm., *Spongurus* aff. *biconstrictus* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Porodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Sethopyramis scalariformis* Lipm., *Sethocyrtis* sp., *Theocorys* sp. nov.

Из сине-серых глин седьмого горизонта определены фораминиферы: *Spiroplectammina spectabilis* (Crzyb.), *Miliolina* sp., *Marginulina* sp., *Pulvinulinella almaensis* Samoil., *Globigerina bulloides* Orb., *G. triloculinoides* Plummer, радиолярии: *Cenosphaera kisilkumensis* Lipm., *C.* aff. *kuschnari* Lipm., *Spongurus* aff. *biconstrictus* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Sethocyrtis* aff. *minimus* Lipm., *Theocorys* sp.

В этом же горизонте были встречены единичные пыльцевые зерна *Pinus* и споры *Lycopodium*.

Среди песчаной фации тасаранской свиты в петрографическом отношении выделяются три разновидности: глауконитово-кварцевые песчаники с известковисто-глинистым цементом, глауконитово-кварцевые песчаники с кремнисто-глинистым цементом, глауконитово-кварцевые пески и кварцево-глауконитовые пески.

Глауконитово-кварцевые песчаники с известковисто-глинистым цементом развиты исключительно в основании тасаранской свиты и залегают непосредственно на базальном горизонте. Мощность их изменяется от 1,0 до 3,0 *м*. Это плотные породы зеленовато-серого цвета с размером зерен от 0,05 до нескольких миллиметров; преобладают зерна размером 0,1—0,2 *мм*.

Терригенная фракция представлена угловатыми зернами кварца, реже полевого шпата. Встречаются также зерна граната и желваки фосфоритов.

Глауконит составляет около 40—50% песчано-алевритовой фракции и представлен преимущественно крупными (до 0,5 *мм*) зернами лопастной формы. В зернах глауконита встречаются мелкие кристаллы и скопления пирита. Иногда глауконит развивается по трещинам породы. Цемент базальный, реже — заполнения пор, глинистый, с большим количеством мелкорассеянного кальцита, который в некоторых образцах составляет около 50% цементирующей массы.

В песчаниках наблюдаются многочисленные известковые скелеты фораминифер.

Глауконитово-кварцевые песчаники с кремнисто-глинистым цементом пользуются в разрезе тасаранской свиты значительно большим распространением, чем предыдущие разности. Наибольшая мощность их наблюдается в западной части исследованного района, где они достигают 12 *м*; в восточном направлении мощность их резко сокращается. Они представляют собой зеленовато-серую (до серовато-зеленой) породу различной плотности; обычно плотность песчаников невелика, и местами они постепенно переходят в пески.

Гранулометрический состав песчаников колеблется в значительных пределах. Местами песчаники мелкозернистые и почти не отличимы от алевритов; местами размер зерен достигает 0,5—1 *мм*.

Терригенная фракция пород представлена преимущественно кварцем; встречается также полевой шпат (плагиоклаз, ортоклаз), чешуйки мусковита, зерна граната, эпидота, цоизита, амфиболов, пироксена, обломки микрокварцита и пелитизированных эффузивов. Некоторые прослои песчаников обогащены мелкими желваками фосфоритов.

Глауконит составляет от 10 до 50% песчаной фракции породы и представлен зернами лопастной формы яркозеленого цвета. Размер

зерен колеблется от 0,1 до 0,6 *мм*. Многие зерна содержат в себе мелкие агрегаты пирита; последний присутствует в породе также в виде отдельных мелких скоплений неправильной формы.

Цемент в песчаниках обычно — заполнения пор, реже базальный, по составу кремнисто-глинистый. В некоторых образцах наблюдается преобладание кремнезема над глинистым веществом, в других, наоборот, кремнезем (представленный обычно опалом) почти полностью отсутствует.

Глинистое вещество имеет глауконитово-бейделлитовый состав.

В песчаниках встречаются обломки известковистых раковин и кремнистые скелеты радиолярий.

Глауконитово-кварцевые и кварцево-глауконитовые пески. По петрографическому составу пески весьма сходны с описанными выше глауконитово-кварцевыми песчаниками. Единственной отличительной особенностью их является резкое уменьшение количества цемента и полное отсутствие в нем кремнистого вещества.

Наличие незначительного количества глинистого вещества иногда (особенно в обнажениях) слегка цементирует пески, но образец, помещенный в воду, быстро размокает и рассыпается.

Кварцево-глауконитовые пески в самой западной части изученного района пользуются сравнительно широким распространением. Нередко они выходят на поверхность, но чаще вскрываются скважинами. В местах выходов они обычно слегка цементируются за счет частичного разложения глинистого материала, представленного неустойчивыми в континентальных условиях морскими минералами бейделлитом и глауконитом. Содержание глауконита в породе колеблется от 5—10% до 50—60%.

В шлифе порода представляет собой глауконито-кварцевый глинистый мелкозернистый песок с незначительной примесью средне- и крупнозернистых песчаных частиц. Песчаная фракция состоит преимущественно из угловатых зерен кварца и аутигенных зерен глауконита лопастной формы. Редко встречаются мелкие окатанные обломки фосфоритов. Цемент породы базальный, реже — заполнения пор; он представлен исключительно глауконитом, составляющим около 20% породы. Следует отметить, что он покрывает кварцевые зерна только в виде пленки, но создается впечатление будто порода нацело состоит из глауконита.

В целом ряде пунктов северо-западной части исследованной местности, особенно по долине р. Иргиз, в глауконитово-кварцевых песчаниках была собрана многочисленная фауна, представленная по определению В. И. Яркина следующими видами: *Nucula praelongata* Wood, *Meretrix* cf. *nitidula* Lamk., *Mactra compressa* Desh., *Patella* sp., *Natica* cf. *obovata* Sow., *Scalaria* sp. indet., *Chenopus* cf. *cornutus* Alex., *Cominella* aff. *acies* Wat. и многие другие.

Бейделлитовые глины коричневато-серого цвета. Бейделлитовые глины залегают на песчаных отложениях тасаранской свиты; мощность их увеличивается по мере движения с запада на восток, в то время как мощность песчаной фации уменьшается в том же направлении. Горизонт коричневатых глин прослеживается всюду в нижней части разреза тасаранской свиты. Он был вскрыт большим количеством скважин механического бурения на глубинах от 45,5 до 110 *м*. Этот горизонт, объединяемый по данным микрофауны в «нижнюю подсвиту» тасаранской свиты, имеет ряд характерных петрографических особенностей.

Для характеристики условий залегания описываемых глин приведем разрез скважины, расположенной восточнее меридионального течения р. Иргиз (снизу):

Верхний мел

1.	129,80—105,60 *м*	Переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, глауконитово-кварцевых с глинисто-кремнистым цементом, алевролитов и окремненных глин темносерого цвета	24,20 *м*

Палеоген

(тасаранская свита)

2.	105,60—100,00 *м*	Песок темного серовато-зеленого цвета, кварцево-глауконитовый, разнозернистый, преимущественно среднезернистый, слегка глинистый, с мелким гравием и желваками фосфоритов	5,60 *м*
3.	100,00—84,60 *м*	Глина коричневато-серого цвета, алевритовая, опоковидная с глауконитом, опалом, пиритом и кремнистыми скелетами радиолярий	15,40 *м*
4.	84,60—71,00 *м*	Глина темного синевато-серого цвета, алевритовая, опоковидная с глауконитом, опалом, пиритом и кремнистыми скелетами радиолярий	13,60 *м*
5.	71,00—58,00 *м*	Глина темного синевато-серого цвета, песчанистая. Песчаный материал встречается как в виде отдельных линзовидных включений, так и в виде рассеянных в породе зерен	13,00 *м*
6.	58,00—35,00 *м*	Глина темного синевато-серого цвета, опоковидная, с редкими гнездами песка и алеврита	23,00 *м*
7.	35,00—27,00 *м*	Песок разнозернистый, глауконитово-кварцевый, рыхлый, водоносный, с линзами глины	8,00 *м*
8.	27,00—15,00 *м*	Глина темного синевато-серого цвета, алевритовая, опоковидная, с гнездами песка и алеврита	12,00 *м*
9.	15,00—8,75 *м*	Глина зеленовато-серого цвета, алевритистая, с редкими включениями алевритовых зерен кварца	6,25 *м*

Четвертичные отложения

10	8,75—0,00 *м*	Песок буровато-коричневого цвета, разнозернистый . .	8,75 *м*

В коричневатых глинах третьего горизонта обнаружена фауна, представленная по определению В. И. Яркина видами *Leda* aff. *volgensis* Arkh. и *L. santasica* Jarkin. В этом же горизонте в ряде образцов обнаружено большое количество микрофауны, представленной фораминиферами и радиоляриями. Из фораминифер (определения И. М. Айзенштат) здесь найдены: *Trochammina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Bulimina mitgarziana* Balakh., *Loxostomum smolkoi* Balakh., *Bifarina eleganta* Plummer, *Globigerina bulloides* Orb., *G. dubia* Egger, *G. micra* (Cole); из радиолярий: *Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *Cenosphaera* sp., *Spongurus* sp. nov., *Cenodiscus lenticularis* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Stylotrochus* sp., *Sethostylus* sp., *Spongasteriscus* aff. *gorskii* Lipm., *Eucirtidium* sp., *Sethocyrtis* sp., *Theocorys* aff. *krischtofovitchi* Lipm.; остракоды по данным И. А. Хохловой представлены видами: *Cythereis* cf. *embaensis* Mandel. и *Clithrocytheridea capitosa* Mandel. Диатомовые водоросли встречаются в небольшом количестве и представлены, по определению А. Н. Золотаревой, морскими формами — *Pyxilla gracilis* var. nova, Pyxilla gracilis var. nova f. *cuwata* f. nova, *Ebria antiqua* Schulx.

Из опоковидных глин четвертого горизонта с глубины 74 и 84 *м* определена следующая микрофауна: фораминиферы—*Rhizammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammina* sp., *Gaudryna* sp., *Miliolina* sp., *Cristellaria iljini* Byk., *Cristellaria* sp., *Marginulina* sp., *Nonionella ispharensis* Byk., *Bolivina* ex gr. *nobilis* Hantken, *Bulimina ovata* Orb., *Hopkinsina bykovae* Balakh., *Eponides* sp., *Anomalina* aff. *inphrapaleogenica* Byk., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (Walker et Jacob), *Cibicides* sp.; радиолярии — *Cenosphaera mitgarzi* Lipm., *C.* aff. *kisilkumensis* Lipm., *C.* aff. *kuschnari* Lipm., *Staurosphaera* sp. nov., *Cro-*

myomma tuberculata Lipm., *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipm., *Heliodiscus* sp., *Trochodiscus* sp., *Sethocyrtis tamdiensis* Lipm., *S. elegans* Lipm., *Stylodictia* aff. *magnifica* Lipm., *Spongodiscus* sp., *Cenodiscus* sp., *Theocorys* sp. nov., *Theocorys* sp.; остракоды — *Cytherella* cf. *scutulaformis* Mandel.

Из шестого горизонта с глубины 45 и 55 *м* определены фораминиферы: *Rhizammina* sp., *Cibicides* sp.; радиолярии — *Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp., *Sethodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Sethocyrtis* cf. *tamdiensis* Lipm., *Sethocyrtis* sp., а также диатомовые водоросли — *Melosica ornata* Iren, встречающиеся в единичных экземплярах.

Из восьмого горизонта определены единичные *Haplophragmoides* sp. и радиолярии: *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp., *Sethocyrtis* sp., *Spongodiscus* sp.

В скважине, расположенной в районе родника Чий-Булак, где этот горизонт глин имеет наибольшую мощность, определена фауна: *Leda santasica* Jarkin, *Tellina corneola* Lamk., *Tellina* sp. indet., *Cristellaria turkestanensis* Byk., *Cristellaria* sp., *C. sienticuensis* (Nacamura), *Bulimina mitgarziana* Balakh., *Loxostomum smolkoi* Balakh., *Bifarina eleganta* Plummer, *B. millepunctata* (Tutkowski), *Pleurostomella* sp., *Globigerina bulloides* Orb., *G. dubia* Egger, *Globigerinella micra* (Cole), *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Spongurus* sp. nov., *Cenodiscus* aff. *kuschnari* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Porodiscus* sp., *Spongasteriscus* aff. *gorskii* Lipm., *Sethocyrtis* aff. *minimus* Lipm., *Theocorys* sp., *Eucyrtidium* sp.

По петрографическому составу коричневато-серые глины нижней части тасаранской свиты чрезвычайно сходны с синевато-серыми бейделлитовыми глинами, слагающими верхнюю часть разреза тасаранской свиты (описываются ниже). Лучше всего эти глины выделяются по цвету. Коричневатый оттенок глин объясняется присутствием большого количества коллоидного органического вещества.

Мощность коричневато-серых бейделлитовых глин изменяется от 15,5 до 37 *м*.

Бейделлитовые глины синевато-серого цвета. Верхняя часть разреза тасаранской свиты представлена синевато-серыми глинами бейделлитового состава с тонкими прослоями серого кварцево-слюдистого или глауконитово-кварцевого песка (мощностью до 0,3 *м*). Слоистость породы обычно волнистая. Пачки слоистых песчанистых глин чередуются с пачками плотных сине-серых тонкослоистых глин, часто опоковидных.

Синевато-серые бейделлитовые глины залегают на коричневатых глинах без заметного размыва. Исключение представляет разрез скважины, расположенной в районе родника Чий-Булак. Здесь, на глубине 75 *м*, на коричневатых, местами опоковидных глинах, в основании сине-серых глин прослеживается горизонт размыва мощностью 1,0 *м*. Он представлен синевато-серыми песчанистыми глинами с линзами крупнозернистого глауконитово-кварцевого и глауконитового песка с галькой кварца, зубами акул и мелкими фосфоритами. В других скважинах к границе упомянутых выше горизонтов глин часто приурочены линзы слюдисто-кварцевых и глауконитово-кварцевых песков.

Бейделлитовые глины синевато-серого цвета пользуются наибольшим распространением среди отложений тасаранской свиты, составляя в восточной части изученной территории 70—90% всех пород. На западе их количество резко сокращается как за счет фациального замещения их прибрежными песчанистыми отложениями, так и за счет уменьшения общей мощности пород тасаранской свиты.

Для характеристики верхней части тасаранской свиты приведем разрез скважины, расположенной у подножья г. Коныр-Тюбе (снизу):

Тасаранская свита

1. 105,00 (забой) — 83,50 *м*	Глина коричневато-серого цвета, опоковидная	21,50 *м*
2. 83,50—40,0 *м*	Глина темного синевато-серого цвета с прослоями окремненного глауконитово-кварцевого песчаника	43,50 *м*
3. 40,00—32,00 *м*	Глина алевритистая, опоковидная, с редкими мелкими линзовидными прослойками окремненного песчаника	8,00 *м*
4. 32,00—30,00 *м*	Глина зеленовато-серого цвета, алевритистая, опоковидная, с частыми прослойками окремненного песчаника	2,00 *м*

Саксаульская свита

5. 30,00—28,50 *м*	Песчаник светлосерый, мелкозернистый, окварцованный с фауной	1,50 *м*
6. 28,50—22,00 *м*	Глина зеленовато-серого цвета, алевритистая, опоковидная, с мелкими прослойками окремненного песчаника	6,50 *м*
7. 22,00—9,00 *м*	Глина темного синевато-серого цвета с зеленоватым оттенком, с редкими гнездами алеврита и мелкозернистого песка	13,00 *м*
8. 9,00—2,50 *м*	Глина буровато-коричневого цвета, пластичная	6,50 *м*

Четвертичные отложения

9. 2,50—1,50 *м*	Песок буровато-коричневого цвета, разнозернистый	1,00 *м*
10. 1,50—0,00 *м*	Глина буровато-коричневого цвета, алевритовая	1,50 *м*

Из первого горизонта, относящегося к нижней подсвите тасаранской свиты, определены: макрофауна — *Leda* sp., *Nucula* aff. *praelongata* Wood; микрофауна: фораминиферы (с глубины 90 и 105 *м*): *Miliolina sp., Cristellaria iljini* Byk., *C. sienticuensis* (Nacamura), *Cristellaria* sp., *Dentalina* sp., *D. legumen* (Linnaeus) var. *elegans* Orb., *Bulimina mitgarziana* Balakh. (много), *B. ovata* Orb., *Virgulina* ex gr. *schreibersiana* Czjzek, *Bolivina nobilis* Hantken, *Bolivina* sp., *Hopkinsina compacta* Balakh., *H. bothryoides* Balakh., *H. longecamerata* Balakh., *H. bykovae* Balakh., *Uvigerina* ex gr. *asperula* Czjzek, *Baggina valvulineriaeformis* (Byk.), *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerinella micra* (Cole), *Globorotalia pentacamerata* Subb., *Planulina* sp., *Cibicides* sp.; радиолярии—*Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Spongodiscus umbonatus* Lipm., *Spongodiscus* sp., *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Sethopyramis scalariformis* Lipm., *Sethocyrtis* sp., *Theocorys* aff. *krischtofovichi* Lipm., *Theocorys* sp., остракоды: *Cythereis embaensis* Mandel., *Clithrocytheridea capitosa* Mand. В породах этого же горизонта с глубины 90 и 96 *м* в небольшом количестве обнаружена пыльца Pinaceae, *Pinus, Myrica, Castanea,* Sterculiaceae, Pistacea, неопределенная пыльца; споры *Lycopodium,* Cyatheaceae, Schizaceae, *Lygodium, Selaginella, Leiotriletes,* неопределенные споры.

Из второго горизонта с глубины 63 *м* определены фораминиферы: *Cristellaria iljini* Byk., *Bifarina eleganta* Plummer, *B. millepunctata* (Tutkowski), *Hopkinsina bykovae* Balakh., *H. bykovae* var. *spinocostata* Balakh., *H. compacta* Balakh., *Pleurostomella* sp., *Baggina valvulineriaeformis* (Byk.), *Planulina* sp., *Cibicides* sp., остракоды — *Clithrocytheridea capitosa* Mandel., *Paijenborchella trisulcata* Mandel.

В образцах пород, взятых с глубины 63—67 *м*, обнаружена пыльца главным образом *Castanea;* пыльца Anacardiaceae, Euphorbiaceae и споры *Lycopodium* (встречаются единично).

Из третьего горизонта с глубины 37 *м* определены фораминиферы: *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerinella micra* (Cole); радиолярии — *Cenosphaera kisilkumensis* Lipm., *C. kuschnari* Lipm., *Cromyomma*

tuberculata Lipm., *Cenodiscus* sp., *Heliodiscus* sp., *Sethocyrtis* aff. *minimus* Lipm., *S. tamdiensis* Lipm., *Theocorys cellulosa* Lipm.; остракоды — *Cythereis* sp., *Cytherella* cf. *scutulaformis* Mandel.

Списки фауны, микрофауны, спор и пыльцы, обнаруженные в осадках саксаульской свиты, приводятся ниже.

Как указывалось, в глинах синевато-серого цвета, приуроченных к верхней части разреза тасаранской свиты, часто встречаются прослои и линзы алевролитов. Границы их с вмещающими породами не резкие: местами они постепенно переходят в алевритовую глину синевато-серого цвета, местами в глауконитово-кварцевые пески и песчаники.

Песчано-алевритовая фракция пород только по размеру зерен отличается от аналогичной фракции песков и песчаников, описанных выше. В составе ее также преобладает кварц, редко встречаются полевой шпат, мусковит, пелитизированные обломки пород. Содержание глауконита составляет 40—50% от общего количества песчано-алевритового материала. Часто наблюдаются обломки кремнистых радиолярий, пирит и лейкоксен.

Цемент пород преимущественно базальный, кремнисто-глинистый. Глинистые частицы обычно хорошо оптически ориентированы и имеют высокое двупреломление.

Мощность синевато-серых бейделлитовых глин на исследованной территории изменяется от 5,5 *м* в западной части района до 75,0 *м* в центральной и восточной его части.

Прежде чем перейти к детальному литолого-петрографическому описанию глин тасаранской свиты, необходимо напомнить, что верхняя и нижняя глинистые пачки описываются нами совместно, так как глины нижней зоны выделяются в основном только по окраске.

В петрографическом отношении среди глин тасаранской свиты можно выделить несколько разновидностей:

а) тонкодисперсные глины, содержащие до 5% алевритовых и песчаных частиц;

б) алевритовые и песчанистые глины, содержащие от 5 до 50% песчано-алевритовой фракции;

в) опоковидные глины (как тонкодисперсные, так и алевритовые), содержащие в своем составе свободный кремнезем в виде опала. Опоковидные разности являются преобладающими.

Все разновидности бейделлитовых глин, включая и описанные выше глины коричневато-серого цвета, объединяются общностью условий образования, текстурных признаков и минерального состава (как глинистой, так и песчано-алевритовой фракций). Различие их обусловлено только иным количественным содержанием тех или других компонентов.

Макроскопически верхние горизонты тасаранской свиты представляют собой плотные глины синевато-серого цвета, обычно плохо размокающие в воде. На поверхности керна наблюдаются мелкие линзовидные прослойки песчано-алевритового материала размером не более 2—3 *см*.

В опоковидных разностях при расколе керна наблюдается отчетливо выраженный раковистый излом.

После высыхания глины приобретают светлосерый цвет с зеленоватым оттенком. При вторичном насыщении водой глины темнеют, но синеватый цвет вновь не появляется.

Терригенный материал в породах обычно содержится в виде гнезд и линзовидных прослоек, и лишь в песчаных разностях встречается значительное количество песчаных и алевритовых зерен, равномерно рассеянных по всей массе породы. Он представлен преимущественно угловатыми, иногда корродированными зернами кварца. Редко встречаются пелитизированные зерна полевых шпатов, мелкие зерна циркона, чешуйки слюды.

Из числа аутигенных минералов в большом количестве присутствует опал как в виде отдельных зерен, так и в виде скелетов радиолярий. Часто встречаются зерна глауконита лопастной формы размером до

0,1—0,2 *мм*, мелкие агрегаты пирита, составляющего основную массу тяжелой фракции глин; в верхней части толщи появляются окислы железа, а ближе к поверхности гипс и ярозит.

При определении минерального состава тонкой фракции глин были применены комплексные методы исследований, подробнее рассматриваемые ниже. Установлено, что эта фракция состоит из бейделлита с незначительной примесью опала, кварца, органического вещества, и, вероятно, глауконита и гидроокислов железа.

На основании литолого-петрографического изучения пород тасаранской свиты можно сделать выводы об условиях образования осадков.

Большие мощности пород, выдержанность разрезов, присутствие глауконита, микро- и макрофауны и бейделлитовый состав глин свидетельствуют о морских условиях образования пород тасаранской свиты.

Присутствие большого количества опала и, отчасти, глауконита является указателем на сравнительно низкую температуру морской воды.

Органическое вещество, приносимое с суши в значительном количестве, при своем разложении создавало в области осадконакопления закисные условия, благоприятствовавшие образованию пирита и других закисных соединений железа. На присутствие их указывает синеватый цвет глин, в которых при соприкосновении с кислородом воздуха происходит переход закисных соединений железа в окисные и породы окрашиваются в буровато-коричневый цвет.

Переходя к обоснованию возраста тасаранской свиты, необходимо отметить, что в этих отложениях собран большой палеонтологический материал, позволяющий более или менее точно определить их возраст.

Макрофауна в отложениях тасаранской свиты была собрана послойно, что позволяет произвести расчленение этих отложений. Общий список фауны следующий (только из изученного района): *Nucula praelongata* Wood, *Nucula* sp., *Leda santasica* Jarkin, *L.* aff. *volgensis* Arkh., *Leda* sp., *Meretrix* cf. *nitidula* Lamk., *Meretrix* sp., *Tellina corneola* Lamk., *Abra* cf. *recluzi* Desh., *Mactra compressa* Desh., *Cuspidaria* cf. *aralensis* Jarkin, *Corbula* sp., *Avicula tuchensis* Korob., *Variamussium captiosum* Korob., *Patella* sp., *Natica* cf. *obovata* Sow., *Scalaria* sp. indet., *Chenopus* cf. *cornutus* Alex., *Cominella* aff. *acies* Wat., *Voluta* sp.

На основании анализа фауны и распределения ее среди осадков тасаранской свиты четко выделяются два фаунистических горизонта. Нижний горизонт характеризуется присутствием большого количества раковин различных видов *Leda*. Общий список фауны нижнего горизонта следующий: *Leda* aff. *volgensis* Arkh., L. *santasica* Jarkin, *Nucula praelongata* Wood, *Tellina corneola* Lamk., *Abra* cf. *recluzi* Desh., *Cusspidaria* cf. *aralensis* Jarkin, *Voluta* sp.

Из этого списка три вида (*Nucula praelongata* Wood, *Tellina corneola* Lamk., *Abra* cf. *recluzi* Desh.) известны из осадков лютетского яруса Англо-Парижского бассейна. *Leda* aff. *volgensis* Arkh. встречается в палеоцене Поволжья и широко распространена в кварцево-глауконитовых песчаниках тасаранской свиты Мугоджар, где этот вид наблюдается совместно с многочисленной фауной пелиципод среднеэоценового возраста. Напомним, что из нижней части тасаранской свиты Мугоджар Н. К. Овечкиным, по коллекции Г. С. Трошина, в 1952 г. был дан следующий список моллюсков, включающий преимущественно лютетские формы: *Nucula* aff. *proava* Wood, *N.* cf. *tumescens* Edw., *N.* cf. *praelonga* Edw., *N.* aff. *praelongata* Wood, *Leda ovoides* Koen., *L.* cf. *ablata* Wood, *L. volgensis* Netsch., *L.* aff. *amigdaloides* Sow., *Leda* sp., *Astarte* cf. *minuta* Nyst, *Astarte* sp., *Meretrix nitidula* Lamk., *M. globulosa* Desh., *Nemocardium* cf. *semigranulatum* Sow., *Cardita* cf. *corbis* Phil., *Pseudamussium* cf. *corneola* Wood, *Arca cucullaris*

Desh., *Cultellus grignonensis* Desh., *Patella* cf. *glabra* Desh., *Natica* cf. *deshayesiana* Nyst.

В 1953 г., для уточнения стратиграфии и дополнительного сбора фауны из разреза тасаранской свиты, в район озер Сор-Коль и Кара-Коль (Западные Мугоджары) совершила специальную поездку Л. В. Миронова (ВСЕГЕИ). Ею был изучен разрез и собран богатый комплекс фауны моллюсков из низов тасаранской свиты; фауна была определена В. И. Яркиным. Он дает следующий список: *Arca biangula* Lamk., *A. cucullaris* Desh., *Barbatia (Barbatia)* ex gr. *appendiculata* Sow., *Arcopsis (Arcopsis) capillacea* Desh., *Axinaea pulvinata* Lamk., *Nemocardium parile* Desh., *Meretrix laevigata* Lamk., *M. laevigata* Lamk. var. (var. nov.), *Tellina (Peronidia) pseudorostralis* Orb., *Mactra compressa* Desh., *Cuspidaria aralensis* Jarkin, *Panope (Panope) heberti* Bosquet, *Chlamys (Decadopecten) solea* Desh., *Acmaea conica* Desh., *Natica (Suspira) achatensis* Recluz., *Chenopus cornutus* Alex., *Eocypraea inflata* Lamk., *Cominella* aff. *acies* Wat., *Fusus* aff. *subscalarinus* Orb., *Mitra (Mitra) barbieri* Desh., *Sycostoma* ex gr. *bulbiformis* Lamk., *Pleurotoma (Eopleurotoma) multicostata* Desh. Таким образом, и в этом списке преобладают лютетские формы.

Монографическое изучение всей фауны морского палеогена, проводимое во ВСЕГЕИ, пока не закончено. Однако комплекс приведенных форм позволяет уверенно относить нижнюю часть тасаранской свиты к среднему эоцену, повидимому, к нижней его половине.

Для верхней части тасаранской свиты характерны два вида: *Avicula tuchensis* Korob. и *Variamussium captiosum* Korob. Эти виды, по данным В. И. Яркина, встречаются в калужском горизонте среднего эоцена на Кавказе, кроме того, известны в мергелистой фации тасаранской свиты восточного Приаралья, относимой М. Е. Воскобойниковым к верхним горизонтам среднего эоцена. Вид *Variamussium captiosum* Korob. в восточном Приаралье встречается и в нижних горизонтах верхнего эоцена.

Возраст верхней части осадков тасаранской свиты определяется авторами верхней половиной среднего эоцена. В. И. Яркин, определявший фауну, допускает возможность отнесения ее уже и к низам верхнего эоцена (к ледскому ярусу?), что нам кажется сомнительным.

По данным микрофауны осадки тасаранской свиты также разделяются на две части: нижнюю и верхнюю. Общий состав микрофауны сведен в таблицах, а поэтому здесь мы перечислим только микрофаунистический комплекс каждой из выделенных подсвит (табл. 8, 9).

Нижняя подсвита, верхняя граница которой соответствует коричневато-серым бейделлитовым глинам, прослеживается во всех скважинах широтного бурового профиля. Для нее характерно присутствие богатого и разнообразного комплекса фораминифер и радиолярий; остракоды встречаются в небольшом количестве или единично. По определению И. М. Азейнштат для нижней подсвиты тасаранской свиты характерен следующий комплекс фораминифер: *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Spiroplectammina* sp. 1, *S. tuaevi* Moros., *Miliolina* sp. 1, *Cristellaria turkestanensis* Byk., *C. sinticuensis* (Nacamura), *Cristellaria* sp., *Dentalina lequmen* (L.) var. *elegans* Orb., *Nonionella ispharensis* Byk., *Baggina valvulineriaeformis* Byk., *Bulimina mitgarziana* Balakh., *Bolivina* sp. 2, *Loxostomum smolkoi* Balakh., *Bifarina millepunctata* (Tutkowski), *B. eleganta* Plummer, *Globigerina bulloides* Orb., *G. dubia* Egger., *Globigerinella micra* (Cole), *Anomalina acuta* Plummer, *Cibicides* sp. 2.

Формами, имеющими стратиграфическое значение, являются следующие: *Cristellaria iljini* Byk., *Nonionella ispharensis* (Byk.), *Bulimina mitgarziana* Balakh., *Bifarina eleganta* Plummer, *Hopkinsina compacta* Balakh., *H. longecamerata* Balakh.

Таблица 8

Распределение фораминифер и остракод в разрезе тасаранской свиты юго-западной части Тургайского прогиба

Название видов	Тасаранская свита	
	нижняя подсвита (аналог алайского яруса)	верхняя подсвита (аналог туркестанского яруса)
Фораминиферы		
Rhabdammina cylindrica Glaessner	р*	р
Rhizammina sp-1	—*	ч*
Reophax sp.	р	р
Haplophragmoides sp-1	р	р
Haplophragmoides sp-2	—	р
Trochammina sp.	р	—
Spiroplectammina spectabilis (Crzybowski)	—	р
Spiroplectammina sp-1	ч	ч
Spiroplectammina sp-2	—	р
Spiroplectammina tuaevi Morosova	ч	р
Gaudryina sp.	—	р
Miliolina sp-1	р	ч
Miliolina sp-2	—	ч
Cristellaria iljini Bykova	р	р
Cristellaria sinticuensis (Nacamura)	р	—
Cristellaria sp-1	р	ч
Marginulina sp.	—	р
Dentalina lequmen (Linnaeus) var. elegans Orb.	р	р
Nonion laevis (Orb.)	—	р
Nonionella ispharensis (Bykova)	—	ч
Bulimina mitgarziana Balakhmatova	ч	—
Bulimina ovata Orb.	—	ч
Virgulina schreibersiana Czjzek	—	р
Bolivina sp-1	—	р
Bolivina nobilis Hantken	—	ч
Loxostomum smolkoi Balakhmatova	р	—
Bifarina millepunctata (Tutkowski)	р	р
Bifarina eleganta Plummer	ч	р
Hopkinsina compacta Balakhmatova	р	ч
Hopkinsina longecamerata Balakhmatova	р	р
Hopkinsina bykovae Balakhmatova	—	ч
Hopkinsina botryoides Balakhmatova	—	ч
Uvigerina ex gr. *asperula* Czjzek	—	р
Pleurostomella sp.	р	ч
Baggina valvulineriaeformis (Bykova)	р	ч
Eponides sp.	р	р
Siphonina sp. indet.	—	р
Pseudoparella almaensis (Samoilova)	—	р
Globigerina bulloides Orb.	ч	ч
Globigerina triloculinoides Plummer	—	ч
Globigerina dubia Egger	р	р
Globigerinella micra (Cole)	р	ч
Globorotalia pentacamerata Subbotina	—	р
Globorotalia sp-1	—	р
Anomalina acuta Plummer	р	ч
Anomalina montaensis Bykova	—	р
Planulina sp.	—	р
Cibicides welleri Plummer	—	р
Cibicides lobatulus (Walker et Jacob)	—	р
Cibicides aff. *pseudoungerianus* Cushman	р	р
Cibicides sp-1	ч	ч
Остракоды		
Cythereis sp. indet.	—	р
Cythereis sp.	—	р

* Встречаемость видов: р—редкая; ч—частая; знаком минус обозначены формы, не встреченные в разрезе.

Продолжение табл. 8

Название видов	Тасаранская свита	
	нижняя подсвита (аналог алайского яруса)	верхняя подсвита (аналог туркестанского яруса)
Cythereis cf. *embaensis* Mandelstam	р	—
Cythereis embaensis Mandelstam	—	р
Cythereis ex gr. *ferganensis* Mandelstam	р	—
Paijenborchella trisulcata Mandelstam	р	р
Loxoconcha cf. *germena* Mandelstam	—	р
Loxoconcha germena Mandelstam	р	—
Loxoconcha renovomena Mandelstam	р	—
Cytheridea sp.	—	р
Clithrocytheridea sp.	—	р
Clithrocytheridea capitosa Mandelstam	р	р
Clithrocytheridea cf. *capitosa* Mandelstam	р	—
Cytherella cf. *scutulaformis* Mandelstam	—	р
Радиолярии	ч	ч
Спикулы губок	р	ч
Иглы морских ежей	—	ч
Диатомовые водоросли	ч	ч
Остатки зубов рыб	р	ч
Гастроподы	р	р
Растительные остатки	—	ч

По определению Р. Х. Липман, в нижней подсвите тасаранской свиты присутствует следующий комплекс радиолярий: *Spongurus biconstrictus* Lipm., *S.* ex gr. *biconstrictus* Lipm., *Spongurus* sp. nov., *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus lenticularis* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Sethostylus* sp. nov., *Spongodiscus umbonatus* Lipm., *Spongodiscus* sp., *Sethocyrtis* sp.

Таким образом, микрофауна в нижней зоне тасаранской свиты представлена преимущественно известковистыми фораминиферами и радиоляриями; значительно реже встречаются остракоды, общий список которых приводится ниже. Радиолярии и фораминиферы этой части разреза, по заключению Р. Х. Липман, хорошо сопоставляются с фауной алайского яруса Туркмении и Кызыл-Кумов, а остракоды, по сообщению И. А. Хохловой, сопоставляются с остракодами нижнего и среднего эоцена Эмбенской области. «Сопоставления с разрезами Западно-Сибирской низменности, — пишет Р. Х. Липман, — произвести пока не удается, так как в среднем эоцене Западной Сибири пока найдены только единичные радиолярии и диатомеи, а другая макро- и микрофауна не обнаружена».

Верхняя подсвита тасаранской свиты, выделенная по фораминиферам и радиоляриям, представлена синевато-серыми бейделлитовыми глинами, широко развитыми в пределах изученного района.

По определению И. М. Айзенштат, здесь встречены следующие виды фораминифер: *Rhabdammina cylindrica Glaessner*, *Rhizammina* sp-1, *Reophax* sp., *Spiroplectammina spectabilis* (Crzyb.), *Spiroplectammina* sp-1, *Spiroplectammina* sp-2, *S.* tuaevi (Moros.), *Miliolina* sp-1, *Miliolina* sp-2, *Cristellaria* sp., *Nonionella ispharensis* (Byk.), *Marginulina* sp., *Bulimina ovata* Orb., *Bolivina nobilis* Hantken, *Bifarina millepunctata* (Tutkowski), *Hopkinsina compacta* Balakh., *H. bykovae* Balakh., *H. botryoides* Balakh., *Baggina valvulineriaeformis* Byk., *Siphonina* sp. indet., *Pseudoparella almaensis* Samoil., *Globigerina bulloides* Orb., *G. triloculinoides* Plummer, *Globorotalia* sp., *Anomalina inphrapaleogenica* Byk., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *C. welleri* (Plummer), *Cibicides* sp-1, *C. pseudoungerianus* Cushman. Наиболее характерными видами фораминифер верхней подсвиты тасаранской

Таблица 9

Распределение радиолярий в разрезе тасаранской свиты в юго-западной части Тургайского прогиба. Составила И. М. Айзенштат по данным Р. Х. Липман

Наименование видов	Тасаранская свита	
	нижняя подсвита (аналог алайского яруса)	верхняя подсвита (аналог туркестанского яруса)
Cenosphaera aff. *kuschnari* Lipm.	ч*	ч
Cenosphaera kisilkumensis Lipm.	р*	ч
Cenosphaera turcmenica Lipm.	р	р
Cenosphaera mitgarzi Lipm.	р	р
Cenosphaera aff. *mitgarzi* Lipm.	р	—*
Cenosphaera aff. *kisilkumensis* Lipm.	р*	р
Cenosphaera sp-1	—	р
Cenosphaera sp.	р	ч
Staurosphaera sp.	—	р
Cromyomma tuberculata Lipm.	—	ч
Ellipsoxiphus chabakovi Lipm.	—	ч
Ellipsoxiphus aff. *chabakovi* Lipm.	—	р
Spongurus sp. nov.	ч	—
Spongurus biconstrictus Lipm.	ч	—
Spongurus aff. *biconstrictus* Lipm.	—	р
Spongurus ex gr. *biconstrictus* Lipm.	р	—
Spongurus sp.	р	р
Cenodiscus karakalpakensis Lipm.	р	—
Cenodiscus ex gr. *karakalpakensis* Lipm.	р	р
Cenodiscus lenticularis Lipm.	р	—
Cenodiscus sp.	ч	ч
Trochodiscus sp.	—	р
Trochodiscus hoplites Lipm.	—	р
Sethostylus sp. nov.	ч	—
Heliodiscus sp.	р	ч
Porodiscus sp.	ч	р
Stylodictya magnifica Lipm.	—	р
Spongodiscus sp.	ч	ч
Stylotrochus sp.	р	—
Spongasteriscus gorskii Lipm.	р	р
Spongasteriscus aff. *gorskii* Lipm.	ч	р
Sethopyramis scalariformis Lipm.	р	р
Sethocyrtis aff. *minimus* Lipm.	р	р
Sethocyrtis minimus Lipm	р	р
Sethocyrtis elegans Lipm.	—	ч
Sethocyrtis ex gr. *elegans* Lipm.	р	—
Sethocyrtis tamdiensis Lipm.	—	ч
Sethocyrtis sp.	ч	ч
Theocorys sp.	р	р
Theocorys sp. nov.	ч	ч
Theocorys ex gr. *krischtofovichi* Lipm.	ч	—
Theocorys aff *krischtofovichi* Lipm	р	—
Eucyrdium sp.	ч	р
Фораминиферы	ч	ч
Остракоды	р	ч
Гастроподы	р	—
Спикулы губок	р	—
Иглы морских ежей	р	—
Диатомовые водоросли	ч	ч

* Встречаемость видов: р — редкая; ч — частая; знаком минус обозначены формы, не встреченные в разрезе.

свиты являются *Rhizammina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Bolivina* ex gr. *nobilis Hantken, Pseudoparella almaensis* (Samoil.), *Globigerina triloculnoides* Plummer.

По определению Р. Х. Липман, верхняя подсвита характеризуется следующим комплексом радиолярий: *Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *C. mitgarzi* Lipm., *Cromyomma tuberculata* Lipm., *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipm., *Heliodiscus* sp., *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Sethopyramis scalariformis* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., *S. tamdiensis* Lipm. и др.

Таким образом, микрофауна в верхней подсвите тасаранской свиты представлена преимущественно радиоляриями, в меньшей степени фораминиферами песчаными и известковыми (глобигеринидами), а также редкими остракодами. В целом комплекс фораминифер и радиолярий значительно отличается от нижней подсвиты тасаранской свиты.

Фауна радиолярий здесь исключительно разнообразна и многочисленна. По заключению Р. Х. Липман, она представлена сферическими, линзообразными, дисковидными и колпачковидными формами и по видовому составу хорошо сопоставляется с фауной отложений туркестанского яруса Туркмении и Кызыл-Кумов, описанной Р. Х. Липман (1950). Следует заметить также, что по родовому составу эти формы сравниваются с фауной радиолярий верхней радиоляриевой зоны Западно-Сибирской низменности, относимой Р. Х. Липман по сопоставлению с туркестанским ярусом Средней Азии к верхнему эоцену.

Не вдаваясь в рассмотрение вопроса о правильности отнесения туркестанского яруса к верхнему эоцену, мы перечислим только те роды, которые являются общими и встречаются в большом количестве как в Тургайском прогибе, так и в Западно-Сибирской низменности. Это: *Cenodiscus* sp., *Ellipsoxiphus* sp., *Trochodiscus* sp., *Heliodiscus* sp., *Porodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Stylotrochus* sp., *Sethopyramis* sp., *Sethocyrtis* sp., *Theocorys* sp. Близки также они и по видовому составу. Общими видами радиолярий для обеих смежных областей являются *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., *S. tamdiensis* Lipm. Число общих видов, вероятно, значительно увеличится после того, как будет монографически изучена фауна радиолярий палеогеновых отложений Тургайского прогиба.

Фауна фораминифер тасаранской свиты исследованного района, по заключению И. М. Айзенштат, «и по родовому и по видовому составу обнаруживает наибольшее сходство с комплексами фораминифер, установленными Т. П. Бондаревой в тасаранской свите Северного Приаралья, а также с фауной фораминифер, описанных В. Т. Балахматовой из туркестанского яруса Средней Азии. Параллелизация с палеогеном Западной Сибири менее обоснована, но и здесь общими являются песчанистые фораминиферы *Spiroplectammina spectabilis* (Crzyb.), *S.* ex gr. *carinata* (Orb.), *Rhizammina* sp., *Reophax* sp. и др. Близкие и сходные формы наблюдаются также в эоценовых отложениях Северного Кавказа (коллекция Н. Н. Субботиной) и в палеогеновых отложениях Ферганы и Приташкентского района (данные Н. Е. Минаковой)».

Остракоды, как указывалось выше, встречаются в осадках тасаранской свиты в небольшом количестве и не дают возможности выделить какие-либо горизонты или зоны. По определению И. А. Хохловой, общий список остракод, встречающихся во всем разрезе свиты, следующий: *Cythereis* sp. indet., *Cythereis* sp., *C.* cf. *embaensis* Mdlst., *C. embaensis* Mdlst., *C.* ex gr. *ferganensis* Mdlst., *Paijenborchella trisulcata* Mdlst., *Loxoconcha* cf. *germena* Mdlst., *L. germena* Mdlst., *L. renovomena* Mdlst., *Cytheridea* sp., *Clithrocytheridea* sp., *C. capitosa* Mdlst., *C.* cf. *capitosa* Mdlst., *Cytherella* cf. *scutulaformis* Mdlst.

На основании изучения остракод и сравнения их с остракодами из коллекций ВНИГРИ и ВСЕГЕИ по Приаралью, Эмбенской области, Западной Сибири и Кавказу возраст тасаранской свиты исследованного района определяется И. А. Хохловой как нижний — средний эоцен.

Наконец, несколько образцов из отложений тасаранской свиты содержат диатомовые водоросли. А. Н. Золотаревой под руководством В. С. Шешуковой (Ленинградский государственный университет) определены следующие виды морских диатомей: *Brightwellia hyperborea* Grun., *Melosira subeata* var. *biseriata* Grun., *Melosira sulcata* var. *sibirica* Grun., обломки *Podosira corolla* A. S. ?, *Pterotheca aculeifera* Grun., *Stephanopyxisturris* var. *cylindrus* f. *inermis* Grun., *Pyxilla gracilis* var. nova, *P. gracilis* var. nova f. *cuwata* f. nova, Silicoflagellatae: *Dictyocha fibula* f. *rhombica* Lemm., *D. navicula* var. *biapiculata*, *D. triacantha* Ehr., *D. triae* var. *hostata* Lemm., *Ebria antiqua* Schulz., а также *E. ornata* Grun.

Ввиду недостаточного сравнительного материала возраст тасаранской свиты уточнить по диатомеям не представляется возможным. Целый ряд форм, встреченных в осадках тасаранской свиты исследованного района, А. Н. Золотарева сравнивает с диатомеями харьковского яруса нижнего олигоцена Украины. Кроме диатомовых, характерных для харьковского яруса, обнаружены формы, известные в доолигоценовых отложениях (начиная с верхнего мела). Наряду с ними встречаются и формы, распространенные с верхнего мела до неогена включительно.

Все *Silicoflagellatae,* обнаруженные в осадках тасаранской свиты, встречаются в эоцене и нижнем олигоцене, а *Distephanus* обитает и в современных теплых морях. Таким образом, возраст тасаранской свиты по данным диатомового анализа определяется эоцен-олигоценовым, что объясняется, конечно, недостаточностью материала.

Кроме макро- и микрофауны, в отложениях тасаранской свиты в небольшом количестве обнаружены споры и пыльца древесных пород. Встречена пыльца: *Pinus,* Pinaceae, *Ephedra,* Taxodiaceae, Juglandaceae, *Betula, Myrica, Corylus, Quercus, Castanea,* Myrtaceae, *Ilex,* Sterculiaceae, Euphorbiaceae, Ericaceae, неопределенная трехпоровая пыльца. Определены споры: *Lycopodium, Osmunda,* Cyatheaceae, Schizaeaceae, *Lygodium, Selaginella, Matonia, Leiotriletes* и *Filicales* (количественные соотношения смотри в табл. 10).

Как видно из таблицы, в данном спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца вечнозеленых растений, представленная пыльцой Myrtaceae, *Ilex,* Sterculiaceae и *Castanea.* Последняя принадлежит, повидимому, вечнозеленым каштанам, возможно, каштано-дубам. Отпечатки листьев этого вида встречаются в большом количестве в кварцево-глауконитовых песчаниках тасаранской свиты на западном склоне Южных Мугоджар. Характерно для данного спорово-пыльцевого спектра, отличающего его от такового саксаульской свиты, резкое преобладание пыльцы *Castanea* над пыльцой всех прочих растений. Остальная перечисленная выше пыльца встречается в небольшом количестве или единично. Споры для этого горизонта не характерны и наблюдаются в небольшом количестве.

Содержание спор и пыльцы в морских осадках тасаранской свиты Тургайского прогиба и Северного Приаралья почти не устанавливалось, и поэтому у нас нет возможности более детально сравнить эти спорово-пыльцевые спектры с таковыми других районов.

Е. Д. Заклинской изучались спорово-пыльцевые комплексы из «опоковой» толщи среднего эоцена Северного Казахстана (район Павлодарского Прииртышья). По данным этого автора, для спорово-пыльцевых комплексов «опоковой» толщи характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений, среди которой пыльца каштана и других вечнозеленых растений доминирует над пыльцой всех прочих пород. По этому

Таблица 10

Спорово-пыльцевой комплекс тасаранской свиты среднего эоцена

Название спор и пыльцы	Обр. 1, глина		Обр. 2, глина		Обр. 3, глина		Обр. 4, глина		Обр. 5, глина		Обр. 6, глина		Обр. 7, глина		Обр. 8, глина		Обр. 9, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Cycadales																	2	
Araucaria															1			
Pinus подрод *Diploxylon*													3					
Pinus	1		1	2,0	1	0,9					10	19,0	2					
Pinaceae											1	2,0			3			
Taxodiaceae																	1	
Ephedra			2	4,0														
Myrica											1	2,0						
Juglandaceae													1					
Carya					3	2,9												
Betula			1	2,0									2		3			
Типа *Quercus*					3	2,9												
Castanea			10	22,0	21	16,9	68	95,0	13		36	70,0	10		8			
Corylus			1	2,0	1	0,9												
Euphorbiaceae			1	2,0			1	1,0							2			
Rhus							1	1,0										
Pistacea											1	1,0						
Ilex			2	4,0														
Sterculiaceae									2									

Продолжение табл. 10

Название спор и пыльцы	Обр. 1, глина		Обр. 2, глина		Обр. 3, глина		Обр. 4, глина		Обр. 5, глина		Обр. 6, глина		Обр. 7, глина		Обр. 8, глина		Обр. 9, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Myrtaceae			6	13,0	15	12,0							10		5			
Umbelliferae			1	2,0														
Ericaceae			1	2,0	1	0,9							1					
Chenopodiaceae															2			
Неопределенная пыльца разная			1	2,0			2	2,0				3,0			1			
Неопределенная пыльца, трехпоровая, трехбороздовая			22	43,0	78	62,6							14				3	
Неопределенная пыльца, трехбороздовая							1	1,0				12,0						
Lycopodium	1						1				1							
Selaginella											1							
Cyatheaceae					1						2				1			
Polypodiaceae					1													
Matonia					1													
Lygodium											1				2			
Schizaeaceae											1				3			
Osmunda																		
Неопределенные споры											1		3					

признаку спорово-пыльцевые комплексы тасаранской свиты исследованного района чрезвычайно сходны со спорово-пыльцевым спектром «опоковой» толщи. Следует указать, что состав пыльцы покрытосеменных растений «опоковой» толщи более разнообразен, чем состав пыльцы тасаранской свиты; это объясняется, повидимому, не разновозрастностью осадков, а иными условиями захоронения пыльцы (близость берега, тонкость вмещающего материала и т. д.).

Обобщив все изложенные выше данные по изучению фауны и флоры, мы пришли к выводу, что накопление осадков тасаранской свиты происходило в течение всего среднего эоцена. Отложений нижнего эоцена, как и палеоценовых, в пределах исследованного района не встречено, однако не исключена возможность их нахождения в центральной части Тургайской впадины. Во всяком случае несомненно то, что если нижнеэоценовое море и существовало, то оно имело крайне ограниченное распространение.

Наибольших размеров морской бассейн достиг только в среднем эоцене, когда море заняло огромные площади Тургайского прогиба, Северного и Восточного Приаралья и Мугоджар. Абсолютные отметки суши были, повидимому, очень небольшие, о чем свидетельствует накопление глинистых осадков в прибрежных областях моря. Присутствие пыльцы хорошей сохранности в глинах тасаранской свиты, отлагавшихся на участках, далеко отстоящих от береговой линии, указывает, повидимому, на существование в Тасаранском море островов, поросших вечнозеленой растительностью, главным образом каштанами. Один из островов располагался, по всей вероятности, в районе выхода палеозоя в урочище Жаман-Шин.

Состав фауны и микрофауны указывает на нормальную соленость бассейна.

Климат во время накопления морских осадков был жаркий и влажный, субтропический или близкий к нему.

Мощность осадков тасаранской свиты непостоянна и изменяется от 10 *м* на западе исследованного района до 100 *м* и более на востоке.

Верхний эоцен

(саксаульская свита)

На отложениях тасаранской свиты среднего эоцена залегают осадки саксаульской свиты, впервые установленной А. К. Алексеевым в Северном Приаралье. В западной части исследованного района, т. е. в краевой части Тургайского прогиба, эти осадки залегают с размывом на породах тасаранской свиты; в восточной части изученной площади размыва не наблюдается, и границу между глинами тасаранской и саксаульской свиты отбить чрезвычайно трудно.

Отложения саксаульской свиты в пределах исследованной местности распространены чрезвычайно широко. Они обнажаются по обоим берегам р. Иргиз, часто вскрываются колодцами и в виде отдельных пятен выходят в более пониженных местах на водоразделе рр. Иргиз и Улькояк. Кроме того, они были вскрыты рядом скважин ручного и механического бурения.

Осадки саксаульской свиты исследованного района представлены в трех фациях: прибрежно-континентальной, прибрежно-морской и морской. По мере движения с запада на восток можно проследить последовательный переход одной фации в другую.

В этом порядке мы и приведем описание пород саксаульской свиты.

Прибрежно-континентальная фация саксаульской свиты развита к северу от р. Талдык по правобережью р. Иргиз, где она представлена песками, кварцитовидными песчаниками, галечниками, конгломератами и песками с прослоями серо-зеленых глин.

Для характеристики прибрежных осадков саксаульской свиты приведем краткое описание разреза по левому берегу р. Иргиз южнее могилы Баймагомбет-Мола (снизу):

Саксаульская свита

1. На отложениях тасаранской свиты с размывом залегают светложелтые разнозернистые кварцевые пески с включениями мелкой гальки и гравия, состоящих из темных кремнистых пород. В контакте прослеживается горизонт ожелезнения и ярозитизации . . . . . 2,8 *м*
2. Выше залегает глина серо-зеленая, листоватая, с большим количеством включений ярозита. В глине наблюдаются гнезда и карманы кварцевого песка . . . . . 3,0 *м*

Четвертичные отложения

3. Делювий, представленный глинистым песком . . . . . 2,0 *м*

В 1,0 *км* к северо-востоку от описанного обнажения по левому берегу р. Иргиз выше порфиритов нижнего карбона наблюдается следующий разрез:

Тасаранская свита

1. Пески глауконитовые, с линзами песчаника . . . . . 1,0 *м*
2. Пески кварцево-глауконитовые с прослоями песчаников . . . . . 4,0 *м*

Размыв

Саксаульская свита

3. Пески желтые, разнозернистые, кварцевые, с включением мелкого гравия; местами пески переходят в белые разности, сцементированные в песчаники 4,0 *м*
4. Гравий с включениями гальки размером до 3 *см*. Петрографический состав гальки различен, но чаще распространена кварцевая и кремнистая. Местами гравий сцементирован и превращен в гравелит; цемент глинистый, каолиновый 3,0 *м*
5. Пески светлосерые, местами желтые, разнозернистые, ожелезненные, кварцевые . . . . . 4,0 *м*

Коренные обнажения континентальных кварцитовидных песчаников наблюдаются на правом берегу балки Тюлю-Сай. Здесь имеется небольшой плоский выход светлосерых среднезернистых песчаников, местами с включениями гравия и окремненных светлосерых глин. Последние залегают в виде мелких, неправильных линз. Песчаники плотные, кварцевые, сцементированные кремнистым цементом.

Пески континентально-прибрежной фации саксаульской свиты обычно средне- и крупнозернистые с угловато-окатанными зернами. Пески состоят из кварцевых и полевошпатово-кварцевых зерен с небольшой примесью мелких чешуек слюды и редких включений окислов железа. Песчанистые породы слегка сцементированы глинистым каолинитовым цементом. В песках встречаются прослои и линзы песчанистого гравия.

Тяжелая фракция песков, по определению Т. С. Петровской, состоит в основном из ильменита, эпидота, граната и лимонита. В небольшом количестве присутствует гематит, ставролит, амфибол, сфен. В незначительном количестве (менее 1%) или единично встречаются рутил, шпинель, хромит, магнетит, кианит, циркон, силлиманит, антофиллит, монацит и апатит.

Кварцевый песчаник состоит из малоокатанных зерен кварца, размер которых изменяется от 0,1 до 1,2 *мм*. В виде единичных зерен встречается циркон, турмалин и рудные минералы. Цемент в песчаниках бывает разный: кремнистый с некоторой примесью глинистого материала, халцедоновый с участками глинистого или лимонитовый. Некоторые разности песчаников под микроскопом отличаются тем, что в них зерна кварца сильно сближены, а местами срослись, отчего, повидимому, зависит массивный характер породы.

Часто в песчаниках наблюдаются трубчатые полости, образовавшиеся при разрушении корневищ и стеблей растений. По стенкам пустот иногда наблюдаются неопределимые, вследствие плохой сохранности, отпечатки стволов. При этом характерно, что пустоты и отпечатки стволов растений располагаются вертикально, вследствие чего создается впечатление, что растительные остатки не подвергались переотложению.

Преобладающий кварцевый состав зерен в этих песчаниках, а также наличие глинистого цемента объясняется, видимо, тем, что основным материалом для их образования послужили глины коры выветривания, развитые по кислым интрузивным породам. Плохая окатанность, а местами и угловатость зерен свидетельствуют, вероятно, о переносе кварцевого материала на сравнительно небольшое расстояние.

Прибрежная континентальная фация саксаульской свиты характеризуется невыдержанностью разреза, частой сменой пород, преобладанием в составе песков и песчаников полевых шпатов и кварца или только кварца. Присутствие в породах каолинита является также указанием на континентальные условия их образования.

Среди прибрежно-континентальной фации саксаульской свиты иногда наблюдаются крупные скопления чистых кварцевых песков, пригодных в качестве сырья для различных отраслей местной промышленности.

Прибрежно-морские и морские фации в разрезе саксаульской свиты характеризуются наличием глауконитово-кварцевых песчаников, алевритовых и алевритистых глин с прослоями кварцитовидных сливных песчаников. При этом контакт между отложениями саксаульской и тасаранской свит становится неясным, а местами границу между этими отложениями провести невозможно.

Прибрежно-морская фация саксаульской свиты представлена песками обычно мелкозернистыми, хорошо отсортированными, плотными, с прослоями серо-зеленых глин и алевритов. В глинах и песках встречаются гнезда ярозита, а также кристаллы гипса. Иногда в песках встречаются невыдержанные прослои и линзы кварцитовидных песчаников.

Морская фация саксаульской свиты представлена преимущественно глинами серо-зеленого цвета с прослоями и линзами тонкого слюдисто-кварцевого и кварцевого песка, а также кварцевого песчаника. В глинах часто встречаются включения ярозита и гипса.

Для характеристики этих отложений приведем разрез на северном склоне горы Манаулье (снизу):

Саксаульская свита

1. Глина серо-зеленая, опесчаненная, неясно слоистая, с мелкими неправильными линзами белого мелкозернистого кварцевого песка. В глинах встречены споры и пыльца (см. табл. II, обр. 1) . . . . . 3,6 *м*
2. Песок светлосерый, среднезернистый, кварцевый; зерна хорошо окатаны 0,05 *м*
3. Глина серо-зеленая, песчанистая, с неправильными линзами и карманами светлосерого средне-, местами крупнозернистого песка. Максимальная мощность песчаных прослоев достигает 4,0 *см*; местами пески и глины ярозитизированы. В этом горизонте обнаружены споры и пыльца (см. табл. II, обр. 3 и 4) . . . . . 3,0 *м*
4. Глина темная, серо-зеленая, в отдельных участках тонколистоватая, с линзами, карманами и неправильными прослойками светлосерого, местами ярозитизированного песка. В глинах обнаружены споры и пыльца (см. табл. II, обр. 5) . . . . . 1,5 *м*
5. Песок серо-желтый, среднезернистый, глинистый, преимущественно кварцевый, с мелкими неправильными линзочками серо-зеленой глины и белого мелкозернистого песка. Местами песок ярозитизирован и содержит мелкие кристаллы гипса . . . . . 2,0 *м*
6. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, с мелкими линзочками и карманами белого мелкозернистого песка. Глина сильно ярозитизирована и содержит мелкие кристаллы гипса. В глине обнаружены споры и пыльца (табл. II, обр. 7) . . . . . 1,5 *м*
7. Глина серо-зеленая с прослоями, линзами и карманами белого и желтого среднезернистого песка. Пески и глины местами ярозитизированы . . 2,0 *м*

8. Песок белый, кварцевый, хорошо отсортированный . . . . . 0,4 *м*

В 200 *м* ниже по реке мощность песков увеличивается до 2,5 *м*. В песках собрана богатая фауна моллюсков, среди которой В. И. Яркиным определены: *Nucula praelongata* Wood, *Nuculana alexeevi* Yarkin, *N. galleotiana* Nyst, *Arcopsis capillacea* Desh., *Pectunculus* (*Axinea*) *aralensis* Rom., *Astarte irgisiensis* Jarkin, *Crassatella donacialis* Desh., *Cardita lucovichi* Ruch., *Cardium irgisicum* Jarkin, *Meretrix incrassata* Sow., *M. subericinoides* Desh., *Tellina donacialis* Lamk., *Gari rude* Lamk., *Corbula* ex gr. *ficus* Brand, *C.* ex gr. *pisum* Sow., *C.* cf. *gallicula* Desh., *Phacoides saxorum* Lamk. var. *turgaica* Jarkin, *Ph. galeottiana* Nyst, *Modiola elegans* Sow., *Chlamys turgaicus* Vial *Ostrea plicata* Sol., *O. flabellula* Lamk., *O. cubitus* Desh., *O. cariosa* Desh., *O. multicostata* Desh., *Mesalia melanoides* Lamk., *M.* cf. *incerta* Desh., *M.* cf. *hamiltoni* Desh., *Natica* ex gr. *achatensis* Recluz.

9. Глина серо-зеленая, с мелкими линзочками и карманами белого мелкозернистого кварцевого песка. В нижней части слоя наблюдаются конкреции серого мергеля диаметром 0,2 *м*. Они имеют гипсовую оторочку и пронизаны прожилками гипса. В глинах обнаружены споры и пыльца (табл. II, обр. 11) . . . . . 0,8 *м*

10. Глина серо-зеленая, песчанистая, участками ожелезненная, с прослойками серого мелкозернистого песка. В глине встречаются гипсовые конкреции размером 5—7 *см* (состав спор и пыльцы — см. табл. II, обр. 12) . . 6,0 *м*

Чеганская свита

11. Глина серая и серо-зеленая, тонкослоистая, с конкрециями белого и серого мергеля с фауной . . . . . 18,0 *м*

Микрофауна, несмотря на послойное изучение разреза, встречена в незначительном количестве, причем фораминиферы и остракоды отсутствуют совершенно, а радиолярии были обнаружены в первом горизонте и представлены, по определению Р. Х. Липман, следующими видами: *Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Porodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Sethocyrtis* sp. Диатомовые водоросли обнаружены не были.

Споры и пыльца встречены почти во всех горизонтах; родовой состав и количество их приводятся в табл. 11.

Для более полной характеристики отложений саксаульской свиты приведем описание обнажения г. Коныр-Тюбе и скважины, расположенной у ее подножья.

Разрез скважины (снизу):

На опоковидных глинах тасаранской свиты без заметного размыва залегают:

Саксаульская свита

1. 30,00—28,5 *м* Песчаник светлосерого цвета, мелкозернистый, окварцованный, с фауной . . . . . 1,5 *м*

2. 28,5—22,0 *м* Глина зеленовато-серого цвета, алевритовая, опоковидная, с мелкими прослойками окремненного песчаника . . . . 6,5 *м*

3. 22,0—9,0 *м* Глина темного синевато-серого цвета с зеленоватым оттенком, с редкими гнездами алеврита и мелкозернистого песка. Здесь встречена следующая микрофауна: сильно окремненные фораминиферы — Haplophragmoides sp. indet., Bifarina sp., Globigerina bulloides Orb., Anomalina ex gr. acuta Plummer, Cibicides sp. Cenosphaera aff. kuschnari Lipm., Spongurus biconstrictus Lipm., Cenodiscus sp., Spongodiscus umbonatus Lipm., Spongodiscus sp. nov., Spongasteriscus aff. gorskii Lipm., Sethopyramis scalariformis Lipm., Sethocyrtis sp., Theocorys aff. krischtofovichi Lipm., Theocorys sp. nov. и неопределимые остракоды . . . . . 13,0 *м*

4. 9,0—2,5 *м* Глина буровато-коричневого цвета, пластичная . . . . 6,0 *м*

Четвертичные отложения

5. 2,5—0,0 *м* Четвертичные аллювиальные отложения

Разрез обнажения г. Коныр-Тюбе (южный склон снизу):

1. У подошвы склона г. Коныр-Тюбе на абсолютной высоте 180—130 *м* наблюдаются отдельные плоские сопки, относительной высотой до 3 *м*, сложенные серо-зелеными глинами с прослоями кварцевых песов и песчаников с фауной, среди которой определены: *Nucula* cf. *praelongata* Wood, *N. kasakstanica* Ruch., *Tellina* cf. *postel-*

laris Lamk., *Meretrix* cf. *subericinoides* Desh., *Panope intermedia* Sow., *Macia* sp., *Phacoides* sp., *Tellina korobkovi* Jarkin, *Chlamys turgaicus* Vialov.

2. Выше по разрезу залегают осадки чеганской свиты, представленные серо-зелеными глинами с горизонтами крупных конкреций мергеля и с фауной пелеципод и гастропод.

В литологическом отношении для осадков саксаульской свиты характерны:

1. Значительно большая песчанистость пород по сравнению с отложениями тасаранской и чеганской свит.

2. Наличие прослоев кварцитовидных и окремненных кварцевых песчаников.

По петрографическому составу в песчаниках выделяются две разности. Одна из них представлена однородными кварцевыми песчаниками с хорошо отсортированными по размеру и прекрасно окатанными зернами. Другая — песчаниками со слабо окатанными зернами кварца, имеющего превалирующее значение, и зернами глауконита.

Кварцевые песчаники прибрежно-морской фации саксаульской свиты макроскопически представляют собой белые, реже светлосерые равномернозернистые сливные породы; под микроскопом они имеют псаммитовую структуру. Кластический материал представлен прекрасно окатанными круглыми, овальными, реже незначительно корродированными зернами размером от 0,15 до 0,4 *мм*. Отдельные зерна иногда достигают величины 0,8 *мм*.

По составу песчаник однороден и состоит почти целиком из кварца; изредка встречаются обломки кремней и акцессорный рудный минерал. Цемент песчаника халцедоновый, иногда халцедоно-опаловый, поровый; структура цемента крустификационная. На окатанные обломочные зерна кварца нарастают корочки халцедона, волокна которого располагаются перпендикулярно к песчинкам. Местами в цементе наблюдается нарастание друг на друга корочек халцедона.

Кварцевые песчаники с редкими зернами глауконита встречены у подошвы южного склона г. Коныр-Тюбе, а также в долине р. Иргиз, севернее колхоза имени Кирова. Это обычно светлосерые мелкозернистые кварцевые породы с преобладающими размерами кластических зерен от 0,1 до 0,2 *мм*. Основное количество зерен состоит из кварца; глауконит и обломки кремней встречаются в небольшом количестве. В некоторых шлифах присутствует полевой шпат, главным образом микроклин; в виде примеси иногда наблюдаются чешуйки мусковита, зерна рудного минерала, акцессорных минералов—циркона и турмалина. Форма песчинок кварца обычно полуокатанная и угловато-окатанная, причем имеется много зерен с разъеденными контурами. Глауконит встречается в виде округлых зерен яркозеленого, реже буроватого цвета, размером 0,1—0,2 *мм*. Цемент кварцевых песчаников опаловый с примесью пелитовых глинистых частиц.

Глины саксаульской свиты макроскопически чрезвычайно сходны с глинами тасаранской свиты. Можно лишь отметить, что в отличие от глин тасаранской свиты они более песчанисты и в них отсутствует свободный кремнезем. При поверхностном выветривании глины приобретают тонколистоватую отдельность, по плоскостям которой наблюдаются намывы песчано-алевритового материала, что не характерно для глин тасаранской свиты.

Минералогический состав глин однороден. Основная масса породы представлена бейделлитом; в незначительном количестве встречается глауконит. В песчанистых разностях глин в значительном количестве присутствует гидрослюда.

Из отложений саксаульской свиты собран большой палеонтологический материал, позволяющий определить возраст осадков. В общий комплекс пелеципод и гастропод входят следующие виды: *Nuculana* cf. *crispata* Koen., *Tellina* sp., *Meretrix* cf. *incrassata* Sow., *Nucula* cf.

praelongata Wood, *Cardita* cf. *lukovichi* Ruch., *Corbula* cf. *gallicula* Desh., *C.* ex gr. *ficus* Brand, *Corbula* sp., *Chlamys turgaicus* Vial., *Pectunculus aralensis* Rom., *Cardita* sp., *Astarte* sp., *Modiola elegans* Sow., *Pholadomya puschi* Goldf., *Mesalia* cf. *variabilis* Defr., *Turritella* ex gr. *sulcifera* Desh., *T. unisulcata* Lamk., обломки гастропод и чешуи рыб.

По заключению В. И. Яркина, приведенные выше списки фауны моллюсков указывают на верхнеэоценовый возраст пород, вмещающих фауну. Бо́льшая часть видов распространена в Западной Европе и на территории СССР в отложениях средне- и верхнеэоценового возраста. К ним относятся: *Nucula praelongata* Wood, *Nuculuna galeottiana* Nyst., *Crassatella donacialis* Desh., *Meretrix subericinoides* Desh., *Gari rude* Lamk., *Phacoides galeottiana* Nyst., *Tellina donacialis* Lamk., *Mesalia melanoides* Lamk., *Arcopsis cappillacea* Desh.

Наряду с указанными выше видами, характерными для среднего и верхнего эоцена, присутствуют виды моллюсков, приуроченные только к верхнему эоцену: *Ostrea plicata* Sol., *O. flabellula* Lamk.,*O. cubites* Desh., *Natica* ex gr. *achatensis Recluz;* из группы корбуль—*Corbula*- ex gr. *ficus* Brand., *C.* ex gr. *pisum* Sow., *C.* cf. *gallicula* Desh; несмотря на неточные видовые определения, фауна в целом свидетельствует о верхнеэоценовом возрасте осадков.

Следовательно, макрофауна в саксаульской свите носит смешанный средне- и верхнеэоценовый характер с некоторым преобладанием верхнеэоценовых форм. Этот факт, а также залегание саксаульских осадков под отложениями чеганской свиты, низы которой, без сомнения, относятся к верхнему эоцену, и позволяют относить саксаульскую свиту к нижней половине верхнего эоцена и параллелизовать эти отложения с ледским ярусом Западной Европы. Данные микрофауны, как мы увидим ниже, не противоречат этому выводу.

Микрофауна в осадках саксаульской свиты обнаружена в небольшом количестве. Общий список ее следующий: фораминиферы — *Haplophragmoides* sp., *Bifarina* sp. *indet., Globigerina bulloides* Orb., *Anomalina* ex gr. *acuta* Plummer. *Cibicides* sp.; радиолярии — *Cenosphaera* aff. *kuschnari* Lipm., *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Cenodiscus* sp., *Porodiscus* sp., *Spongodiscus umbonatus* Lipm., *Spongodiscus* sp. nov., *Spongodiscus* sp., *Spongasteriscus* aff. *gorskii* Lipm., *Sethopyramis scalariformis* Lipm., *Sethocyrtis* sp., *Theocorys* aff. *krischtofovichi* Lipm., *Theocorys* sp. nov. и неопределимые остракоды.

По заключению И. М. Айзенштат и Р. Х. Липман, перечисленные выше виды фораминифер и радиолярий характерны для верхнего эоцена, и возраст осадков саксаульской свиты по данным микрофауны определяется так же, как верхний эоцен, без уточнения.

В отложениях саксаульской свиты обнаружен довольно богатый спорово-пыльцевой комплекс, представленный: пыльцой голосеменных растений — *Podocarpus* cf. *dascrydiodes, Podocarpus* sp., *Ginkgo, Picea, Abies, Pinus* подрод *Haploxylon, Pinus* подрод *Diploxylon, Cedrus* (?), *Tsuga,* Pinaceae, Taxodiaceae, Cypressaceae; пыльцой покрытосеменных — *Alnus, Corylus, Carpinus, Juglans,* Juglandaceae, *Carya, Quercus, Fagus, Ulmus, Acer, Liquidambar, Ilex,* Myrtaceae, Palmae, Sterculiaceae, Magnoliaceae, *Rhus, Nyssa,* Epacridaceae, Oleaceae, *Elaeagnus,* Ericaceae; спорами — *Cyathea, Osmunda, Lygodium,* Polypodiaceae. Процентные соотношения пыльцы и спор приведены в табл. 11.

Для спорово-пыльцевого комплекса саксаульской свиты характерно следующее:

1. Пыльца голосеменных и покрытосеменных растений находится примерно в равных соотношениях.

2. Среди голосеменных преобладает пыльца семейства Pinaceae.

Таблица 11

Спорово-пыльцевой комплекс саксаульской свиты горы Манаулье

Название спор и пыльцы	Обр. 1, глина		Обр. 3, глина		Обр. 4, глина		Обр. 5, глина		Обр. 7, глина		Обр. 11, глина		Обр. 12, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Ginkgo					2	1,6								
Podocarpus					1	0,8	1							
Abies							1							
Tsuga			1	1,2					2					
Picea	2	1,6	2	2,5	8	6,3								
Cedrus					3	2,3								
Pinus подрод *Diploxylon*	1	0,8							10			3	2	2,1
Pinus подрод *Haploxylon*	19	15,0	13	16,5	27	21,4							11	12,1
Pinaceae	13	10,3	23	30,2	29	23							22	23,9
Palmae	4	3,1												
Taxodium							2							
Taxodiaceae	6	4,8	2	2,5									7	7,6
Cupressaceae							1							
Myrica	5	4,0												
Juglans	5	4,0	3	3,8									3	3,2
Juglandaceae													3	3,2
Carya			1	1,2					2			2		
Alnus	5	4,0	3	3,8					1				2	2,1
Corylus									3			1		
Carpinus					1	0,8	1						2	2,1
Quercus	7	5,5	2	2,5	3	2,3	3		6			4	4	4,3
Fagus													3	3,2
Ulmus	3	2,3	1	1,2										

Продолжение табл. 11

Название спор и пыльцы	Обр. 1, глина		Обр. 3, глина		Обр. 4, глина		Обр. 5, глина		Обр. 7, глина		Обр. 11, глина		Обр. 12, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Magnolia	—	—	2	2,5	1	0,8								
Liquidambar					3	2,3								
Rhus			1	1,2									1	1,0
Ilex	1,0	0,8							1					
Acer	1,0	0,8			3	2.3							1	1,0
Sterculia			1	1,2			3							
Sterculiaceae					1	0,8								
Elaeagnus	1	0,8			1	0,8								
Nyssa	3	2,3					2							
Myrtaceae	10	8,0	10	12,6	20	15,7							2	2,1
Ericaceae			1	1,2										
Epacridaceae					1	0,8								
Oleaceae														
Неопределенная пыльца	40	31,7	13	16,4	14	11							26	28,2
Cyathea			3											
Polypodium	1													
Polypodiaceae	11		7		3		1		1				4	
Lygodium	2				1								1	
Osmunda	1		1											

3. Среди пыльцы покрытосеменных растений господствует пыльца вечнозеленых растений, главным образом миртовых; последние представлены несколькими видами, причем содержание этой пыльцы в некоторых образцах достигает 16%. В отдельных образцах встречается пыльца пальм.

4. Наряду с пыльцой вечнозеленых растений в данном комплексе довольно разнообразен состав пыльцы широколиственных пород, встречающейся, правда, в очень небольшом количестве, а чаще единично.

По преобладанию среди пыльцы вечнозеленых растений пыльцы миртовых, а также по разнообразию пыльцы широколиственных пород в родовом отношении данный спорово-пыльцевой комплекс отличается от спорово-пыльцевых спектров тасаранской и чеганской свит.

5. Споры в данном комплексе встречаются единично.

Сравнивать по составу пыльцы и спор отложения саксаульской свиты, развитые в соседних районах, с таковыми исследованной нами территории ввиду отсутствия по ним соответствующих данных не представляется возможным.

Мощность саксаульской свиты в пределах изученного района изменяется от 5 *м* на западе до 70 *м* на востоке.

На основании анализа всего фактического материала можно сделать следующие выводы в отношении условий осадконакопления саксаульской свиты.

В период накопления осадков саксаульской свиты палеогеновое море на территории Тургайского прогиба резко сократилось и отступило к осевой части современной низменности. Территория, расположенная к западу от меридионального течения р. Иргиз, в отдельных участках представляла сушу, на которой происходил размыв более древних осадков, главным образом тасаранской свиты, а затем накопление песчанистого материала. Береговая линия Саксаульского моря, повидимому, неоднократно колебалась, о чем свидетельствует чередование в некоторых разрезах песков континентального типа с песчанистыми морскими глинами; в прибрежной полосе моря на отдельных участках происходило накопление кварцевых песков. Совершенную окатанность зерен кварца в некоторых разностях кварцевых песчаников, вероятно, следует объяснять не эоловой деятельностью, как это считает А. Л. Яншин, а работой морских прибрежных вод.

В крайней восточной части исследованного района, как и во всей центральной части Тургайского прогиба, морской режим Тасаранского и Саксаульского морей был чрезвычайно сходным.

Осадки саксаульской свиты широко распространены в Северном Приаралье. А. Л. Яншин не выделяет здесь прибрежных фаций, а считает, что песчаные осадки приурочены к зонам поднятий, а глинистые — к синклинальным зонам. Интересен вывод А. Л. Яншина о палеографических условиях Саксаульского моря. Он предполагает, что «берега моря в это время представляли собой пустыню или полупустыню с многочисленными массивами развеянных песков и что кварцевые зерна из этих массивов далеко разносились ветром, примешиваясь к материалу различных фаций морских осадков». Эоловым заносом кварцевых зерен А. Л. Яншин и объясняет песчанистость саксаульских глин Северного Приаралья.

С таким объяснением, однако, трудно согласиться по следующим причинам:

1. Кварцевые зерна в отдельных разностях песчаников отличаются совершенной окатанностью, но края их ровные, не растресканные, что не характерно для эоловых песков. Скорее всего окатанность зерен происходила в прибрежной части моря.

2. Как уже указывалось выше, в прибрежно-морских фациях саксаульской свиты обнаружена пыльца древесных пород. В условиях пустын-

ного и полупустынного климата обычно пыльца не сохраняется или может быть обнаружена в единичных случаях.

3. По данным спорово-пыльцевого анализа, а также по видовому составу отпечатков листьев из континентальных кварцевых песчаников эоцена в Мугоджарах можно сказать, что во время накопления осадков саксаульской свиты господствовала узколистная, ксерофитного типа флора, состоящая из различных миртовых, пальм, вечнозеленых дубов и т. д. Наряду с вечнозелеными растениями начинает свое развитие и широколиственная флора.

Климат был жаркий и сухой с периодами сильного увлажнения (средиземноморского типа).

Верхний эоцен — нижний олигоцен

(чеганская свита)

Подробная фаунистическая и литолого-петрографическая характеристика осадков чеганской свиты, сохраняющих свои характерные черты на огромных площадях Западно-Сибирской низменности, Тургайского прогиба, Северного Приаралья, Устюрта и Туранской низменности, а потому являющихся надежным маркирующим горизонтом, была приведена в специальных работах одного из авторов настоящей работы (Овечкин 1951, 1952, 1954). Поэтому ниже мы лишь кратко рассмотрим фактический материал по изученному району и приведем новые данные.

Как и во всем Тургайском прогибе, отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена имеют в пределах исследованной площади значительное распространение. Они повсеместно обнажаются в обрывистых склонах останцовых возвышенностей и вскрываются многочисленными скважинами ручного бурения под отложениями континентального олигоцена почти на всей изученной территории. Наибольшее развитие этих отложений наблюдается в центральной и восточной частях исследованной площади, где они занимают значительные участки.

Выходы пород чеганской свиты приурочены к небольшим чинкам; в разрезе их отчетливо видно, что отложения чеганской свиты залегают между осадками саксаульской свиты и песками или алевритами континентального олигоцена. На подстилающих породах они залегают всюду без видимого перерыва; граница между саксаульскими и чеганскими отложениями ровная, но резкая, вследствие различной окраски этих толщ с поверхности выветривания: подстилающие породы окрашены в серые тона, а породы чеганской свиты — более темные, с зеленоватым оттенком. В свежем разрезе границу между этими осадками, особенно по мере приближения к осевой части Тургайского прогиба, провести значительно труднее, вследствие их литологического сходства. Толща континентального олигоцена ложится на отложения чеганской свиты с перерывом, а в сводах антиклинальных поднятий трансгрессивно переходит с чеганских пород на более древние.

Отложения чеганской свиты представлены зеленовато-серыми, иногда с синеватым оттенком, без признаков слоистости, гипсоносными глинами. Поверхность обнажения, сложенного этими глинами, обычно покрыта слоем пухлых суглинков и белыми налетами солей. В местах выхода на дневную поверхность глины делаются рыхлыми и нередко окрашиваются полуторными окислами железа в бурый или желтовато-бурый цвет. Довольно часто, особенно в нижней части разреза, встречаются тонкие прослои и призмазки ярозита. В глинах содержится большое количество хорошо развитых кристаллов и реже тонких прослоев гипса, приуроченных обычно к плоскостям напластования; нередки случаи нахождения в глинах кристаллов пирита.

Весьма характерной особенностью свиты является наличие в глинах мергелистых, известковистых, а иногда сферосидеритовых конкреций различной формы. Конкреции обычно разбиты по всем направлениям большим количеством тонких трещин, вследствие чего легко разрушаются, превращаясь в мелкую остроугольную щебенку. В этом отношении некоторым исключением являются только сферосидеритовые конкреции, отличающиеся бóльшей прочностью и поэтому обычно сохраняющиеся в целом виде. Цвет конкреций разнообразный, но преимущественно серый, грязносерый или бурый.

В большинстве конкреций содержится обильная фауна пелеципод и гастропод, однако распределение ее крайне неравномерно: одни из конкреций бывают переполнены фауной, тогда как другие лишены каких бы то ни было органических остатков. Сферосидеритовые конкреции содержат единичную и мелкую фауну чрезвычайно плохой сохранности.

В верхней (нижнеолигоценовой) части разреза чеганской свиты прослои мергелистых конкреций замещаются обычно сплошными пластами тонкозернистых, нередко сливных, светлосерых или зеленовато-серых песчаников, которые хорошо выдерживаются в разрезе и протягиваются на значительное расстояние. Однако в пределах исследованного района нижнеолигоценовая часть разреза отсутствует.

Для более подробной характеристики отложений чеганской свиты на изученной площади приведем описание двух разрезов: на г. Манаулье (крайняя юго-западная часть района) и разрез г. Коныр-Тюбе. Описание разрезов чинка Челкар-Нура дано раньше (Овечкин, 1954).

На северном склоне г. Манаулье на высоте 212 *м* наблюдается следующий разрез (снизу):

Саксаульская свита

1. Глина серо-зеленая, песчанистая, с карманами и линзами песка . . . 19,5 *м*

Чеганская свита

2. Глина бурая от окислов железа, тонколистоватая; по плоскостям слоистости наблюдаются намывы песка. В этом горизонте обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс (табл. 12) . . . . . 6,0 *м*
3. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, с намывыми песка по плоскостям слоистости и с включениями мелких конкреций (4—5 *см* в диаметре) белого мергеля. В глине встречены единичные пыльцевые зерна *Pinus, Picea, Juglans* . . . . . 7,5 *м*
4. Глина серо-зеленая, более светлая, чем в предыдущем горизонте, песчанистая, плотная, местами тонкослоистая, с линзами и прослоями тонкого кварцевого песка. В глинах встречены единичные пыльцевые зерна *Ulmus, Quergus* . . . . . 2,5 *м*
5. Глина зеленая, местами бурая за счет окислов железа, с линзами и прослоями белого мелкозернистого кварцевого песка. В глине встречены единичные зерна *Pinus,* Taxodiaceae, *Juglans, Carya, Ulmus* . . . . . 2,6 *м*

Верхний олигоцен

6. С размывом на глине чеганской свиты залегают алевриты

На восточном склоне г. Манаулье в темных серо-зеленых глинах встречаются довольно часто конкреции ожелезненного мергеля, достигающие 0,3—0,4 *м* в диаметре.

Более полный разрез отложений чеганской свиты наблюдался на южном склоне г. Коныр-Тюбе (снизу):

Выше песчано-глинистых отложений саксаульской свиты на абс. высоте 195,0 *м* залегают:

Чеганская свита

1. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, обогащенная конкрециями светлосерого окремненного мергеля с фауной, среди которой Л. В. Мироновой найдены *Cardita lukovichi* Ruch. и неопределимые обломки устриц . . . . . 1,0 *м*

Таблица 12

Спорово-пыльцевой комплекс верхнего эоцена—нижнего олигоцена (чеганской свиты)

Название спор и пыльцы	Обр. 5, глинистые окатыши		Обр. 15, глина		Обр. 16, глина		Обр. 17, глина		Обр. 18, глина	
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
Ginkgo									2	2,5
Podocarpus							1	1,6		
Abies					1	1,0	4	6,4		
Tsuga					1	1,0	2	3,2	1	1,2
Picea			1		2	2,0	4	6,4	1	1,2
Cedrus							3	4,8		
Pinus подрод *Diploxylon*			3		3	3,0				
Pinus подрод *Haploxylon*			5		13	13,4	7	11,2	5	6.3
Pinus sp.					19	19,5	6	9,6		
Pinaceae							8	12,9	19	24,1
Taxodiaceae			3		10	10,3	3	4,8		
Cupressaceae					5	5,1				
Myrica					2	2,0	1	1,6		
Juglans			2		2	2,0	2	3,2	3	3,8
Pterocarya									1	1,2
Carya					3	3,0			1	1,2
Alnus					3	3,0	1	1,6		
Quercus			2				2	3,2	4	5,0
Castanea					4	4,3				
Carpinus							1	1,6		
Ulmus	1		1		4	4,3			2	2,5
Magnolia							1	1,6	4	5,0
Liriodendron							2	3,2		
Cruciferae							1	1,6		
Rhus					14	14,4			1	1,2
Pistacea							1	1,6		
Ilex							1	1,6		
Acer					2	2,0				
Sterculia									2	2,5
Elaeagnus									1	1,2
Nyssa							1	1,6	5	6,3
Myrtaceae					1	1,0	1	1,6	2	2,5
Epacridaceae									1	1,2
Chenopodiaceae	1								9	11,3
Caryophillaceae							1	1,6		
Неопределенная пыльца	1				8	8,2	5	8,0	12	15,2
Неопределенная пыльца трехпоровая и трехбороздная							1	1,6	3	3,8
Неопределенная пыльца трехбороздная							1	1,6		
Неопределенная пыльца четырехбороздная							1	1,6		
Onoclea							1			
Polypodiaceae	1				7		3		5	
Lygodium									1	
Osmunda					1				7	

2. Глина серо-зеленая, местами с включениями друз и кристаллов гипса и с примазками ярозита. Фауны, спор и пыльцы не обнаружено . . . 8,0 *м*
3. Глина серо-зеленая, листоватая, с прослоем конкреций серого мергеля . . 0,8 *м*
4. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, местами ярозитизированная, с включениями друз и кристаллов гипса. В глине встречены единичные пыльцевые зерна *Pinus*. Микрофауна не обнаружена . . . . . 11,2 *м*
5. Глина серо-зеленая листоватая, обогащенная конкрециями светлосерого мергеля и фауной, среди которой определены: *Ostrea* sp., *Cardita lukovichi* Ruch., *Cardita* sp., *Crassatella* sp., *Pinna lebedevi* Alex, *Calyptraea* sp., *Dientomochilus* cf. *planus* Beyr., *Fusus* sp. . . . . 1,0 *м*
6. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, местами ярозитизированная, с включениями кристаллов гипса. Микрофауны, пыльцы и спор встречено не было 13,0 *м*
7. Глина серо-зеленая, листоватая, с большим количеством конкреций светлосерого мергеля с фауной: *Cerithium* sp., *Turritella* sp., *Crassatella* sp., обломки створок устриц . . . . . 0,8 *м*
8. Глина серо-зеленая, тонкослоистая, местами ярозитизированная, с включениями друз и кристаллов гипса . . . . . 8,2 *м*

Верхний олигоцен

9. С размывом на глинах чеганской свиты залегают серые, с шоколадным оттенком глины.

Общая мощность чеганской свиты в описанном разрезе составляет 44,0 *м*.

Детальная литологическая характеристика осадков чеганской свиты была дана нами раньше (1954). Отметим только, что по литологическому составу в ней выделяется две подсвиты. Нижняя из них сложена зеленовато-серыми, местами пестрыми гипсоносными глинами с конкрециями, а в верхней части — с прослоями плотных глинистых мергелей. Верхняя подсвита представляет собой чередование светлосерых песчанистых глин с алевритами и песками того же цвета или с зеленовато-серыми сливными тонкозернистыми песчаниками.

В пределах исследованного района представлена только нижняя из этих подсвит.

При обработке палеонтологического материала удалось установить, что отложения чеганской свиты в западной части изученной площади содержат довольно богатый спорово-пыльцевой комплекс, состоящий из пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений и спор папоротников. Отмечено наличие пыльцы голосеменных: *Ginkgo* (0,0—2,5%), *Podocarpus* (0,0—1,6%), *Picea* (1,2—6,4%), *Pinus* aff. *cembra* L. (0,0—1,0%), *Pinus* подрод *Haploxylon* (6,3—13,4%), *Pinus* подрод *Diploxylon* (0,0—3,9%), *Pinus* sp. (0,0—18,5%), *Tsuga* (1,9—3,2%), *Abies* (6,4—9,9%), *Cedrus* (0,0—4,8%), Pinaceae (0,0—24,1%), Taxodiaceae (0,0—10,3%), Cupressaceae (0,0—5,1%). Пыльца покрытосеменных растений содержит следующие формы: *Juglans* (2,0—3,8%), *Carya* (0,0—3,0%), *Pterocarya* (0,0—1,2%), *Alnus* (0,0—3,0%), *Carpinus* (0,0—1,6%), *Myrica* (0,0—2,0%), *Quercus* (0,0—5,0%), *Castanea* (0,0—4,3%), *Ulmus* (0,0—4,3%), *Acer* (0,0—2,0%), *Rhus* (0,0—14,4%), *Nyssa* (0,0—6,3%), *Magnolia* (0,0—5,0%), *Liriodendron* (0,0—3,2%), *Myrtaceae* (1,0—2,5%), *Sterculia* (0,0—2,5%), *Ilex* (0,0—1,6%), *Elaeagnus* (0,0—1,2%), Epacridaceae (0,0—1,2%), Caryophyllaceae (0,0—1,6%), Cruciferae (0,0—1,6%), Pistaceae (0,0—1,6%); неопределенная пыльца — (8,2—20,0%). Споры: *Osmunda, Lygodium,* Polypodiaceae (незначительное количество).

В общем комплексе количество пыльцы голосеменных составляет 35,3—54,5%, а покрытосеменных 45,5—64,7%.

Спорово-пыльцевой комплекс чеганской свиты отличается следующими особенностями:

1) В большинстве образцов пыльца покрытосеменных растений преобладает над пыльцой голосеменных, причем отличается значительным разнообразием.

2) Среди пыльцы покрытосеменных господствующее место занимает пыльца широколиственных пород, хотя пыльца вечнозеленых растений еще играет заметную роль.

Спорово-пыльцевые комплексы из аналогичных отложений Павлодарского Прииртышья изучались Е. Д. Заклинской. Сравнивать спорово-пыльцевые комплексы чеганских глин указанного района с изученными нами нельзя вследствие резкого различия в их составе. В Павлодарском Прииртышье помимо пыльцы широколиственных пород в значительном количестве встречается пыльца *Palmae* и травянистых растений; в спорово-пыльцевых комплексах чеганских глин исследованного района и то и другое отсутствует.

Кроме пыльцы и спор, в отложениях чеганской свиты, вскрытых заданной нами скважиной у восточного края исследованного района в бассейне р. Улькояк (в приосевой части Тургайской впадины), был обнаружен водяной папоротник *Azolla vera* Krysht.

В недавней заметке В. С. Корниловой (1953) были описаны остатки таких же папоротников из чеганских отложений урочища Карагач вблизи восточной окраины Тургайской впадины (у слияния р. Ашутасты-Тургай с р. Тасты). В. С. Корнилова делает выводы, расходящиеся с данными наших исследований:

«1. Побеги водяного папоротника *Azolla vera* Krysht., обитателя пресных водоемов, были принесены течением древней реки, впадающей в Чеганское море.

2. Хорошая сохранность побега свидетельствует о его приносе с близлежащей суши, следовательно, береговая линия Чеганского бассейна располагались вблизи местонахождения, о чем свидетельствуют и указания В. В. Лаврова, и признаки мелководности в разрезах чеганской свиты по р. Ашутасты «с ясными признаками застойности придонных слоев воды, насыщенной сероводородом и углекислотой» (ссылка на В. В. Лаврова, 1951—Н. О.)».

Если район слияния рр. Тасты и Ашутасты-Тургай можно считать прибрежным, куда, вероятно, доходили реки, впадающие в Чеганское море, то в отношении приосевой части Тургайской впадины, удаленной от берега на расстояние 160—200 *км*, это вряд ли могло иметь место. В то же время правильность определения этой формы, повидимому, не подлежит сомнению. Поэтому, насколько правильно указана область распространения папоротника *Azolla vera* Krysht., нам остается неясным; повидимому, он произрастал и в достаточно соленых водоемах.

Прежде чем перейти к обоснованию возраста рассмотренных осадков, следует кратко остановиться на представлениях о возрасте чеганской свиты в целом.

Необходимо отметить, что вопрос о возрасте чеганских слоев, как и стратиграфия всех третичных отложений, не находит единодушного решения, несмотря на то, что этим осадкам на протяжении последних ста лет посвящено большое количество работ. Г. В. Абих, Г. А. Траутшольд, М. Т. Лукович. Г. П. Михайловский, Л. Б. Рухин, А. К. Алексеев, И. А. Коробков и некоторые другие считают фауну чеганской свиты эоценовой; А. Кенен, Л. С. Берг, Н. А. Соколов, О. С. Вялов и некоторые другие определяют возраст фауны как олигоценовый, точнее нижнеолигоценовый, указывая вместе с тем на некоторую примесь эоценовых видов.

Наконец. А. Л. Яншин до последнего времени (1940) совершенно правильно примирял эти кажущиеся противоречия, указывая на то, что исследователи, считающие фауну эоценовой, обрабатывали окаменелости из нижней части толщи, и, наоборот, исследователи, считавшие возраст фауны нижнеолигоценовым, изучали фауну из верхней части. Однако в последней работе (1953) А. Л. Яншин пересматривает свои прежние представления по этому вопросу и приходит к мнению о нижнеолигоценовом возрасте рассматриваемых осадков. Он считает, что в верхнем

эоцене не было прямого соединения Чеганского моря с западно-европейскими, и оно могло осуществляться только через Средиземное море. Однако здесь виды, свойственные Тургайской впадине и Северному Приаралью, в эоцене отсутствуют, что и приводит А. Л. Яншина к отрицанию принадлежности арало-тургайской фауны к верхнему эоцену. В нижнем же олигоцене, когда установилась прямая связь Приаральского бассейна через территорию современной Украины, Польши и Северной Германии с западно-европейскими бассейнами, нижнеолигоценовые виды могли проникнуть в Приаралье. «Таким образом, — пишет автор (цитируется по автореферату диссертации), — присутствие в чеганской свите некоторого количества видов ископаемой фауны, свойственных в Западной Европе верхнему эоцену, говорит не о верхнеэоценовом, а о нижнеолигоценовом возрасте этой свиты».

Кроме того, на основании анализа комплекса макро- и микрофауны и общей палеогеографической обстановки, А. Л. Яншин приходит к следующему выводу: «Совершенно несомненно, что чеганская свита целиком укладывается в стратиграфические границы нижнего олигоцена и может быть признана стратотипом нижнеолигоценовых отложений для обширных площадей развития палеогена в Западной Сибири, Казахстане и Средней Азии» (Яншин, стр. 431, 1953).

Такова точка зрения исследователей, считающих чеганскую свиту нижнеолигоценовой.

С другой стороны, за последние годы все более и более усиливается ревизия стратиграфического положения латторфского яруса Северной Германии, являющегося стратотипом нижнего олигоцена. Крупнейший специалист по третичной фауне И. А. Коробков считает, что граница между эоценом и олигоценом должна проходить по контакту между латторфским и рупельским ярусами. К нему присоединяется видный специалист по третичной фауне юга СССР М. Н. Клюшников (уверенно рассматривающий мандриковскую фауну как эоценовую), О. К. Коптаренко-Черноусова и многие другие.

Таким образом, спор о возрасте чеганской свиты за последнее время снова обострился, причем, как мы видим, высказываются крайние взгляды. Мы не будем сейчас говорить о правоте того или иного взгляда — это может решить только монографическое изучение комплекса фауны всех свит морского палеогена (тасаранской, саксаульской, чеганской), которое заканчивается сейчас в отделе палеонтологии и стратиграфии ВСЕГЕИ [1]. Для нас, в результате многолетнего изучения стратиграфии и фауны морского палеогена Тургайского прогиба и Северного Приаралья, несомненно только одно: в чеганской свите имеются две пачки со своеобразными комплексами фауны. Нижняя из них — глинистая — содержит эоценовый (в наиболее принятом понимании объема эоцена) комплекс при почти полном отсутствии латторфских видов; в верхней — песчано-алеврито-глинистой — резко преобладают именно латторфские формы, близкие фауне Мандриковки. Если согласиться с мнением И. А. Коробкова о проведении границы между эоценом и олигоценом по кровле латторфского яруса и относить последний к эоцену, то и тогда в чеганской свите останутся две пачки, соответствующие нижней и верхней половине веммельского яруса. При этом нам не совсем ясно положение ащеайрыкской свиты О. С. Вялова, которая, по мнению одних исследователей (С. С. Размыслова, А. П. Ильина и др.), лежит выше чеганской свиты, а по мнению А. Л. Яншина «не представ-

[1] Вышедшая недавно работа Н. К. Овечкина (1954) подводит предварительные итоги изучения стратиграфии и фауны чеганской свиты и отнюдь не является полной и всеобъемлющей сводкой по данным отложениям. Опубликование ее вызвано тем, что в нашей геологической литературе до сих пор не было обобщающих работ по стратиграфии и фауне морского палеогена Тургайского прогиба и Приаралья, что затрудняло стратиграфическое расчленение осадков при геологическом картировании этой территории.

ляет собой самостоятельного стратиграфического горизонта, но лишь сравнительно мелководную регрессивную фацию чеганской свиты, которая по мере движения к западу смещается вверх по разрезу, а затем исчезает, переходя в обычную фацию чеганских глин».

Последняя точка зрения вряд ли правильна, так как ащеайрыкская свита обладает специфическим комплексом фауны, несколько отличным от фауны чеганской свиты. Очевидно, ащеайрыкская свита или залегает на самых верхних горизонтах чеганской свиты или им отвечает. Последнее наиболее вероятно.

Мы считаем, что чеганская свита имеет верхнеэоценовый — нижнеолигоценовый возраст. В результате послойных сборов фауны нам удалось выделить в ней осадки верхнего эоцена и нижнего олигоцена, причем в эоценовой части разреза удалось установить четыре палеонтологические зоны (снизу) [1];

1. Зона с *Vermetus* (*Burtinella*) *bognoriensis* Mantell.
2. Зона с *Turritella sulcifera* Desh. var. *paucicarinata* Luk.
3. Зона с *Martesia* (?) sp. и *Cultellus* cf. *grignonensis* Desh.
4. Зона с *Pinna lebedevi* Alex. и. *Calyptraea turgaica* Ovetsch.

Применительно к этому делению попробуем более точно установить возраст чеганских слоев, обнажающихся в пределах исследованного района.

В глинах чеганской свиты собран следующий комплекс моллюсков (определения Л. В. Мироновой): *Nucula aralensis* Luk., *Tellina* praepostera Koen., *Tellina* sp., *Cultellus* cf. *grignonensis* Desh., *Cardium* cf. *aralense* Abich., *C. subellipticum* Alex., *Crassatella propinqua* Wat., *Cr. deshayesiana* Nyst, *Crassatella* sp., *Cardita lukovichi* Ruch., *Cardita* sp., *Isocardia eichwaldiana* Rom., *Is. eichwaldiana* Rom. var. *mica* Ovetsch., *Is. abichiana* Rom., *Cypricardia alpina* Math., *Meretrix incrassata* Sow,. *Pinna lebedevi* Alex., *Chlamys kassini* Ovetsch., *Ostrea plicata* Sol., *Ostrea* sp., *Clavagella goldfussi* Phil. var. *longisiphonata* Luk., *Pholas* cf. *scutata* Desh., *Corbula conglobata* Koen., *Corbulomya* sp., *Dentalium trautscholdi* Koen., *Calyptraea turgaica* Ovetsch., *Calyptraea* sp., *Natica achatensis* Recluz, *Natica* sp., *Turritella sulcifera* Desh. var. *paucicarinata* Luk., *T. sulcifera* Desh. var. *turanica* Alex., *T.* cf. *supracarinata* Alex., *T. uniangularis* Lamk., *T. subangulata* Br., *Turritella* sp., *Mesalia variabilis* Defr., *Vermetus* (*Burtinella*) *bognoriensis* Mantell, *Apporhais cornutus* Alex., *Fusus auerbachi* Koen. var. *dispersa* Koen., *Fusus* sp. (sp. n.? Ovetsch.), *Fusus* sp., *Sycostoma bulbiformis* Lamk., *Clavilithes solanderi* Grabau, *Volutilithes devexa* Beyr., *V. nodosa* Sow., *V. luctatrix* Sol., *Pleurotoma selysii* Koen., *Dolichotoma ligata* Edw., *Clavatula eocenica* Luk., *Drillia turkestanica* Luk., *D. longa* Luk., *Hippochrenes abichi* Alex., *Dientomochilus* cf. *planus* Beyr., *Certhium* sp.

В приведенном списке преобладают верхнеэоценовые формы, однако наряду с ними уже появляются нижнеолигоценовые виды, характерные для четвертой зоны эоцена, как например, *Tellina praepostera* Koen., *Cardium* cf. *aralense* Abich, *Isocardia eichwaldiana* Rom. var. *mica* Ovetsch., *Is. abichiana* Rom., *Cypricardia alpina* Math., *Natica achatensis* Recluz, *Fusus auerbachi* Koen. var. *dispersa* Koen.

[1] Производя критический пересмотр списков фауны каждой из выделенных зон, А. Л. Яншин (стр. 414, 1954) указывает, что некоторые виды не характеризуют именно данную зону, а пользуются более широким вертикальным распространением. В связи с этим необходимо привести выдержку из работы Н. К. Овечкина (стр. 97, 1954): «Следует заметить, что виды, приуроченные к какому-либо определенному стратиграфическому уровню, здесь почти не встречаются. Большинство их чаще или реже известны и в других горизонтах разреза, и поэтому для установления той или иной зоны мы пользуемся не отдельными руководящими видами, а *комплексом фауны*, характерным для каждой зоны. Название зон дается по одному из видов, пользующихся в ней наиболее широким распространением».

и некоторые др. Присутствие здесь же *Pinna lebedevi* Alex., *Calyptraea turgaica* Ovetsch. свидетельствует о том, что в разрезах чеганской свиты исследованного района мы имеем дело с разрезами эоцена до четвертой зоны включительно. Таким образом, возраст осадков чеганской свиты для данной территории определяется как верхний эоцен (включая зону с *Pinna lebedevi* Alex. и *Calyptraea turgaica* Ovetsch.).

Палеогеографическую обстановку чеганского бассейна можно охарактеризовать так. Климат этого времени был теплый и влажный, однако по сравнению с климатом саксаульского времени изменился в сторону большей влажности и похолодания. О теплоте и влажности климата свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа, находки вида *Azolla vera* Krysht., современный ареал которого характеризуется субтропическим климатом, а также наличие значительной примеси в минералогическом составе чеганских глин гидрослюды типа монотермита, образование которой связано с теплым, влажным климатом. По берегам Чеганского моря были развиты хвойные и широколиственные леса, состоящие из орехов, лещины, ольхи, граба, дуба, каштанов и т. д. с примесью вечнозеленых растений (миртовых, магнолий, сумаха, падуба и др.). Бассейн имел почти нормальную соленость, и некоторое опреснение его произошло лишь в нижнем олигоцене. Глубина бассейна была сравнительно небольшая и нигде не превышала, повидимому, 200 *м*; в среднем же она была значительно меньшей.

Мощность чеганских глин в описанном районе до 50 *м*.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ ОСАДКИ

Средний олигоцен

С резким размывом на морских палеогеновых отложениях залегают континентальные, преимущественно песчаные, осадки среднего олигоцена. Эти породы в пределах исследованного района пользуются очень ограниченным распространением. Они прослеживаются в его восточной части в виде меридиональной полосы вдоль коренного берега широкой Улькоякско-Тургайской долины. В обнажениях эти породы почти не наблюдаются и вскрываются главным образом скважинами ручного бурения и шурфами.

Отложения среднего олигоцена приурочены обычно к очень неглубоким эрозионным впадинам на поверхности морского палеогена. Форму эрозионных впадин установить не удалось, но, повидимому, это сравнительно узкие долины, заполненные песчаными отложениями.

В литологическом отношении осадки среднего олигоцена представлены серыми, белыми и желтыми кварцево-слюдистыми песками, содержащими местами прослои светлосерых известковистых алевритов и глин с редкими линзами известковистых и железистых песчаников, а также бурых железняков. Для характеристики осадков приведем описание некоторых обнажений.

Обнажение на склоне коренного берега р. Иргиз в 7 *км* к западу от г. Кызыл-Кабак имеет следующий разрез (снизу):

Верхний эоцен
(саксаульская свита)

1. Глина серо-зеленая, песчанистая, с ярозитом и гипсом, переслаивающаяся с песками серо-зеленого и белого цвета. Видимая мощность 17 *м*.

Размыв.

Средний олигоцен

2. Песок серый и желтый, мелко- и среднезернистый, слюдисто-кварцевый; в песках наблюдается тонкая косая слоистость и встречаются караван светложелтого известковистого песчаника, местами ожелезненного. Видимая мощность 10,0 *м*.

Верхняя часть склона коренного берега р. Иргиз в описываемом обнажении скрыта осыпью.

В 3 *км* к востоку от этого обнажения наблюдается уменьшение мощности пород среднего олигоцена и налегание на них песчано-алевритовых пород верхнего олигоцена.

Восточнее г. Коныр-Тюбе на абс. высоте 170 *м* был задан шурф глубиной 3,5 *м*, вскрывший следующий разрез отложений среднего олигоцена (сверху):

1. 0,0—1,0 *м* — Пески белые и светлосерые, мелкозернистые, однородные, хорошо отсортированные, слюдисто-кварцевые, в нижней части слоя ожелезненные . . . . . 1,0 *м*
2. 1,0—1,2 *м* — Переслаивание песков, песчанистых глин и рыхлых известковистых песчаников. Наблюдаются включения обугленных и ожелезненных растительных остатков . . . . . 0,2 *м*
3. 1,2—1,8 *м* — Пески темносерые, с сиреневым оттенком, мелкозернистые, кварцево-слюдистые, с примесью черных рудных минералов . . 0,6 *м*
4. 1,8—3,5 *м* — Пески желтые, мелкозернистые, однородные, хорошо отсортированные, кварцево-слюдистые . . . . . 1,7 *м*

Таким образом, для отложений среднего олигоцена характерны кварцево-слюдистый состав, тонкая косая, а местами горизонтальная слоистость, карбонатность пород, присутствие в разрезе известковистых песчаников и бурых железняков. Этими признаками описываемые породы главным образом и отличаются от других континентальных третичных толщ.

При микроскопическом изучении известковистых пород выяснено, что они представляют собой песчанистый известняк с псаммитовой структурой и кварцевый песчаник с известковистым цементом.

Содержание песчаного материала в песчанистом известняке составляет от 30 до 35%. По составу зерна преимущественно кварцевые; в подчиненном количестве содержится калиевый полевой шпат, турмалин, рудный минерал, мусковит, сфен.

Кварцевые песчаники с известковистым цементом состоят из плохо окатанных зерен кварца; в небольшом количестве имеются полевой шпат, обломки кремней, зерна рудного и акцессорных минералов (циркон, турмалин и мусковит). Цемент песчаников поровый, реже базальный, по составу известковистый, по характеру выполнения — пленочный. В единичных случаях в песчаниках наблюдается включение в незначительном количестве оолитов (стяжений карбоната с радиально-лучистым строением).

Железистые песчаники состоят из окатанных, иногда плохо окатанных, зерен кварца. Реже встречаются зерна кремнистых пород, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, мусковита и биотита. Зерна цементированы чаще лимонитом, иногда гидрогётитом.

В тяжелой фракции шлиховых проб основной фон составляют ильменит, циркон, рутил, лейкоксен и лимонит. В меньшем количестве присутствуют эпидот, гранат, ставролит, кианит и гематит. Менее 1% и в редких знаках встречается анатаз, хромит, шпинель, магнетит, силлиманит, амфиболы, турмалин, монацит, апатит и хромпикотит.

Никаких органических остатков в отложениях среднего олигоцена не обнаружено, и поэтому возраст осадков определяется по их стратиграфическому положению в разрезе. Как указывалось выше, они залегают на чеганских глинах верхнего эоцена — нижнего олигоцена и перекрываются флористически охарактеризованными песчано-алевритовыми отложениями верхнего олигоцена. Среднеолигоценовый возраст их доказывается и сравнением с аналогичными породами соседних районов.

Наиболее детально отложения, подобные описанным выше, изучены В. А. Вахрамеевым, А. Л. Яншиным и Л. Н. Формозовой в Северном Приаралье, где они отнесены к кутан-булакской свите. Возраст последней также не совсем ясен; он определяется В. А. Вахрамеевым и Л. Н. Формозовой как среднеолигоценовый, главным образом по зале-

ганию ее между чеганскими глинами нижнего олигоцена (возраст в понимании А. Л. Яншина) и осадками солоноватоводной трансгрессии с *Corbulomya janischewskii* Ruch., относимой Б. П. Жижченко по фауне к верхнему олигоцену. В самой кутан-булакской свите в урочище Кутан-Булак Л. Н. Формозовой были найдены только пресноводные гастроподы, возможно, принадлежащие к роду *Valvata,* а из флоры в железистых песчаниках собраны немногочисленные отпечатки листьев. Нет необходимости приводить списка флоры, так как она не определяет возраста осадков.

Как известно, на территории Тургайского прогиба и Северного Приаралья наличие флоры широколиственных пород констатировано почти для всех континентальных третичных отложений. Несмотря на множество работ, посвященных этому вопросу, руководящие флористические комплексы для отдельных стратиграфических горизонтов до сих пор не выделены, и эта задача является первоочередной для разработки стратиграфии континентальных третичных толщ. Попытку такого расчленения, предпринятую П. А. Мчедлишвили (1948, 1949), нельзя считать серьезной, так как флористические горизонты выделены искусственно, в отрыве от геологических данных или с грубым искажением их. Разобраться в вопросе о возрасте различных свит континентальных третичных отложений работа П. А. Мчедлишвили геологам не помогла, а только внесла путаницу в стратиграфию.

В. С. Корниловой и М. О. Борсук, по материалам Е. П. Бойцовой, для восточной части Тургайской впадины, приводятся флористические комплексы по отдельным разрезам индрикотериевой, лигнитоносной и песчано-алевритовой свит, но исследованный район слишком удален от восточной окраины Тургайской впадины и сопоставлять континентальные толщи третичных отложений можно только весьма условно.

Мощность среднеолигоценовых осадков в пределах исследованного района не превышает 15 *м.*

Данных об условиях накопления осадков среднего олигоцена на изученной площади имеется мало. Можно только предполагать, что породы отлагались в речных долинах и являются, вероятно, аллювиальными.

Условия образования кутан-булакской свиты в Северном Приаралье освещены исследованиями последних лет, проводившимися в связи с изучением генезиса связанных с нею оолитовых железняков. А. Л. Яншин и Л. Н. Формозова считают, что во время накопления осадков кутан-булакской свиты были развиты системы эстуариев и лиманов, образовавшихся в синклиналях благодаря подпруживанию низовьев существовавшей здесь эрозионной сети водами какого-то обширного озерного бассейна, трансгрессировавшего с юга. В спокойных частях эстуариев отлагались слоистые породы глинисто-алевритовой фации; последние местами размывались речными потоками, отлагавшими песчаные и железорудные осадки.

Среднеолигоценовые отложения исследованного района следует, повидимому, сопоставлять с осадками индрикотериевой свиты, широко развитой восточнее, в районе северного побережья оз. Челкар-Тенгиз; возраст ее определяется по находкам костей индрикотерия. Остается не совсем ясным возраст невыдержанной пачки косослоистых кварцево-слюдистых песков и алевритов, выделяемых в основании индрикотериевых слоев Н. С. Зайцевым, Б. А. Петрушевским, В. И. Самодуровым и некоторыми другими исследователями. По нашему мнению, она не имеет самостоятельного стратиграфического значения.

Верхний олигоцен

Верхне-олигоценовые отложения в пределах изученного района пользуются чрезвычайно широким распространением. Они покрывают почти всю площадь водораздела рр. Иргиза и Улькояка, выходят во многих

обнажениях коренного берега р. Иргиз и вскрываются скважинами ручного бурения.

Осадки верхнего олигоцена залегают с размывом на песках среднего олигоцена, а чаще всего на породах саксаульской и чеганской свит.

В литологическом отношении они представлены очень характерной фацией тонкослоистых глин, алевритов и тонкозернистых слюдистых песков. Глины и алевриты обычно плитчатые, лиловатого, коричневато-серого или шоколадно-коричневого цвета. В них прекрасно выражена горизонтальная слоистость ленточного типа.

Для характеристики верхнеолигоценовых осадков приведем описание нескольких наиболее интересных разрезов.

На северном склоне г. Манаулье с размывом на глинах чеганской свиты на высоте 38,0 *м* от подошвы обнажения залегают (снизу):

Верхний олигоцен

1. Алевриты с тонкой горизонтальной слоистостью ленточного типа, нередко с мелкими щетками и кристаллами гипса. По плоскостям слоистости наблюдается большое количество мелкого растительного детрита.
   В двух образцах из этого горизонта обнаружены пыльца и споры. Отмечено наличие пыльцы голосеменных: *Podocarpus* (0,6—1,9%), *Picea* (4,5—17,4%), *Pinus* подрод *Haploxylon* (21,0—77,9%), *Pinus* подрод *Diploxolon* (4,5—7,8%), *Pinus* sp. (0,5—10,8%), *Tsuga* (0,0—3,0%), *Abies* (9,9—0,5%), *Taxodium* (0,0—2,4%), Taxodiaceae (4,5—21,9%) и покрытосеменных: *Alnus* (1,2—10,0%), *Carpinus* (0,0—1,8%), *Juglans* (1,0—6,6%), *Pterocarya* (9,5—0,6%), *Myrica* (0,0—0,5%), *Ulmus* (0,0—4,8%), *Magnolia* (0,0—0,6%). Споры встречены в небольшом количестве или единично: Cyathea, *Osmunda*, Polypodiaceae . . . . . 3,85 *м*
2. Алевриты желтого цвета, с тонкими прослоями охристого ожелезненного песка. Никаких органических остатков в них не обнаружено . . . . 2,0 *м*
3. Пески яркокрасного цвета, ожелезненные, среднезернистые . . . . . 0,15 *м*
4. Глины светлосерые, песчанистые, с горизонтальной слоистостью. Спор и пыльцы не обнаружено . . . . . 0,5 *м*
5. Пески охристые, мелкозернистые . . . . . 1,5 *м*

Общая мощность континентальных отложений в описанном обнажении 8 *м*.

Второй разрез расположен на юго-западном склоне сопки, расположенной в 14 *км* к юго-юго-западу от г. Коныр-Тюбе. Относительная высота обнажения — 36,0 *м*.

Чеганская свита

1. Глины серо-зеленые, листоватые, с включениями ярозита, друз и кристаллов гипса. В глинах наблюдаются конкреции мергеля . . . . . 6,0 *м*
   Резкий размыв

Верхний олигоцен

2. Пески серые, с коричневым оттенком, мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью, плотные. В песках встречена пыльца: *Pinus* sp. (9 *), *Pinus* подрод *Haploxylon* (4), Pinaceae (53), *Betula* (3), *Magnolia* (11) . . . 0,3 *м*
3. Пески серые, кварцево-слюдистые, мелкозернистые, глинистые, с горизонтальной слоистостью. В песках встречена пыльца *Pinus* подрод *Haploxylon* (100 *), *Pinus* подрод *Diploxylon* (8), *Pinus* sp. (150), *Magnolia* (2) . . 1,1 *м*
4. Пески серые, местами охристые, мелкозернистые, кварцево-слюдистые, с мелкими углистыми включениями. Спор и пыльцы не обнаружено . . 0,3 *м*
5. Алевриты коричневато-бурые, горизонтально слоистые, с тонкими прослоями глин и песка. Пыльцы и спор не обнаружено . . . . . 1,5 *м*
6. Алевриты серые, песчанистые, с тонкой горизонтальной слоистостью. В алевритах встречена пыльца *Picea* (4 *), *Pinus* подрод *Haploxylon* (11), *Alnus* (2), *Juglans* (1), *Fagus* (1), *Nyssa* (1) и споры Polypodiaceae . . 1,7 *м*
7. Алевриты шоколадного цвета с тонкой горизонтальной слоистостью и с мелким растительным детритом. Спор и пыльцы не обнаружено . . . . 3,0 *м*
8. Глины серо-шоколадного цвета, песчанистые, с горизонтальной слоистостью; в верхней части слоя глины плотные. Пыльцы и спор не обнаружено . . . . . 2,2 *м*

---

* В скобках указано количество зерен пыльцы.

9. Алевриты серые, горизонтально-слоистые, с тонкими прослоями песка и глин; в них содержатся плохо сохранившиеся растительные остатки. Спор и пыльцы не обнаружено . . . . . 3,0 *м*

10. Пески серые, мелкозернистые, кварцево-слюдистые, горизонтально-слоистые. Спор и пыльцы не обнаружено . . . . . 2,9 *м*

В большинстве описанных выше пачек видно направление слоистости. Слои падают на северо-восток 60° под углом до 3°.

Нижний миоцен

11. Пески желтые, охристые, с косой слоистостью и с прослоями железистого песчаника (нижний миоцен) . . . . . 8,0 *м*

Общая мощность осадков верхнего олигоцена здесь . . . . . 22,0 *м*

На южном склоне г. Коныр-Тюбе осадки верхнего олигоцена залегают также с размывом на чеганских глинах. Они представлены здесь глинами серо-шоколадного цвета, песчанистыми, слюдистыми, иловатыми, с прослоями серых мелкозернистых кварцево-слюдистых песков и серых алевритов с горизонтальной слоистостью.

Таким образом, литологический характер осадков описываемой свиты довольно однообразен на значительных площадях; разница заключается только в том, что в одних разрезах преобладают глины, а пески и алевриты имеют подчиненное значение, в других господствуют алевриты, в третьих пески и т. д. Однако в большинстве разрезов преобладают алевритовые разности. В целом для этих отложений характерна слюдистость порсд; карбонатности не наблюдается. В некоторых обнажениях в основании осадков верхнего олигоцена залегают галечники.

Тяжелая фракция шлиховых проб из песков верхнего олигоцена состоит в основном из ильменита, циркона, эпидота, лимонита и магнетита. В меньшем количестве встречается лейкоксен, рутил, кианит и ставролит. Менее 1% и в единичных зернах присутствуют хромит, гранат, силлиманит, турмалин, монацит.

В глинистых и алевритовых разностях верхнеолигоценовых осадков на территории исследованного района еще в 1946 г., при проведении миллионной съемки листа М-41, Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкиным была найдена ископаемая флора, среди которой М. О. Борсук определены следующие виды: *Salvinia Reussi* Ett., *Taxodium dubium* Heer, *Typha latissima* Al. Br., *Carpinus grandis* Ung., *Betula Brongniartii* Ett., *B.* cf. *prisca* Ett., *Phyllites* sp. cf. *Populus balsamoides* Goepp., *Corylus* cf. *Macquarrii* (Forb.) Heer, *Ulmus longifolia* Ung., *Juglans acuminata* Al. Br., *Acer trilobatum* Al. Br., *A. ambiguum* Heer, *A.* sp. cf. *pictum* Thumb. foss. Nath., *Platanus aceroidos* Goepp., *Tilia aspera* la Motte.

Споры и пыльца были встречены в ряде образцов из пород верхнего олигоцена.

Общий список следующий. Пыльца голосеменных растений: *Podocarpus, Picea, Pinus* подрод *Haploxylon, Pinus* подрод *Diploxylon, Pinus* sp., *Abies, Tsuga, Taxodium,* Taxodiaceae; пыльца покрытосеменных: *Alnus, Carpinus, Betula, Juglans, Carya, Pterocarya, Fagus, Myrica, Ulmus, Nyssa, Magnolia*; споры *Cyathea, Osmunda* и Polypodiaceae.

Характерными особенностями данного спорово-пыльцевого комплекса являются следующие:

1. Преобладание пыльцы семейства Pinaceae, среди которой в большей части образцов господствует пыльца *Pinus.*

2. Значительное присутствие пыльцы Taxodiaceae.

3. Присутствие пыльцы сем. Juglandaceae в значительно большем количестве, чем в других горизонтах палеогена.

4. Присутствие в заметном количестве среди пыльцы покрытосеменных растений пыльцы *Magnolia.*

5. Споры *Cyathea, Osmunda* и Polypodiaceae встречаются в небольшом количестве или единично.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс сходен со спорово-пыльцевым комплексом песчано-алевритовой свиты верхнего олигоцена, широко развитой к югу и юго-западу от пос. Иргиз. Аналогичный состав спор и пыльцы наблюдается также в лигнитоносной свите верхнего олигоцена, развитой в восточной части Тургайского прогиба, в бассейне р. Жиланчик (у могилы Болаттам, зимовки Жайсамбай, правый берег р. Улу-Жиланчик и других пунктах — определения Е. П. Бойцовой и И. М. Покровской). По родовому составу спорово-пыльцевые комплексы исследованного района несколько обеднены, а пыльца Taxodiaceae не занимает господствующего положения, что характерно для лигнитоносной свиты. Однако это различие следует объяснить, повидимому, несколько иными условиями обитания флоры. В восточной части Тургайского прогиба находились огромные болота и заболоченные долины, в которых и происходило накопление бурого угля и гумуссированных глин; растительность представлена главным образом болотным кипарисом. На западе же рельеф был более расчленен, болот было значительно меньше и преобладали озера, в большинстве проточные. Поэтому здесь накапливались пески, на которых и произрастала сосна.

Возраст песчано-алевритовых осадков по данным спорово-пыльцевого анализа определяется как верхний олигоцен. Мощность осадков достигает 25 *м*.

По литологическому составу верхнеолигоценовые осадки исследованного района чрезвычайно близки таковым чиликтинской свиты Северного Приаралья. Условия образования последней представляются по А. Л. Яншину в следующем виде.

Во время накопления осадков чиликтинской свиты на территории Северного Приаралья существовала плоская заболоченная озерно-аллювиальная равнина с небольшими останцовыми возвышенностями из пород палеогена, приуроченных к зонам антиклиналей. На этой равнине существовало множество проточных и полупроточных озер и болот, в которых и происходило накопление осадков. На месте современного Аральского моря в чиликтинское время, видимо, продолжал существовать крупный бассейн с солоновато водной фауной, неоднократно трансгрессировавший, по мнению А. Л. Яншина, в Северное Приаралье. Осадки одной из таких трансгрессий, происходившей в конце чиликтинского времени, относятся к жаксыклычской свите. Фауна из этой свиты изучалась целым рядом исследователей (Л. Б. Рухин, А. К. Алексеев, Б. П. Жижченко и др.), относивших ее по возрасту к верхнему олигоцену.

На территорию исследованного района жаксыклычская трансгрессия не распространялась. Поэтому, по всей вероятности, накопление песчано-алевритовых осадков верхнего олигоцена соответствует по времени чиликтинской и жаксыклычской свитам Северного Приаралья.

Одновременность осадконакопления песчано-алевритовых осадков западной части Тургайской впадины, лигнитоносной свиты бассейна р. Жиланчик, чиликтинской и, повидимому, жаксыклычской свит Северного Приаралья в настоящее время не вызывает сомнений; возраст же этих осадков определяется по-разному. А. Л. Яншин, В. В. Лавров и некоторые другие исследователи относят их к среднему олигоцену. Мы не можем согласиться с такой датировкой возраста и относим ее к верхнему олигоцену по следующим причинам:

1. Лигнитоносные отложения залегают на индрикотериевых слоях среднего олигоцена и перекрываются осадками, в которых встречена фауна млекопитающих, относящаяся, по заключению Е. И. Беляевой, к нижнему миоцену.

2. Состав флоры в лигнитоносной свите, по заключению М. О. Борсук, характерен для верхнего олигоцена.

3. Состав спор и пыльцы по аналогии с другими районами (Южный Урал, южная часть Западной Сибири) более всего соответствует верхнему олигоцену.

Сопоставляя песчано-алевритовые осадки верхнего олигоцена с классическими разрезами третичных отложений оз. Челкар-Нуры, можно скорее всего, по литологическому характеру и стратиграфическому положению, сравнивать их с толщей мелкозернистых белых и светлосерых кварцево-слюдистых песков с горизонтальной слоистостью, залегающих на осадках индрикотериевой свиты среднего олигоцена.

Нижний миоцен

Нижнемиоценовые отложения в пределах изученной площади пользуются значительно меньшим распространением, чем континентальные осадки олигоцена. Обычно они встречаются в виде отдельных пятен среди отложений верхнего олигоцена как в западной, так и в восточной части района. На подстилающих породах нижнемиоценовые отложения залегают с резким размывом. В западной части площади они располагаются на отложениях верхнего олигоцена, на морских глинах и песках палеогена, а местами непосредственно на палеозойских и допалеозойских породах; в центральной же и восточной частях изучаемого района они лежат обычно на размытой поверхности континентальных олигоценовых осадков.

Нижнемиоценовые отложения в пределах исследованной территории представлены желтыми, часто охристыми разнозернистыми песками с косой слоистостью, с прослоями и линзами галечника, железистого конгломерата и железистого песчаника.

Наиболее полный и характерный разрез их наблюдается на южном склоне г. Кызыл-Кабак (снизу):

Палеоген
(саксаульская свита)

1. Песчано-глинистая пачка . . . . . 35 *м*
Резкий размыв.

Нижний миоцен

2. Галечник преимущественно кварцевого состава с примесью желтого крупнозернистого песка и гравия . . . . . 0,5 *м*
3. Песок желтый, среднезернистый . . . . . 0,7 *м*
4. Рыхлый железистый песчаник с мелкими линзочками железистого конгломерата . . . . . 0,8 *м*
5. Песок желтый, средне- и крупнозернистый, с мелкими линзами гравия; в песке хорошо выражена косая слоистость . . . . . 3,5 *м*
6. Крупнозернистый железистый песчаник с прослоями железистого конгломерата . . . . . 0,5 *м*
7. Песок желтый, среднезернистый, с линзами галечника и гравия и с тонкими прослоями железистого песчаника . . . . . 0,6 *м*
8. Железистый конгломерат с прослоями железистого песчаника . . . 0,5 *м*
9. Песок желтого и серого цвета, крупнозернистый, преимущественно кварцевый, с линзами гравия и с косой слоистостью . . . . . 2,5 *м*
10. Рыхлый железистый песчаник с мелкими линзами железистого конгломерата . . . . . 1,0 *м*
11. Песок желтый, местами серый, средне- и крупнозернистый, с редкими линзами гравия; в песках прекрасно выражена косая слоистость . . . 3,0 *м*
12. Песчаник железистый, рыхлый, с прослоями железистого конгломерата 1,0 *м*
13. Песок желтый, крупнозернистый, с линзами и прослоями гравия и галечника, кварцевый, с прекрасно выраженной косой слоистостью . . . . 3,0 *м*
14. Песчаник железистый, рыхлый . . . . . 0,5 *м*
15. Песок желтый, разнозернистый, с линзами галечника, с косой слоистостью 4,5 *м*

В песках и песчаниках хорошо выражена косая слоистость. Характер слоистости, в общем, одинаков для всей толщи. Наблюдается чередование пачек с преобладающей горизонтальной слоистостью, где мелкая косая слоистость имеет подчиненное значение, с пачками, для которых характерна крупная косая слоистость. Преобладающее падение слоев на восток 83—90° с углами падения от 15 до 30°. Мощность отдельных пачек изменяется от 15 до 40 *см*.

Состав осадков по простиранию обычно не выдерживается: крупнозернистые пески и галечники часто сменяются среднезернистыми разностями, железистые песчаники сменяются конгломератами и т. д.

Другие разрезы отличаются от описанного незначительно. Некоторое расхождение наблюдается только в степени ожелезнения пород, а также в преобладании тех или иных их разностей (песчаников, песков или конгломератов). В целом же толща характеризуется преобладанием песчано-галечного материала, отсутствием глинистых пород, значительным ожелезнением и прекрасно выраженной косой слоистостью.

В песчаниках и конгломератах часто встречаются ожелезненные стволы деревьев, обломки коры и т. д.; в смежных районах в таких же отложениях рядом исследователей были обнаружены отпечатки листьев широколиственных древесных пород.

Железистые песчаники состоят из угловатых и плохо окатанных зерен, размер которых изменяется от 0,2 до 2,0 *мм*. По минералогическому составу они более разнообразны, чем песчаники саксаульской свиты верхнего эоцена и песчаники среднего и верхнего олигоцена. Кроме зерен кварца, в железистых песчаниках встречаются зерна различных кремнистых пород, кварцитов, бластопсаммитовых песчаников, кремнистых сланцев, плагиоклаза, калиевого полевого шпата (микроклина), мусковита и биотита. Зерна сцементированы обычно лимонитом, иногда гидрогематитом.

Более разнообразный и несколько отличный состав минералов наблюдается и в тяжелой фракции песков описываемой толщи. Здесь основной фон составляют минералы ильменит и циркон. В меньшем количестве присутствует гранат, эпидот, рутил, лейкоксен, ставролит, кианит, эпидот, гематит, хромит и монацит; менее 1% и в единичных зернах встречаются лимонит, анатаз, шпинель, силлиманит, амфибол, пироксен, турмалин, хлоритоид, сфен и апатит.

Железистые конгломераты состоят преимущественно из угловатой, плохо окатанной гальки, размер которой в среднем изменяется от 0,5 до 10 *см*. В западной части исследованного района встречаются валуны размером до 35 *см*. Местами в конгломератах наблюдается кварцевая галька с прекрасной окатанностью, попавшая в эту толщу, видимо, в результате размыва морских прибрежных осадков тасаранской и саксаульской свит. По петрографическому составу галька представлена преимущественно породами мугоджарского комплекса. Это обычно кварц, кварцит, различные кремнистые породы, углисто-кремнистые сланцы, различные граниты, габбро и эффузивы.

Таким образом, материал для накопления осадков данной толщи в основном был местным, т. е. сносился с Мугоджар, а частично с Южного Урала. О таком направлении сноса можно судить и по замерам косой слоистости, имеющей, как указывалось выше, преобладающее падение на восток.

Образование этой толщи нужно связывать с крупными поднятиями, происходившими в Мугоджарах в конце олигоцена — начале миоцена. На наличие таких поднятий указывает ряд исследователей (Г. И. Водорезов, А. Л. Яншин и др.).

Осадки описываемой толщи отлагались преимущественно в условиях быстрого, а местами бурного течения воды. Это отложения быстрых рек и отдельных широких потоков, возможно, пролювиального типа, спускавшихся с Мугоджар.

Органических остатков в данной толще в пределах изучаемого района, кроме отпечатков листьев *Fagus* sp., *Ulmus* sp. и неопределимых кусков ожелезненной древесины, встречено не было.

В аналогичных песчаниках, развитых к северу от исследованного района, а также в центральной части Тургайского прогиба, главным образом в долине р. Улькояк, Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкиным были сделаны богатые сборы флоры (обработанные М. О. Борсук и П. А. Мчед-

лишвили). Нет необходимости приводить списки данной флоры; следует только указать, что все изученные виды относятся к аркто-третичной широколиственной флоре тургайского типа. На основании характера флоры, а также по стратиграфическому залеганию указанные авторы относят толщу косослоистых песков, железистых песчаников и конгломератов к нижнему миоцену. По общим геологическим соображениям и стратиграфическому положению мы считаем, что накопление песчано-галечных осадков в западной части Тургайской впадины происходило в нижней половине нижнего миоцена.

Максимальная мощность осадков нижнего миоцена в пределах исследованного района — 25 *м*.

Аналогичные описанным выше песчано-галечные отложения широко развиты не только на территории западной и центральной части Тургайского прогиба, но и на площади всего Северного Приаралья. А. Л. Яншин выделяет их в чаграйскую свиту и связывает накопление этих осадков с резкими воздыманиями и последующим размывом палеозойских складчатых сооружений, расположенных близ Тургайского прогиба, и, прежде всего, Мугоджар. У подножья палеозойских массивов, вследствие резкого усиления размыва, сплошным покровом начал накапливаться грубый обломочный материал, который только в большом удалении от областей сноса сменялся более тонкими песками, мало отличающимися от некоторых пород континентальных третичных свит. Возраст чаграйской свиты определяется им по общим геологическим соображениям как верхний олигоцен.

При сопоставлении нижнемиоценовых отложений западной и восточной частей Тургайского прогиба прежде всего бросается в глаза их резкое литологическое различие. По данным Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкина, нижнемиоценовые осадки, охарактеризованные фауной млекопитающих животных, флорой и комплексом спор и пыльцы, в восточной части Тургайской впадины представлены глинисто-алевритовыми породами и отсортированными песками; накопление происходило в озерах и долинах рек с нормальным или медленным течением воды. Резкое фациальное различие пород восточной и западной частей Тургайского прогиба позволяет предполагать различный тектонический режим в нижнемиоценовое время. Повидимому, на границе олигоцена и миоцена, в Мугоджарах, на Южном Урале и в краевой части Тургайского прогиба произошли значительные поднятия, в результате чего начался сильный размыв палеозойских пород и, как следствие этого, накопление грубообломочного материала вблизи палеозойских складчатых сооружений. В восточной же части региона значительных поднятий, повидимому, не было.

О том, что рассматриваемые осадки одновозрастны, свидетельствует одинаковый видовой состав флоры, заключенной в железистых песчаниках нижнего миоцена в западной части Тургайского прогиба и в песчаниках и глинах нижнего миоцена в восточной его части.

Анализируя видовой состав флоры и данные спорово-пыльцевых анализов, можно определенно сказать, что климат в нижнемиоценовое время на территории Тургайской впадины был более холодным, чем в верхнем олигоцене.

Нижний — средний миоцен (аральские слои или свита зеленых гипсоносных глин)

С размывом на различных третичных породах залегают солоновато-водные отложения нижнего—среднего миоцена. Наибольшим распространением они пользуются в западной части изученной территории, где слагают значительные площади водораздела и обнажаются по балке Кум-Сай. Отдельные пятна этих осадков наблюдаются в 10 *км* к востоку от

г. Бес-Мола по берегам высохшего сора. В восточной части исследованной площади этих отложений нет.

Породы нижнего—среднего миоцена в изученном районе представлены серо-зелеными жирными плотными глинами с железисто-марганцовистыми включениями, большим количеством друз и кристаллов гипса, а также с линзами и включениями белого и светлосерого мергеля. В самых верхних горизонтах глины обычно имеют яркокрасную окраску и по внешнему виду напоминают ожелезненную кору выветривания, за которую они иногда ошибочно и принимались. Поверхность выходов там, где они не перекрыты четвертичными суглинками, обычно лишена растительности.

Для характеристики данных отложений приведем описание нескольких обнажений и шурфов.

В 3—4 *км* к западу-северо-западу от могилы Шимбай-Мола в зеленых гипсоносных глинах был задан шурф глубиной 1,5 *м*. Разрез шурфа следующий (сверху):

1. 0,00—0,3 *м*	Глина темнокрасного цвета, алевритовая, с оскольчатой структурой	0,30 *м*
2. 0,30—1,00 *м*	Глина желтовато-зеленого цвета с красновато-коричневыми пятнами и потеками; изредка встречаются фиолетовые пятна. Гипс встречается редко, в виде мелких кристаллов правильной формы; широко развиты белые выцветы солей. Глина имеет резко выраженную мелкооскольчатую отдельность . .	0,70 *м*
3. 1,00—1,20 *м*	Глина, аналогичная вышеописанной, но без пятен ожелезнения. Цвет глины светлый, желтовато-зеленый, однородный. Глина мылкая на ощупь, сильно разбухает в воде	0,20 *м*

По правому берегу балки Кум-Сай на песках саксаульской свиты залегают зеленые гипсоносные глины, окрашенные в верхней части слоя в пестрые темнолиловые и зеленые цвета с красными разводами. В глинах наблюдается большое количество друз и кристаллов гипса. Видимая мощность глин 4,0 *м*.

Литолого-петрографическая характеристика осадков следующая. Глины очень тонкодисперсные, монтмориллонитовые; в воде сильно набухают, давая устойчивую густую суспензию. Некоторые образцы глин, помещенные в воду, увеличивали свой объем в 10—15 раз. Для глины характерна резко выраженная мелкооскольчатая отдельность.

В шлифе глина представляет собою однородный агрегат очень мелких оптически ориентированных частиц с высоким двупреломлением. Терригенная фракция породы состоит преимущественно из угловатых зерен кварца, реже полевого шпата и окислов железа. Тонкая глинистая фракция, составляющая основную массу породы и обусловливающая все свойства глины, подверглась исследованию комплексом методов (см. ниже).

Характерными признаками, отличающими данный стратиграфический горизонт от всех других, являются зеленая окраска глин, за исключением верхних выветрелых горизонтов, окрашенных в пестрые тона, монтмориллонитовый их состав, сильная гипсоносность и засоленность, наличие марганцовистых бобовин, конкреций и линз мергеля.

По условиям образования глины исследованного района относятся к отложениям солоноватоводных бассейнов.

Судя по минеральному составу глин, накопление осадков происходило при жарком и сухом климате. Отмечается преобладание в глинах монтмориллонита (минерала с высоким содержанием щелочей и щелочных земель), а также присутствие гипса и легкорастворимых солей на глубинах, значительно превышающих современную зону выветривания.

Отсутствие каких-либо признаков существования восстановительных условий позволяет сделать предположение о сравнительно высоком окислительном потенциале вод.

Никаких органических остатков в зеленых гипсоносных глинах в исследованном районе обнаружено не было. Поэтому возраст осадков

определяется на основании сопоставления с более южными районами (Северное Приаралье), где в аналогичных осадках широко распространена *Corbula helmerseni* Mikhail. и остатки костей млекопитающих А. Л. Яншин выделяет солоноватоводные отложения Северного Приаралья в аральскую свиту и относит по возрасту к нижнему миоцену (?).

Чрезвычайно сходные и безусловно одновозрастные осадки широко развиты в восточной части Тургайского прогиба. Во многих пунктах исследованного района в зеленых гипсоносных глинах были обнаружены Е. П. Бойцовой, В. В. Лавровым и Н. К. Овечкиным остатки млекопитающих. Окаменелости, собранные Е. П. Бойцовой и И. М. Покровской в долине р. Жиланчик, были определены Е. И. Беляевой, установившей среди них кости оленя *Dicrocerus* и анхитерия. Это позволило ей считать включающие их осадки миоценовыми и, повидимому, среднемиоценовыми.

Н. К. Овечкиным на горе Кызыл-Оба в элювии гипсоносных глин были обнаружены многочисленные створки раковин *Corbula helmerseni* Mikhail.

Учитывая перечисленные выше данные, мы считаем, что накопление солоноватоводных осадков в пределах исследованного района происходило во второй половине нижнего миоцена и, повидимому, в среднем миоцене.

Мощность нижне-среднемиоценовых отложений в пределах изученного района не превышает 10—15 *м*.

Несмотря на значительное количество палеонтологических остатков, собранных из солоноватоводных отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья, а также работ, посвященных аральским слоям, в настоящее время единого мнения о возрасте этих осадков нет.

Часть исследователей (С. Н. Никитин, Л. С. Берг, Г. П. Михайловский и др.) относили аральские слои к I средиземноморскому ярусу, т. е. к нижнему миоцену. В работах А. И. Шишкиной-Богачевой, В. В. Богачева, В. Е. Хаина, Л. Б. Рухина аральские слои относятся к аквитанскому ярусу, т. е. к верхнему олигоцену. Б. П. Жижченко в сводке по нижнему миоцену юга СССР пересмотрел все данные о возрасте «аральского яруса» и пришел к выводу, что «находимая в них фауна эндемична, а потому непригодна для определения ее возраста». П. А. Мчедлишвили пришел к выводу, что корбулевые слои Закавказья и Приаралья не принадлежат одному стратиграфическому горизонту, и относит «аральскую свиту» к аквитанскому ярусу, помещая ее в основании нижнего миоцена.

А. Л. Яншин считает, что «сопоставление аральской свиты с корбулиевыми слоями Закавказья неправомерно и ничего не может дать для установления ее точного возраста».

Не вдаваясь в рассуждения о правильности того или иного взгляда, необходимо констатировать только одно: осадки свиты зеленых гипсоносных или «соленосных» (по В. В. Лаврову) глин восточной части Тургайской впадины, солоноватоводные отложения западной ее части и аральские слои Северного Приаралья одновозрастны, а потому этот горизонт является маркирующим для обширной территории Зауралья.

Во время накопления этих осадков для их образования существовали специфические сходные условия. На всей площади были развиты крупные замкнутые бассейны, возможно, типа современного Аральского моря, повидимому, сообщавшиеся между собой.

Плиоцен

Плиоценовые отложения в пределах исследованного района выделяются условно. К ним относятся пески, глины и галечники, залегающие с размывом на зеленых гипсоносных глинах нижнего — среднего мио-

цена. В пределах изученного района они прослеживаются в двух местах: по правому склону долины р. Иргиз, в районе пос. Кара-Сай, где, повидимому, слагают поверхность древней плиоценовой террасы, и по левому берегу р. Иргиз, в том же районе, где они заполняют древнюю долину юго-западного направления.

В долине р. Иргиз плиоценовые отложения в обнажениях не выходят и вскрываются только колодцами и скважинами ручного бурения. Среди них преобладают желтые разнозернистые кварцевые карбонатные пески с линзами и прослоями гравия и мелкого галечника. По простиранию пески часто переходят в серо-зеленые, карбонатные песчанистые глины и алевриты с прослоями и линзами песка и мелкого галечника.

В скважине ручного бурения, расположенной в 15 *км* к северо-западу от пос. Калыбай у Карабутакской дороги, наблюдается следующий разрез плиоценовых отложений (сверху):

1. 0,0—2,0 *м* Песок желтый, разнозернистый, кварцевый, карбонатизированный, влажный . . . . . 2,0 *м*
2. 2,0—5,0 *м* Песок серый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, глинистый, кварцевый, водоносный . . . . . 3,0 *м*
3. 5,0—7,8 *м* Глины серые с зеленоватым оттенком, песчанистые, карбонатные 2,8 *м*

Скважиной, расположенной в 5 *км* к западу-северо-западу от колхоза Копа, вскрыты пески мелкозернистые, серого и желтого цвета, кварцево-слюдистые, с прослоями и линзами серой песчанистой карбонатной глины.

По правобережью р. Иргиз плиоценовые отложения залегают непосредственно на зеленых гипсоносных глинах нижнего—среднего миоцена и представлены преимущественно желтыми, местами охристыми мелко- и среднезернистыми песками, иногда с включениями гальки.

Галька и зёрна гравия из плиоценовых отложений обычно плохо окатаны; по петрографическому составу они очень разнообразны и состоят из кварца, различных метаморфических пород, гранитов, известняков, железистых и кварцевых песчаников. Для плиоценовых отложений характерна карбонатность как глинистых, так и песчаных пород.

Судя по литологическим особенностям плиоценовых отложений исследованного района, можно сказать, что это осадки речного происхождения. За такое предположение говорит быстрая фациальная изменчивость пород и приуроченность их залегания к эрозионным формам рельефа.

Максимальная мощность плиоценовых отложений в пределах изученного района 10 *м*.

Возраст описанных выше осадков определяется условно. По имеющемуся фактическому материалу можно только сказать, что они моложе солоноватоводных осадков нижнего—среднего миоцена.

Осадки аналогичного литологического состава были обнаружены Л. И. Киселевым в Карабутакском районе и отнесены им также к плиоценовому возрасту.

Повидимому, одновозрастными осадками следует считать и слои с унионидами и «фауной гиппарионов», развитые на древней террасе р. Шет-Иргиз, в 4 *км* выше зимовки Ак-Тугай. Эти осадки, впервые описанные М. М. Пригоровским, изучались впоследствии многими исследователями (М. В. Павлова, В. В. Богачев, Г. И. Водорезов, А. Л. Яншин и др.). По данным А. Л. Яншина они имеют очень непостоянный разрез и представлены чередованием слоев зеленовато-серой глины и зеленоватого, местами белого, песка. Многочисленная пресноводная фауна, обработанная В. В. Богачевым, а также остатки носорога *Rhinoceros schleiermacheri* Kaup позволяют относить пресноводные отложения р. Шет-Иргиз к нижне- и среднеплиоценовому возрасту.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения в изученном районе имеют очень небольшую мощность. Разрезы их отсутствуют совершенно, палеонтологически они не охарактеризованы, а потому произвести их возрастное расчленение не представляется возможным. Сравнительно большей мощности среди рассматриваемых осадков достигают аллювиальные отложения в юго-восточной части исследованной площади.

В генетическом отношении четвертичные осадки представлены элювиальными, делювиальными, аллювиальными, озерно-аллювиально-пролювиальными и эоловыми отложениями, а также осадками соров и такыров.

Элювиальные отложения распространены наиболее широко. Они покрывают равнину по правому склону долины р. Иргиз, а также всю поверхность водоразделов рр. Иргиз и Улькояк. Представлены эти отложения суглинками, пухлыми засоленными глинами с гипсом, песками и супесями с галькой кварца и щебенкой палеозойских и третичных пород.

Литологический характер элювия полностью зависит от состава материнской породы. Элювиальные суглинки обычно приурочены к глинистым и алевритовым третичным осадкам. Это плотные, часто засоленные, карбонатизированные, местами опесчаненные породы бурого, местами зеленовато-серого цвета. Мощность их 1—1,5 *м*.

Пухлые засоленные глины развиты преимущественно по морским глинами палеогена и зеленым гипсоносным глинам нижнего—среднего миоцена. Элювий по морским глинами представлен светлосерыми, иногда зеленоватыми рыхлыми глинами с большим количеством кристаллов гипса. Элювий по солоноватоводным осадкам состоит или из яркокрасных, или же из серых, карбонатных пухлых глин. Мощность этих осадков не превышает обычно 2,0 *м*.

Пески и супеси с галькой кварца и щебенкой железистого песчаника развиты по песчаным и галечным континентальным третичным осадкам. Этот тип элювия пользуется наибольшим распространением на водоразделе рр. Иргиз и Ульякояк. Здесь, на поверхности равнины, обычно залегают желтые, местами серые, обычно карбонатные пески, иногда желтые плотные супеси. На отдельных участках в песках встречается галька кварца, щебенка железистых алевролитов, песчаников и конгломератов. Мощность песчаных элювиальных отложений 0,5—1,0 *м*.

Делювиальные отложения развиты по пологим склонам долин рр. Иргиз и Улькояк, по склонам крупных соровых котловин, а также отдельных возвышенностей, балок и оврагов. Представлены они чаще всего бурыми и серыми, плотными, обычно карбонатными, часто засоленными суглинками; реже среди делювиальных отложений встречаются супеси и пески. Мощность делювиальных отложений не превышает 2,0 *м*.

Аллювиальные отложения слагают террасы долин рек. Наибольшим распространением и мощностью они пользуются в долине р. Иргиз, где развиты четыре надпойменные террасы.

Аллювиальные отложения, связанные с наиболее древней четвертой террасой долины р. Иргиз, пользуются ограниченным распространением. Они были вскрыты скважиной ручного бурения, расположенной на площадке четвертой надпойменной террасы, в районе верховьев балки Шотан-Сай. В этой скважине аллювий имеет мощность около 4 *м* и представлен песками с примесью гравия и мелкой гальки.

По возрасту эти осадки условно, видимо, можно отнести к древнечетвертичному времени.

Аллювиальные отложения, связанные с третьей надпойменной террасой, наибольшим распространением пользуются в пределах широтного участка долины р. Иргиз. Они представлены преимущественно песками,

местами с линзами и прослоями гравия. Песчаные аллювиальные осадки по простиранию часто сменяются серыми алевритами с прослоями и линзами песка.

Мощность аллювиальных отложений третьей надпойменной террасы не превышает обычно 2,5 *м*.

Образование аллювия этой террасы происходило, повидимому, в среднечетвертичное время.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы отличаются значительно большей мощностью, чем более древний аллювий. Они представлены суглинками и супесями желто-бурого цвета, пылеватыми, карбонатизированными, мелко- и среднезернистыми песками и плотными глинами с включениями солей и кристаллов гипса. Поверхность террасы обычно сложена пылеватыми суглинками и супесями, реже песками.

Наиболее полный разрез аллювия второй надпойменной террасы был вскрыт скважиной, расположенной к северу от урочища Кулы-Коль. Разрез следующий (сверху):

1. 0,0—0,6 *м*	Суглинок буро-коричневый, плотный	0,6 *м*
2. 0,6—3,6 *м*	Песок плотный, разнозернистый, кварцевый глинистый . . .	3,0 *м*
3. 3,6—11,2 *м*	Суглинок серо-зеленого цвета, плотный, песчанистый, с линзами и прослоями разнозернистого кварцевого, ожелезненного и ярозитизированного песка и гравия и кристаллами гипса	7,6 *м*

Аллювиальные пески второй надпойменной террасы из различных участков были подвергнуты шлиховому опробованию. В составе тяжелой фракции песков главенствует магнетит-ильменитовая ассоциация минералов с цирконом и монацитом. Среди минералов преобладают обычно магнетит, лимонит, гематит, эпидот, гранат, амфибол, циркон и монацит. Прочие минералы единичны или содержатся в небольшом количестве.

Максимальная мощность аллювиальных отложений, связанных со второй надпойменной террасой, достигает 12,0 *м*.

Время образования этих осадков, повидимому, следует датировать новочетвертичной или современной эпохами.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы представлены обычно хорошо отсортированными песками, песчанистыми глинами с прожилками солей и желто-бурыми суглинками и супесями. В пределах меридионального участка долины р. Иргиз среди аллювия этой террасы преобладают обычно пески, в то время как на широтном участке (особенно в восточной части района) терраса сложена почти исключительно суглинками.

Аллювий этой террасы часто выходит в обнажениях по обоим берегам рр. Иргиз, Шет-Иргиз, Жаман-Телькара и Жаксы-Телькара.

Аллювий пойменной террасы пользуется ограниченным распространением. Он представлен преимущественно кварцевыми и кварцево-слюдистыми песками с примесью гравия и гальки.

Аллювий, как пойменной, так и первой надпойменной террас, относится по времени образования к современной эпохе четвертичного периода. Мощность современного аллювия — 4,5 *м*.

Озерно-аллювиально-пролювиальные отложения пользуются в пределах изученной площади незначительным распространением. Эти осадки обычно залегают в сухих озерных котловинах. Они представлены чаще песчанистыми глинами, реже песками, причем по литологическому составу их трудно отделить от речных аллювиальных отложений.

Мощность этих пород не превышает 1,5 *м*.

Эоловые отложения в исследованном районе занимают незначительные площади; чаще они приурочены к долине р. Иргиз. Среди них выделяются две группы: перевеянные пески, закрепленные растительностью, и бугристые пески.

Перевеянные пески образовались как за счет континентальных третичных песков, так и за счет аллювиальных, четвертичных. Они представлены желтыми мелко- и среднезернистыми, хорошо отсортированными разностями.

Массивы бугристых песков развиты широко, особенно в юго-восточной части изученного района. Пески желтые, среднезернистые, хорошо отсортированные, со следами эоловой обработки зерен. Частично эти пески перевеваются и в настоящее время.

Отложения соров развиты в дефляционно-соровых впадинах, широко распространенных на водоразделе р. Иргиз и Улькояк. Осадконакопление в современных соровых впадинах происходит в аридных условиях, характеризующихся сухостью климата и высокой температурой воздуха. Эти особенности накладывают свой отпечаток на состав и характер отложений. Породы представлены илами, илистыми глинами с прослоями и линзами глинистого песка, суглинками и реже супесями. Они окрашены в буровато-серые тона и содержат большое количество солей. Дно соров в сухие периоды нередко имеет вид глинистой поверхности такырного типа, разбитой целой системой неглубоких полигональных трещин. Эти трещины в последующее время заполняются более крупнозернистым материалом, что является одной из причин наличия в породах хорошо выраженной комковатой отдельности.

V. РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЙ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОРОД МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Ввиду того, что методика изучения глинистого вещества пород в настоящее время является весьма сложной, а в трактовке результатов отдельных методов имеются разногласия, мы считаем необходимым привести те данные наших исследований, на основании которых в тексте дается определение глинистого вещества.

Из глинистых отложений **нижнего мела** было исследовано два образца, характеризующих собой основные типы глинистых пород этого возраста: пестроцветные каолинитовые глины и бокситовые каолинитовые глины.

Пестроцветные каолинитовые глины представляют собой плотную тонкодисперсную породу белого цвета с редкими пятнами и потеками окислов железа. Глинистая фракция составляет более половины всей массы породы. Метиленовым голубым фракция окрашивается в синевато-фиолетовый цвет, не изменяющийся от прибавления хлористого калия. На кривой спектрального поглощения суспензии, окрашенной метиленовым голубым (рис. 2, обр. 1), возрастание поглощения начинается с 525 $m\mu$, максимум достигается в интервале 565—580 $m\mu$.

Спектральная кривая суспензии, окрашенной метиленовым голубым с добавкой хлористого калия (рис. 2, обр. 1), в основном совпадает с вышеописанной кривой; наблюдается лишь появление незначительных дополнительных максимумов около 615 $m\mu$ и 660 $m\mu$.

Полученные данные указывают на преобладание в глинистой фракции каолинита. Появление дополнительных максимумов на кривой свидетельствует о небольшой примеси минерала, более сильно связывающего катионы красителя, или о разрушенности частиц каолинита.

Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц меньше 0,001 *мм* следующие: $Ng = 1{,}565$; $Np = 1{,}559$; $Ng—Np = 0{,}006$.

Показатели преломления являются характерными для каолинита.

Кривая нагревания глинистой фракции (рис. 3, обр. 1) характеризуется тремя эндотермическими и двумя экзотермическими реакциями.

Эндотермические реакции имеют максимумы:

1) около 150° — небольшой;
2) около 600° — большой;
3) около 880° — очень слабо выраженный.

Экзотермические реакции имеют максимумы:

1) в интервале 300—400° — широкий, слабо выраженный;
2) около 950° — большой, резко выраженный.

Резко выраженные термические остановки около 600 и 950° указывают на преобладание в глинистой фракци каолинита.

Эндотермические остановки около 150° и особенно около 880° свидетельствуют о присутствии в глинистой фракции минерала трехслойной структуры (вероятно, гидрослюды).

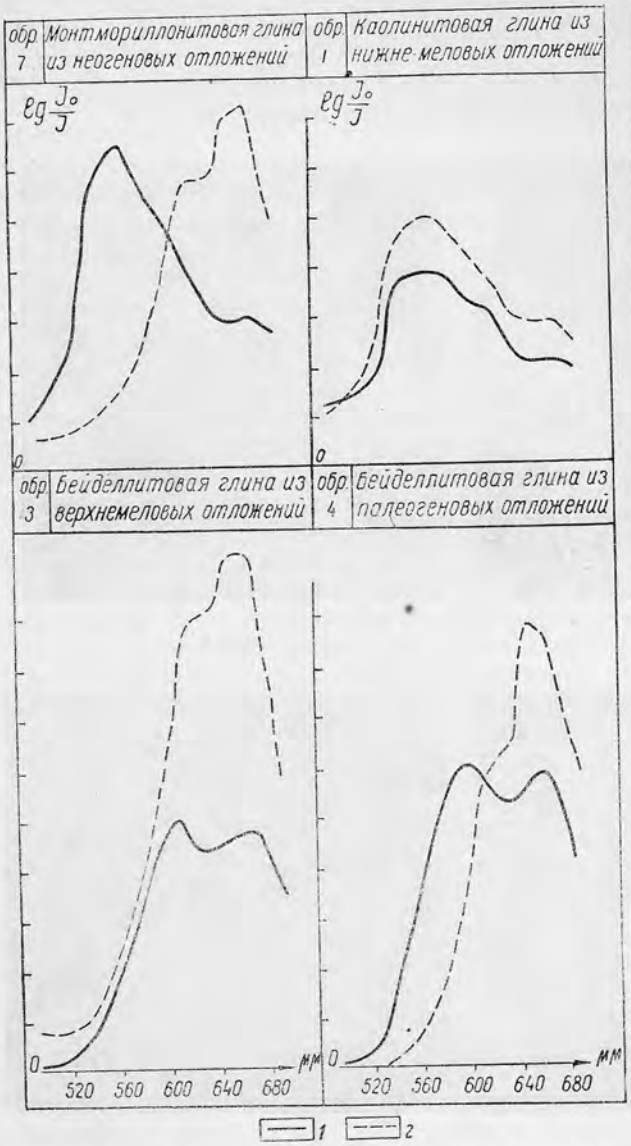


Рис. 2. Кривые спектрального поглощения глинистых фракций пород мезо-и кайнозойского возраста юго-западной части Тургайского прогиба

1—кривая спектрального поглощения глинистых фракций, окрашенных метиленовым голубым; *2*—кривая спектрального поглощения глинистых фракций, окрашенных метиленовым голубым с добавкой KCl. Ось ординат разделена на отрезки, соответствующие величине $\lg \frac{J_0}{J} = 0{,}1$

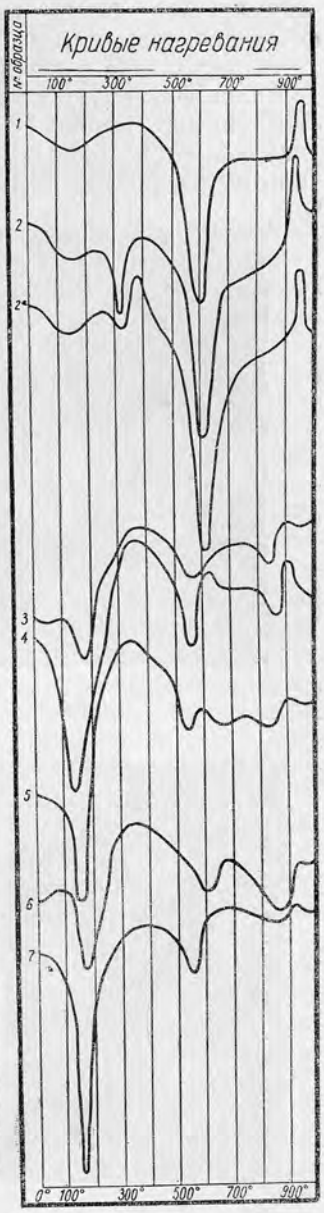


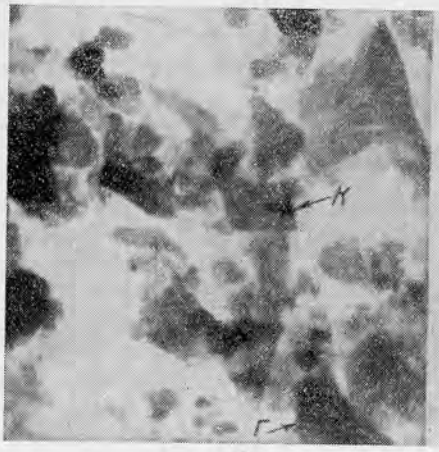
Рис. 3. Кривые нагревания пород мезо-и кайнозойского возраста юго-западной части Тургайского прогиба

Широкая экзотермическая остановка в интервале 300—400° связана с выгоранием незначительного количества органического вещества, присутствующего в глине.

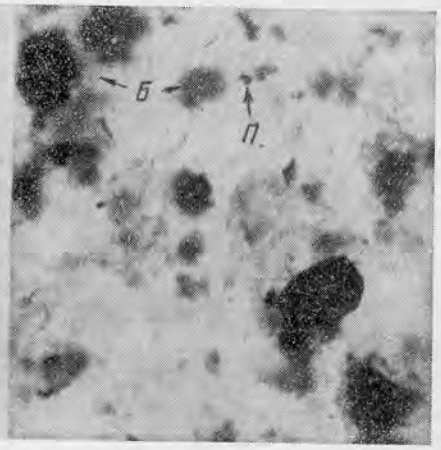
По данным В. А. Франк-Каменецкого, проводившего рентгеновский анализ описываемой глины (табл. 13, обр. 1), порода в основном состоит

из каолинита. Кроме того, в образце присутствует около 10—15% гидрослюдистого минерала типа иллита (линии 10,1 *кХ*, 4,49 *кХ*, 3,30 *кХ*, 1,987 *кХ*, 1664 *кХ*, 1,334 *кХ* и др.). В небольших количествах в образце фиксируется бёмит (линии 6,15 *кХ*, 3,10—3,18 *кХ*, 2,332 *кХ* и др.) и гидрооксилы железа (6,15 *кХ*, 3,32 *кХ*, 2,42 *кХ*).

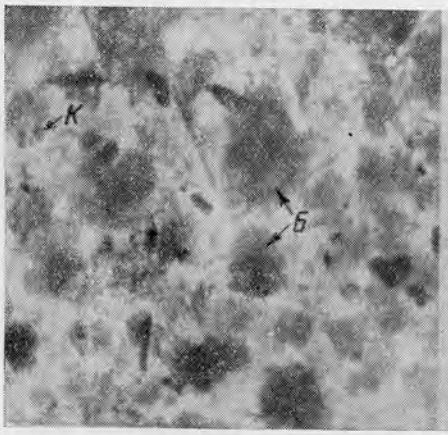
Присутствие в глинистой фракции породы нескольких глинистых минералов фиксируется также и электронным микроскопом (рис. 4, обр. 1). На снимке, наряду с резко очерченными частицами каолинита (*К*), наблюдаются отдельные чешуйки со слегка размытыми очертаниями (*Г*), которые, вероятно, являются гидрослюдистым минералом.



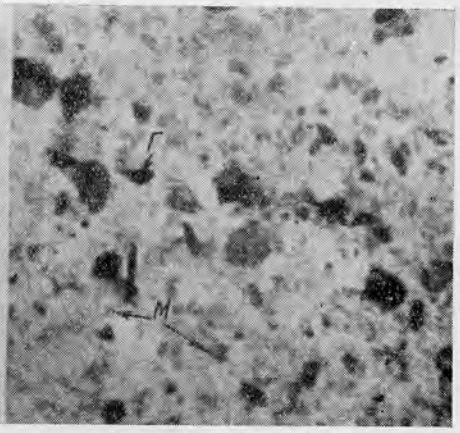
Обр. 1



Обр. 3



Обр. 4



Обр. 7

Рис. 4. Электронномикроскопические снимки глинистых фракций пород мезо-и кайнозойского возраста юго-западной части Тургайского прогиба. Увел. 6000.

Был произведен полный химический анализ глинистой фракции (табл. 17, обр. 1), результаты которого полностью согласуются с представлениями о каолинитовом составе глины. Присутствие сравнительно большого количества щелочей, и в том числе калия, указывает на примесь гидрослюдистого минерала.

Отмеченный рентгеновским анализом бёмит, возможно, присутствует в породе, но в незначительном количестве.

Несмотря на произведенное отмучивание, в породе осталось значительное количество окислов железа (2,7%). Характерным для глинистой фракции является повышенное содержание окиси титана.

На основании полученных данных по исследованию пестроцветных каолинитовых глин можно сделать следующий вывод: глинистая фракция образца пестроцветной глины сложена преимущественно каолинитом с незначительным количеством минерала из группы гидрослюд (около 10—15%). Во фракции, кроме того, присутствуют: органическое вещество, тонкодисперсные окислы железа, бёмит и, возможно, титанистые минералы.

Бокситовые каолинитовые глины представлены собой плотные тонкодисперсные породы белого цвета, макроскопически аналогичные пестроцветным каолинитовым глинам. Некоторые прослои бокситовых каолинитовых глин содержат в своем составе большое количество крупных рыхлых бобовин, также окрашенных в белый цвет.

Бобовины и основная масса породы изучались отдельно.

Как бобовины, так и глинистая фракция всей породы метиленовым голубым окрашиваются в синевато-фиолетовый цвет, не изменяющийся от добавки хлористого калия. Преобладание фиолетового цвета и отсутствие каких-либо изменений при добавке хлористого калия является характерным признаком минералов группы каолинита. Присутствие синеватых оттенков свидетельствует о незначительной примеси минералов другой группы (вероятно, гидрослюды).

Термический анализ был также произведен как для образца в целом (рис. 3, обр. 2), так и для отдельно отобранных бобовин (рис. 3, обр. 2а).

На термограмме обр. 2, наряду с характерными каолинитовыми реакциями около 600° и около 930°, присутствует резко выраженная эндотермическая остановка около 320°. Эта остановка связана с выделением части воды при дегидратации гидраргиллита. По данным В. П. Ивановой, производившей термовесовой анализ, в образце содержится 5—6% гидраргиллита и 78—80% каолинита.

На термограмме обр. 2а, кроме отмеченных термических остановок, присутствует хорошо выраженная экзотермическая реакция в интервале 350—400°, что связано с выгоранием органического вещества, находящегося, судя по данным изучения породы в шлифах, в периферических частях бобовин.

Химический анализ всего образца (табл. 17, обр. 2) по сравнению с химическим анализом бобовин (табл. 17, обр. 2а) дает повышенное содержание кремнезема за счет присутствия в породе песчано-алевритовых зерен кварца. Наличие незначительных количеств щелочей и щелочноземельных оснований указывает на то, что в породе, кроме каолинита, содержится некоторое количество других глинистых минералов.

На основании полученных данных по исследованию бокситовых каолинитовых глин можно сделать следующий вывод: глинистая фракция бокситовых глин состоит из каолинита с примесью мелкокристаллического гидраргиллита, который равномерно распределен в породе. Кроме того, в незначительном количестве присутствуют тонкодисперсные окислы железа, органическое вещество, возможно, гидрослюда и титанистые минералы.

Из глинистых отложений **верхнего мела** был изучен образец бейделлитовой глины турон-нижнесенонского возраста.

Глина представляет собой тонкодисперсную породу в сухом состоянии очень плотную, темносерого цвета с характерной мелкоплитчатой отдельностью. Глинистая фракция составляет около 70% всей массы породы.

Метиленовым голубым фракция окрашивается в зеленовато-синий цвет, который от добавки хлористого калия изменяется в зеленый. На

кривой спектрального поглощения суспензии, окрашенной метиленовым голубым (табл. 1, обр. 3), наблюдаются два максимума: около 605 $m\mu$ и около 670 $m\mu$.

Первый максимум, вероятно, связан с присутствием коллоидного гелефицированного органического вещества, обладающего большой адсорбционной способностью. Второй максимум является характерным для бейделлита.

Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц меньше 0,001 *мм* следующие: $Ng=1{,}548$; $Np=1{,}528$; $Ng-Np=0{,}020$.

Сравнительно низкие показатели преломления в сочетании с высоким для глинистых минералов двупреломлением весьма характерны для минералов всей группы монтмориллонита, в том числе и для бейделлитов.

Кривая нагревания глинистой фракции (рис. 3, обр. 3) характеризуется тремя эндотермическими и двумя экзотермическими реакциями.

Эндотермические реакции имеют максимумы:

1) около 170° — наибольший;
2) около 560° — большой;
3) около 840° — слабый.

Эндотермические реакции, происходящие в упомянутых интервалах, характерны для группы глинистых минералов с трехслойной структурой, а преобладание первой эндотермической остановки над второй указывает на бейделлитовый состав глинистой фракции.

Экзотермические реакции имеют максимумы:

1) в интервале 300—450° — широкий, неясно выраженный;
2) около 900° — резко выраженный.

Первая экзотермическая реакция связана с выгоранием органического вещества и разложением пирита; вторая является характерной для глин бейделлитового состава.

По заключению В. А. Франк-Каменецкого, производившего рентгеновский анализ (табл. 14, обр. 3), глина состоит «из железистого монтмориллонита бейделлитового ряда с $a_0=5{,}16$ и $b_0=9{,}06$ kX. Кроме того, в глине содержится заметная примесь кварца, возможно, небольшое количество гидрогётита и следы пирита».

На снимке в электронном микроскопе (рис. 4, обр. 3) наблюдаются сравнительно крупные агрегаты глинистых частиц с размытыми очертаниями (*Б*), свойственные бейделлиту. Кроме того, встречаются мелкие точечные непрозрачные зерна, относящиеся, вероятно, к окислам железа или к пириту (*П*).

Химический анализ глинистой фракции (табл. 17, обр. 3) указывает на повышенное содержание кремнезема, присутствующего, вероятно, в виде опала.

В остальном данные химического анализа фракции полностью согласуются с представлениями о бейделлитовом составе исследуемых глин, а именно: во фракции присутствует большое количество щелочей и в заметных количествах содержатся щелочно-земельные основания; потеря при прокаливании составляет около 8%. В отличие от типичных бейделлитов во фракции наблюдается повышенное содержание железа.

Нерастворимый в 5% HCl остаток всей породы составляет в среднем 93%. Судя по данным шлифов, растворенным веществом является тонкодисперсный карбонат (кальцит).

По данным анализов можно сделать следующий вывод: глинистая фракция глин турон-нижнесенонского возраста состоит из бейделлита. Кроме того, во фракции присутствуют: кварц, опал, пирит, органическое вещество, гидроокислы железа (гидрогётит) и возможно кальцит.

Из глинистых отложений **палеогена** было исследовано несколько образцов, характеризующих собой мощную толщу синевато-серых глин тасаранской свиты, широко развитых по всему району Тургайского прогиба.

Глинистая фракция исследованных образцов составляет обычно более половины всей массы породы.

Метиленовым голубым фракция окрашивается в синевато-зеленый цвет, который от добавки хлористого калия изменяется в зеленый.

На кривой спектрального поглощения суспензии, окрашенной метиленовым голубым (рис. 2, обр. 4), наблюдаются два пика: около 605 $m\mu$ и 660 $m\mu$. Первый пик, вероятно, связан с присутствием во фракции глауконита или наблюдаемого в шлифах коллоидного органического вещества, обладающего большой емкостью поглощения; второй пик указывает на присутствие во фракции бейделлита.

Спектральная кривая суспензии, окрашенной метиленовым голубым с добавкой хлористого калия, имеет один максимум около 648 $m\mu$, характерный для минералов всей группы монтмориллонита.

Определение показателей преломления агрегатов ориентированных частиц производилось для образцов из нижней и верхней частей свиты.

Показатели преломления образца из нижней части свиты равны: $Ng = 1{,}577$; $Np = 1{,}547$; $Ng—Np = 0{,}030$.

Показатели преломления образца из верхней части свиты равны: $Ng = 1{,}575$; $Np = 1{,}550$; $Ng—Np = 0{,}025$.

Высокое двупреломление глинистых частиц является характерным признаком для всех минералов монтмориллонитовой группы, в том числе и для бейделлита.

Некоторое завышение показателей преломления по сравнению с показателями преломления минералов этой группы связано с высоким содержанием железа в исследованной глине (см. табл. 17, обр. 4).

Кривые нагревания глинистых фракций образцов из верхней, средней и нижней частей толщи (рис. 3, обр. 4, 5, 6) аналогичны друг другу и характеризуются тремя эндотермическими и двумя экзотермическими реакциями.

Эндотермические реакции имеют максимумы:

1) в интервале 130—170° — наибольший;
2) в интервале 520—600° — большой;
3) около 850° — слабый.

Экзотермические реакции имеют максимумы:

1) в интервале 200—300° — большой широкий;
2) в интервале 900—930° — резко выраженный.

Кривые нагревания исследованной глины характерны для термограмм бейделлитов, характеризующихся следующими остановками:

1) большой эндотермической остановкой в интервале 100—150°, связанной с выделением гигроскопической влаги;

2) эндотермическими остановками в интервалах 500—600° и 800—900°, связанных с двумя этапами выделения кристаллизационной воды у бейделлитов;

3) экзотермической реакцией около 900°, природа которой неясна.

Экзотермическая реакция в интервале 200—300° связана с выгоранием органического вещества, находящегося в породе в значительном количестве.

В табл. 15 приведены результаты рентгенографического анализа глинистой фракции породы (обр. 4).

По заключению В. А. Франк-Каменецкого, глинистая фракция «состоит из железистого монтмориллонита бейделлитового ряда с $a_0 = 5{,}16$ и $b_0 = 8{,}95$ kX. Кроме того, содержится незначительная примесь кварца».

На снимке в электронном микроскопе (рис. 4, обр. 4) наблюдаются частицы различных, преимущественно крупных размеров с размытыми очертаниями, свойственные минералам группы монтмориллонита (*Б*). Кроме того, встречаются мелкие частицы с резкими угловатыми очертаниями, которые, возможно, являются обломками зерен кварца или опала (*К*).

Химический анализ глинистой фракции породы приведен в табл. 17, обр. 4.

Резкое преобладание кремнезема над глиноземом, большое содержание щелочей и щелочных земель, большая потеря при прокаливании весьма характерны для минералов монтмориллонитовой группы. Высокое содержание K_2O обычно связано с присутствием минералов морского происхождения; судя по данным других методов, приведенным выше, этим минералом является бейделлит. Большое количество кремнезема частично может быть объяснено присутствием в породе опала, который хорошо распознается в шлифах.

По данным анализов установлено, что глинистая фракция синевато-серых глин тасаранской свиты представлена бейделлитом. Кроме того, во фракции присутствуют кварц, опал, органическое вещество и, вероятно, глауконит и гидроокислы железа.

Из глинистых отложений **неогена** был исследован образец из свиты *зеленых гипсоносных глин нижне- средне-миоценового возраста.*

Макроскопически, в сухом состоянии, глины представляют собой сравнительно плотную породу светлозеленого цвета с пятнами и потеками окислов железа. При намокании глины разбухают, увеличивая объем в 10—15 раз.

Глинистая фракция составляет более 70% всей массы породы.

Метиленовым голубым фракция окрашивается в фиолетовый цвет, который от добавки хлористого калия изменяется в голубовато-зеленый.

На кривой спектрального поглощения суспензии, окрашенной метиленовым голубым (рис. 2, обр. 7), имеется один резко выраженный максимум около 565 $m\mu$.

Спектральная кривая суспензии, окрашенной метиленовым голубым с добавкой хлористого калия, имеет основной максимум около 670 $m\mu$ и менее выраженный около 615 $m\mu$.

Приведенные данные указывают на присутствие в глинистой фракции значительного количества монтмориллонита.

Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц меньше 0,001 *мм* следующие: $Ng = 1{,}545$, $Np = 1{,}570$, $Ng—Np = 0{,}025$.

Высокое двупреломление также характерно для минералов группы монтмориллонита. Некоторое завышение показателей преломления по сравнению с показателями преломления типичных монтмориллонитов связано, вероятно, с высоким содержанием железа в исследованной глине.

Кривые нагревания глинистой фракции (рис. 3, обр. 7) характеризуются тремя эндотермическими и одной экзотермической реакциями.

Эндотермические реакции имеют максимумы:

1) около 140° — наибольший;
2) около 530° — большой;
3) в интервале 800—830° — слабый.

Экзотермическая реакция имеет максимум около 890°.

Упомянутые термические реакции характерны для бейделлитовых или для монтмориллонитовых глин, содержащих в своем составе железо.

Судя по заключению В. А. Франк-Каменецкого, производившего рентгенографический анализ описываемой глины (табл. 16, обр. 7), последняя «по комплексу основных интерференционных максимумов относится к монтмориллонитовой.

Основной компонент образца — монтмориллонит — выявляется весьма отчетливо по всему комплексу отвечающих ему линий.

Для него устанавливаются следующие параметры решетки: $a = 5{,}08$ kX; $b = 9{,}05$ kX.

В качестве примеси в образце отчетливо выявляются гидрогематит и кварц, которые, несмотря на сравнительно небольшое содержание, благодаря совершенству решетки, дают сравнительно яркий комплекс линий».

Рентгенографическая характеристика образца № 1 приводится в таблице 13.

Таблица 13

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные					
					Каолинит		Иллит		Бёмит	
					I	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α
1	10	12,3	11,2							
2	3	11,0	10,0							
3	6р	10,1	9,1				8р	10,6		
4	2р	9,4	8,5							
5	3р	8,5	7,7		3	8,51				
6	6р	7,7	7,00		5	7,78				
7	10	7,1	6,43	001	10	7,13				
8	2р	6,6	6,02							
		6,29	5,70							
9	5рш	6,01	5,44						10	6,2
10	3рш	5,56	5,04							
		5,05	4,57							
11	5рш	4,88	4,42		1	4,84	4	4,97		
						4,61				
12	9рш	4,55	4,12	020	2р	4,48				
		4,43	4,01	110		4,36	8	4,49		
13	3р	4,19	3,796	111	4	4,17				
14	5	3,938	3,569		3	3,94				
		3,653	3,311		2	3,73				
15	2р	3,555	3,323	002			3р	3,62		
16	10	3,555	3,223		10	3,57				
17	3р	3,317	3,007		3	3,32	8р	3,292		
18	1р	3,186	2,888							
19	1р	3,104	2,814						8	3,158
20	2р	3,058	2,772							
21	5рш	2,873	2,604							
		2,755	2,497		4	2,77				
		2,602	2,359	201						
22	9рш			130	5	2,559	10	2,570		
		2,559	2,320	130						
23	6рш	2,492	2,259	131	6	2,489				
				112						
				200						
24	3р	2,367	2,145	003	4	2,378	4	2,376		
25	8	2,332	2,114		8	2,338			10	2,344
26	4р	2,292	2,078		6	2,291				
27	2	2,189	1,984		2	2,186				
28	1	2,129	1,930		1	2,137				
29	7	1,987	1,801		6р	1,993	6ш	1,986		
30	1	1,944	1,762		3	1,940				
31	2	1,888	1,711		2	1,896				
32	3	1,834	1,663		4р	1,839			10	1,849

Продолжение табл. 13

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные					
					Каолинит		Иллит		Бёмит	
					I	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α
33	5	1,776	1,609	004	5	1,786				
34	2р	1,692	1,534		1	1,685				
35	8	1,664	1,508		7р	1,665				
36	6	1,643	1,489		2	1,641	7ш	1,655	7	1,664
37	2	1,621	1,470		3	1,617				
38	1	1,571	1,424		2р	1,589				
39	3р	1,537	1,393		3р	1,541			6	1,521
40	9	1,487	1,349	060	10	1,487	10	1,498		
				311						
				331						
41	1р	1,453	1,317		3р	1,453			8	1,452
42	2	1,427	1,293	005	2	1,429			4	1,430
43	1р	1,394	1,263		2	1,390				
44	1р	1,370	1,242		2	1,373			5	1,379
45	3	1,344	1,218		2	1,344				
					4р	1,337				
46	5ш	1,311	1,188		6р	1,304	8	1,295		
47	4	1,283	1,163		7	1,283				
48	1	1,263	1,145		5	1,265				
49	4рш	1,248	1,131		6	1,248				
		1,233	1,117		6р	1,235	5	1,245		
50	2рш	1,203	1,090		3р	1,199				
		1,187	1,076		3р	1,189				

Примечание: рш — размытая широкая; р — размытая; ш—широкая.

Рентгенографическая характеристика образца № 3 приводится в табл. 14.

Таблица 14

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные							
					Бейделлит		Кварц		Гидрогетит		Пирит	
					I	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α
1	9	12,6	11,4									
2	10	11,2	10,1		10	11,5						
3	8	10,2	9,3			9,8						
4	7	8,6	7,8									
5	8	7,5	6,8		2р	7,4						
6	6	7,0	6,3									
7	8	6,2	5,6	0,01	6	6,4						
8	2р	5,53	5,01									
		5,10	4,62									
9	5рш	4,91	4,45		5	5,0						
		4,59	4,16							4.61		
				110					2			
10	9рш	4,44	4,02	020	10	4,51						

№ линий	Интенсивность (I)	d	d_β	hkl	Эталонные данные							
					Бейделлит		Кварц		Гидрогетит		Пирит	
					I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
11	5	4,28	3,882				5	4,26	10	4,178		
12	1рш	3,956	3,586									
		3,769	3,416									
13	5рш	3,696	3,350		4	3,63	6	3,69				
14	1рш	3,530	3,199									
15	2	3,428	3,108									
16	10	3,342	3,030		1	3,34	10	3,35				
17	4рш	3,207	2,907									
18	1	3,001	2,720									
		2,880	2,611									
19	3рш	2,801	2,538		2	2,79						
20	2	2,692	2,440						8	2,690	8	2,696
21	9ш	2,613	2,369	130	10	2,60			3	2,580		
		2,548	2,310			2,54						
22	3	2,451	2,222				4	2,456	10	2,450	8	2,417
23	1	2,398	2,173									
24	1	2,374	2,152		4	2,38						
25	5	2,281	2,068				5	2,284	4	2,253		
26	3	2,198	1,992		3	2,24			6	2,189	7	2,206
				220								
27	5	2,131	1,932	0,40		2,14	5	2,123				
28	5	2,004	1,817				4	2,000				
29	4	1,977	1,792				4	1,973				
30	8ш	1,816	1,646				8	1,812				
31	1	1,780	1,614									
32	5	1,704	1,544		5	1,700			8	1,719		
33	6	1,675	1,518	310								
				150								
				240								
34	4	1,649	1,495		5	1,640						
35	4	1,628	1,475								10	1,629
36	1	1,565	1,418						6	1,564		
37	6ш	1,538	1,394				8	1,537				
		1,508	1,366	330	10	1,500						
				060								
38	9рш	1,496	1,356						4	1,510	4	1,498
39	1	1,453	1,317				3	1,450	4	1,459		
40	1	1,422	1,289								6	1,440
41	1	1,396	1,266									
42	4	1,380	1,251				7ш	1,380				
43	6	1,371	1,243				9	1,370				
44	1	1,357	1,230									
45	1	1,322	1,199				2	1,318				
46	2р	1,308	1,186	260	4	1,302	2р	1,302				
47	5	1,292	1,171	400		1,285						
48	5	1,286	1,166				4	1,287				
49	5	1,257	1,138				4	1,253				
50	3	1,244	1,128	350	4	2,245						
				170								
				420								
51	2	1,226	1,111				2	1,229				
52	1	1,219	1,105									
53	5	1,199	1,086				4	1,199				
54	5	1,180	1,070				8	1,182				
55	4	1,151	1,043				6р	1,154				
56	6	1,081	0,9797				8	1,082				
57	3	1,048	0,9503				8	1,049				
58	3	1,042	0,9446				3	1,045				
59	3	1,035	0,9378				7	1,036				

Рентгенографическая характеристика образца № 4 приводится в табл. 15.

Таблица 15

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные			
					Бейделлит		Кварц	
					I	d_α	*I*	d_β
1	10	9,9	8,9	001	8р	11,5		
2	3	8,2	7,4			9,8		
3	5	7,4	6,7	002	2р	7,44		
4	4р	6,9	6,3					
5	4	6,14	5,56	003	4р	6,5		
6	6	5,54	5,02					
7	5рш	5,11	4,63	110	5	4,90		
		4,89	4,43	020_β				
8	10ш	4,59	4,16	110^β	10	4,51		
		4,45	4,03	020				
9	3р	4,30	3,896					
10	2р	4,14	3,755				5	4,26
11	5	3,911	3,545					
12	2р	3,740	3,390					
13	6	3,552	3,219	005		3,54	6	3,69
14	7	3,342	3,030				10	3,34
15	2р	3,172	2,875					
16	3р	2,980	2,701					
		2,880	2,611	006		2,87		
17	5рш	2,794	2,532	130	5	2,77		
				200				
		2,610	2,300			2,60		
18	9ш	2,661	2,321	130	10	2,54		
				200				
19	2р	2,509	2,274					
20	2р	2,458	2,228					
21	2р	2,400	2,175				4	2,456
22	5р	2,338	2,119	220	4	2,38		
				040				
23	1р	2,248	2,037					
24	2р	2,181	1,977			2,24	5	2,284
25	3р	2,105	1,908		3	2,14		
26	3рш	2,012	1,823				5	2,123
		1,973	1,788	009			4	2,000
27	1р	1,899	1,721				4	1,973
28	1р	1,896	1,719					
29	1р	1,809	1,640	010		1,811	8	1,812
30	1р	1,772	1,607					
				310				
31	4р	1,703	1,544	150		1,700		
				240				
		1,665	1,509	330	5			
32	6рш			060		1,640	3ш	1,670
		1,643	1,489					
33	3	1,542	1,397					
34	9рш	1,508	1,367	330	10	1,500	8	1,537
		1,482	1,343					
35	1рш	1,430	1,297					
		1,385	1,255				3	1,450
36	2рш	1,372	1,244				7ш	1,380
37	1рш	1,341	1,215				9ш	1,370
		1,305	1,183					
				260		1,302		
38	5рш	1,287	1,166	400	4	1,285	4	1,287
39	2рш	1,252	1,135	350				
				170				
		1,234	1,118	420	4	1,245	4	1,253

Рентгенометрическая характеристика образца № 7 приводится в табл. 16.

Таблица 16

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные					
					Монтмориллонит		Кварц		Гидрогематит	
					I	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α
1	10	9,7	8,7		3	9,9			5	9,6
2	10рш	7,8	7,0						5	8,2
3	3р	6,89	6,23						6	7,1
4	10р	6,24	5,66	001	2				5	6,4
5	4р	5,76	5,22		2	5,9				
6	5рш	5,08 4,91	4,60 4,45	100	4	4,92				
7	9рш	4,49	4,07	110 020	8	4,44			5	4,6
8	5р	4,267	3,867				5	4,26		
9	1р	4,19	3,801							
10	2р	3,915	3,549							
11	8	3,688	3,343				6	3,69	6	3,68
12	2рш	3,537	3,206							
13	3р	3,411	3,092		1	3,42	10	3,34		
		3,336	3,024							
14	10	3,336	3,024							
15	1р	3,283	2,975							
16	1р	3,178	2,880							
		3,141	2,847	0,02						
17	5р	3,053	2,767		6р	3,10				
18	1р	2,978	2,699						4	2,983
		2,876	2,607	121						
19	5рш	2,801	2,538		2	2,84				
20	1р	2,700	2,448				1	2,72	10	2,694
21	8рш	2,602	2,359	200						
		2,550	2,312	130	8	2,57				
22	1р	2,520	2,284						8	2,511
23	5	2,453	2,224	210		2,393	4	2,456	4	2,435
24	2р	2,379	2,156							
25	1р	2,335	2,116				1	2,284		
26	2	2,284	2,070				5	2,284		
27	1р	2,242	2,032	040 220	2	2,231	2	2,234		
28	2р	2,217	2,009							
29	1р	2,160	1,598							
30	5	2,125	1,926	0,03			5	2,123	8	2,193
31	1р	2,087	1,892		1	2,083				
32	1р	2,044	1,853							
33	6р	2,001	1,814				4	2,000		
34	4р	1,970	1,786				4	1,973		
35	1р	1,876	1,700	141					8	1,837
36	1р	1,842	1,670							
37	8	1,812	1,643				8	1,812		
38	6р	1,697	1,538	150	7	1,695	2	1,697		
39	1р	1,679	1,522						10	1,690

Продолжение табл. 16

№ линий	Интенсивность (*I*)	d_α	d_β	*hkl*	Эталонные данные					
					Монтмориллонит		Кварц		Гидрогематит	
					I	d_α	*I*	d_α	*I*	d_α
40	8рш	1,667	1,511				3ш	1,670		
		1,647	1,493		7	1,649	2ш	1,655	6	1,599
41	7	1,537	1,393				8	1,537		
		1,509	1,367							
42	9рш	1,495	1,355		10	1,496			8	1,483
43	1р	1,450	1,315				3	1,450	8	1,450
44	1р	1,419	1,286		2	1,422				
45	6р	1,381	1,252				7ш	1,380		
46	4р	1,369	1,241		1	1,364	9ш	1,370		
47	1р	1,342	1,216							
48	1р	1,305	1,183						6	1,311
49	4р	1,296	1,175		9	1,296				
50	5р	1,282	1,162		2	1,279	4	1,287		
50а	4р	1,253	1,135				4	1,253	4	1,257
51	2р	1,238	1,122		8	1,245				
52	3р	1,226	1,111							
53	5	1,197	1,085				4	1,199		
54	5	1,178	1,068				8	1,182		
55	4	1,151	1,043		3р	1,122	6р	1,154		
56	5	1,080	0,9787		1р	1,080	8	1,082		
57	2р	1,061	0,9618							
58	2	1,046	0,9483				8	1,049		
59	3р	1,041	0,9435							
60	3р	1,040	0,9427							
61	4	1,033	0,9364							

На снимке в электронном микроскопе (рис. 4, обр. 7) преобладают мелкие частицы с размытыми очертаниями, свойственные монтмориллонитовым глинам (*М*). Кроме того, встречаются мелкие резкоочерченные непрозрачные частицы (*Г*), являющиеся, вероятно, гидрогематитом или кварцем.

Химический анализ глинистой фракции исследуемой глины приведен в табл. 17 (обр. 7).

Резкое преобладание кремнезема над глиноземом, большое количество щелочей, щелочноземельных элементов и адсорбированной воды чрезвычайно характерны для монтмориллонитовых глин.

Глина обладает высокой емкостью поглощения (около 90 *мг/экв* на 100 *г* породы). В составе поглощенного комплекса преобладает натрий, что отчасти обусловливает высокую дисперсность глины.

По данным анализов установлено, что глинистая фракция монтмориллонитовых глин нижне-средне-миоценового возраста представлена монтмориллонитом, содержащим в своем составе железо. Кроме того, во фракции присутствуют гидрогематит и кварц.

Ниже приводится рентгенометрическая характеристика образцов 7, 4, 3, 1. Съемка производилась на электронной рентгеновской трубке типа Б. С. В. при неотфильтрованном железном излучении ($FeK_{\alpha+\beta}$).

При расчете использовались следующие длины волн: $\lambda K_\alpha = 1{,}9340\ kX$ и $\lambda K_\beta = 1{,}7530\ kX$.

Режим работы трубки: напряжение 30 *kV*, сила тока 10 *mA*, экспозиция 25 час., Дк 68 *мм*, Добр. 0,5 *мм*.

Результаты химических анализов мезо- и кайнозойских пород юго-западной части Тургайского прогиба.

Таблица 17

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO
1	46,00	1,80	34,80	2,28	0,20	0,58	0,40	0,02
2	47,20	2,25	34,20	1,50	0,28	0,51	0,35	0,032
2а	44,71	1,26	37,71	1,30	—	0,14	0,06	—
3	63,10	0,80	15,90	5,50	0,90	0,70	2,50	0,017
4	52,20	0,90	19,00	6,57	1,70	0,87	2,45	0,036
7	62,75	1,10	17,20	7,48	0,29	0,32	1,00	0,02

№ образца	BaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	CO_2	P_2O_5	Σ	S
1	—	0,60	1,5	11,90	0,10	0,26	100,44	0,05
2	0,05	0,52	—	12,98	0,52	—	100,382	0,24
2а	—	—	—	13,61	—	—	98,79	—
3	—	1,00	2,30	7,25	—	0,10	100,067	—
4	—	1,20	2,20	10,00	—	0,043	100,169	—
7	—	2,10	1,05	6,69	0,06	0,02	100,08	0,14

VI. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ РАЙОНА

Прежде чем перейти к описанию тектонического строения исследованного района, необходимо кратко остановиться на общих представлениях о структуре Тургайского прогиба.

Следует отметить прежде всего, что если основные вопросы стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского прогиба разработаны еще недостаточно и по ним имеется много спорных, а подчас противоречивых высказываний, то это еще более относится к его тектонической истории. Это и понятно, так как район исследования совершенно закрыт, покровные осадки здесь собраны в пологие, почти горизонтально лежащие складки (почему некоторые исследователи считают, что мезозойские и кайнозойские отложения в Тургайском прогибе лежат совершенно горизонтально), а о строении фундамента имеются лишь отрывочные сведения по единичным скважинам или редким геофизическим профилям. Материалы геофизических и буровых работ, проводимых в северной части Тургайского прогиба, где фундамент в районе Кустанайского «вала» относительно приподнят, находятся пока в стадии обработки и дополнительных исследований и не могут пролить хотя бы некоторый свет на строение центральной и южной частей Тургайской низменности. К тому же вряд ли можно распространять эти данные, относящиеся к сравнительно приподнятой части прогиба, без соответствующей интерпретации на всю территорию описываемого региона. Перед будущими исследователями района стоит очень много задач, требующих немедленного разрешения, и прежде всего вопрос о соотношении структур фундамента и покрова и об особенностях молодой мезо- и кайнозойской складчатости.

В современной литературе по вопросу строения Тургайского прогиба существуют два резко противоположных мнения. По первому, высказанному впервые в ряде работ крупнейшим исследователем Казахстана Н. Г. Кассиным, Тургайский прогиб представляет собой асимметричный грабен, сложившийся в эпоху киммерийской складчатости и ограниченный с востока зоной разломов. Наибольшая амплитуда прогиба приурочена к осевой части Тургайской низменности и значительно уменьшается как к северу, так и к югу. Внутри общего грабена располагаются более мелкие горсты и грабены меридионального простирания, чередующиеся между собой. Амплитуда перемещения их различна.

Другой точки зрения на строение Тургайского прогиба придерживается Б. А. Петрушевский (1939,1950 [1]). Раньше мы уже довольно подробно рассматривали основные положения этих работ (Овечкин,

[1] Последняя работа опубликована в конце 1950 г., но основывается исключительно на наблюдениях 1936—1937 гг. и не отражает результатов последующих исследований. За это время накопился новый фактический материал, подтвержденный более детальными исследованиями, а также некоторыми, хотя и недостаточными, геофизическими буровыми работами. Это не позволяет нам согласиться с основными выводами Б. А. Петрушевского.

у здесь взгляды Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского

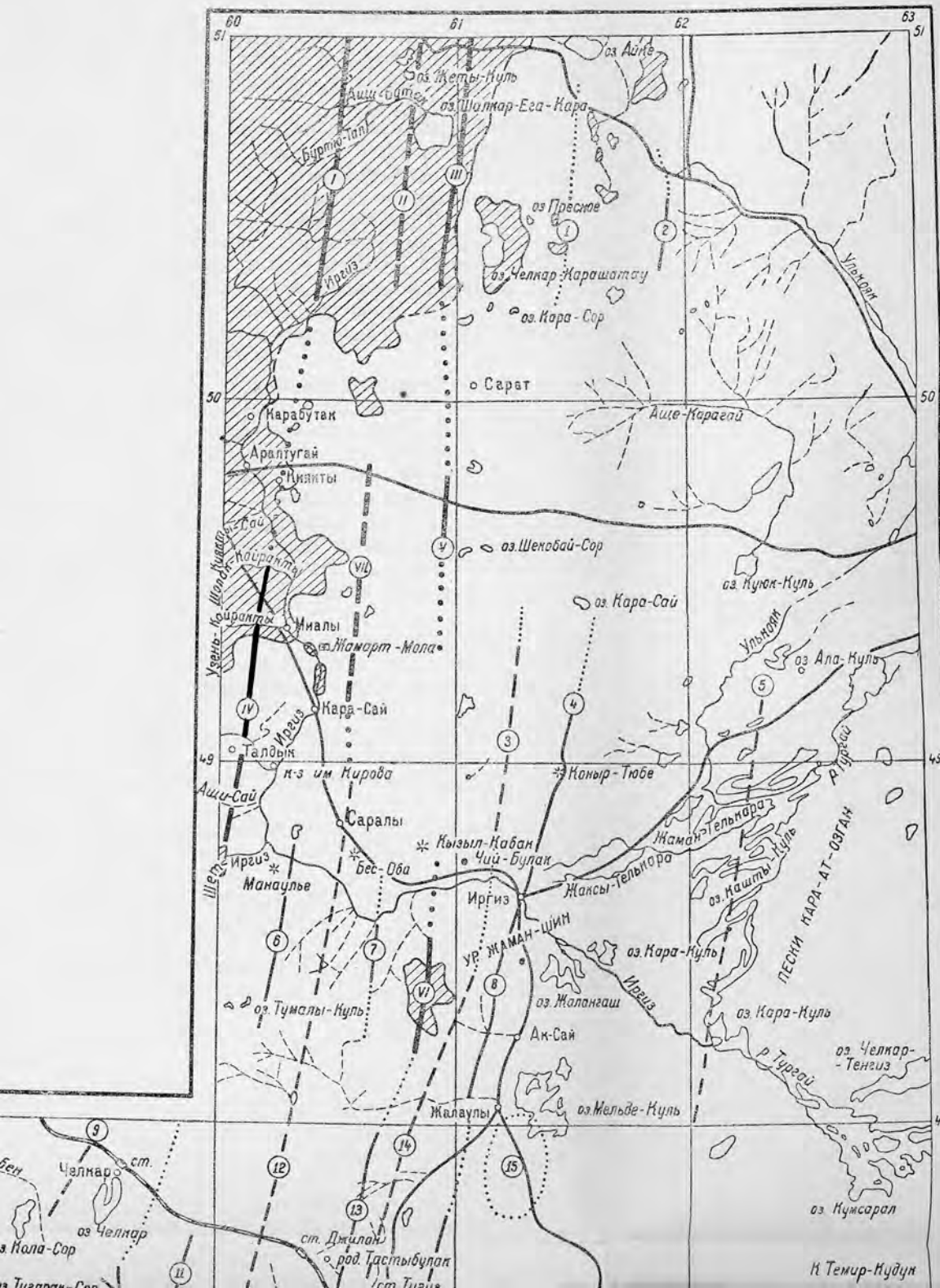




Рис. 5. Схема структур юго-западной части Тургайского прогиба и смежных районов Приаралья и Прииргизья

Структуры фундамента (докембрийские и палеозойские): *а*—простирания антиклинальных структур и их предп должения; *б*—простирания синклинальных структур и их предполагаемые продолжения; *в*—выходы на поверхность поро

Структуры покрова (мезо-и кайнозойские): *г*—простирания поднятий и их предполагаемые продолжения; *д*—прости и их предполагаемые продолжения; *е*—Иргизское поднятие

Главнейшие структуры фундамента (по данным Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Н. К. Овечкина): *I*—Тенельдыт наль; *II*—Теректинская синклиналь; *III*—Карашатауская антиклиналь; *IV*—Узень-Кайрактинская антиклиналь; *V*—Кналы-К линаль; *VI*—антиклиналь урочища Жаман-Шин; *VII*—Иргизская синклиналь

Главнейшие структуры покрова. *1*—предполагаемый прогиб покровных отложений (по данным Е. П. Бойцовой, Е. А. Овечкина); *2*—поднятие верховьев р. Жантай (по тем же данным); *3*—Калалы-Кольский прогиб; *4*—Коныр-Тюбинска *5*—Нижне-Тургайская синклиналь (по данным В. И. Самодурова, А. В. Сотникова, Э. Д. Джаводова и др.); *6*—Карачулакс линаль; *7*—Кайнар-Кольское поднятие; *8*—Космурунаское поднятие; *9*—Челкарская синклиналь; *10*—Жаксыбуташская бр *11*—Кособинская брахиантиклиналь; *12*—Джиланская синклиналь; *13*—Тасаранская антиклиналь; *14*—Тугузская синклин ское поднятие; *16*—антиклиналь Малых Барсуков; *17*—Чокусинская синклиналь

Примечание. Структуры 6, 9—17 приводятся по А. Л. Яншину (1953)



Схема структур юго-западной части Тургайского прогиба и смежных районов Приаралья и Северного Прииргизья

ы фундамента (докембрийские и палеозойские); *а*—простирания антиклинальных структур и их предполагаемые про-, *б*—простирания синклинальных структур и их предполагаемые продолжения; *в*—выходы на поверхность пород фундамента.

ы покрова (мезо-и кайнозойские): *г*—простирания поднятий и их предполагаемые продолжения; *д*—простирания прогибов и их предполагаемые продолжения; *е*—Иргизское поднятие

ие структуры фундамента (по данным Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Н. К. Овечкина): *I*—Тенельдытауская антикли-еректинская синклиналь; *III*—Карашатауская антиклиналь; *IV*—Узень-Кайрактинская антиклиналь; *V*—Кналы-Кульская антик-линаль; *VI*—антиклиналь урочища Жаман-Шин; *VII*—Иргизская синклиналь

ие структуры покрова. *1*—предполагаемый прогиб покровных отложений (по данным Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Н. К. *2*—поднятие верховьев р. Жантай (по тем же данным); *3*—Калалы-Кольский прогиб; *4*—Коныр-Тюбинская антиклиналь; Тургайская синклиналь (по данным В. И. Самодурова, А. В. Сотникова, Э. Д. Джаводова и др.); *6*—Карачулакская брахиантик-Кайнар-Кольское поднятие; *8*—Космурунаское поднятие; *9*—Челкарская синклиналь; *10*—Жаксыбуташская брахиантиклиналь; ская брахиантиклиналь; *12*—Джиланская синклиналь; *13*—Тасаранская антиклиналь; *14*—Тугузская синклиналь; *15*—Иргиз-ское поднятие; *16*—антиклиналь Малых Барсуков; *17*—Чокусинская синклиналь

Примечание. Структуры 6, 9—17 приводятся по А. Л. Яншину (1953)

1954), и поэтому здесь взгляды Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского будут изложены в самых общих чертах.

По мнению Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского, южная часть Тургайской низменности представляет собой очень пологую замкнутую мульду, вытянутую с юго-юго-запада на северо-северо-восток. На востоке она ограничена палеозоем Казахской складчатой страны, на севере — подземным Кустанайским, на западе—Каратауским и на юге—Улутауским подземными палеозойскими валами. Авторами отрицается соединение Тургайской впадины с Западно-Сибирской низменностью на севере, с Чуйской впадиной на юго-востоке, с Приаральем и Кызыл-Кумами — на юге и юго-западе.

Все породы, до верхнего олигоцена включительно, полого падают от краевых частей к центру впадины, вследствие чего в центральных ее частях выходят наиболее молодые — нижнемиоценовые породы, а по краям — мезозойские, главным образом меловые, осадки. Угол падения пород исчисляется минутами и реже десятками минут. Ось впадины постепенно погружается к юго-юго-западу. Палеозойские породы весьма постепенно уходят под более молодые осадки от краев к центру впадины. По речным долинам они прослеживаются на десятки километров вглубь сплошного развития поля третичных пород. Глубина залегания фундамента в осевой части впадины (наиболее глубокой по мнению Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского) 550—600 *м*.

Из такой трактовки структуры Тургайской впадины можно сделать два вывода: 1) поскольку палеозойский фундамент погружается от Казахской складчатой страны на запад весьма постепенно и залегает сравнительно неглубоко, то, следовательно, нет никаких оснований искать в краевых частях глубоких депрессий типа Кушмурунской или Байконурской, выполненных угленосными юрскими осадками, и 2) части впадины, удаленные от краев, повсюду должны иметь глубокое залегание фундамента, а потому, даже при наличии в них полезных ископаемых, они не будут представлять промышленного интереса. Первый вывод опровергнут практикой геолого-разведочных работ последних лет, а второй — является чрезвычайно спорным.

Нельзя согласиться и с представлениями авторов о строении третичного покрова Тургайского прогиба. Как полагал Б. А. Петрушевский, подземное продолжение южного, Каратауского вала являлось демаркационной линией между различно и тектонически и стратиграфически построенными районами Северного Приаралья и Тургайской впадины. Таким образом, этот вал явился, по мнению Б. А. Петрушевского, преградой для распространения третичной складчатости приаральского типа в Тургайскую низменность.

На самом же деле между меловыми и палеогеновыми осадками Тургайского прогиба и Северного Приаралья нет ни литологического, ни фаунистического различия. Восстанавливая, например, геологическую историю морских верхнемеловых осадков или историю палеогеновых морей (Тасаранского и Чеганского), мы убедились в том, что и в верхнем мелу и в палеогене обе области представляли собой единый бассейн. Трудно говорить из-за недостатка фактического материала об общности комплекса меловой фауны в обоих районах, однако для палеогеновой фауны она не вызывает сомнений.

Существенных различий в тектоническом строении рассматриваемых регионов также нет (рис. 5).

По тектоническому строению в исследованном районе можно выделить два участка: 1) участок сильно дислоцированных палеозойских пород в крайней западной части района и 2) участок очень слабо дислоцированных молодых отложений, развитых на всей остальной площади. Первый участок по своему характеру относится к структурам восточного склона Мугоджар. Второй сложенный рыхлыми третичными

и четвертичными осадками, относится к платформенным структурам юго-западной части Тургайского прогиба.

Тектоническая история палеозойского времени является чрезвычайно сложной. Распознавание этой сложной тектонической истории в исследованном районе сильно затрудняется чрезвычайно плохой обнаженностью и отсутствием хороших разрезов. Коренные выходы древних пород обнажаются обычно небольшими участками, а на остальной площади замаскированы третичными и четвертичными осадками. Контакты между различными свитами палеозоя почти нигде не вскрываются. Поэтому ниже будут даны только самые общие сведения о структурах района, которые требуют длительного и очень кропотливого изучения.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО И ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД

Наиболее характерной особенностью строения докембрийских и палеозойских отложений является в общем меридиональная направленность их структур. Все породы, наблюдающиеся здесь, имеют меридиональное простирание с небольшим отклонением (до 25—30°) к северо-северо-востоку или к северо-северо-западу.

Древнейшими в районе являются докембрийские структуры. Они претерпели длительную и сложную историю развития, в течение которой происходило наложение друг на друга различных тектонических фаз.

В пределах изученного района прослеживаются две докембрийские антиклинальные структуры, располагающиеся в его краевой западной и центральной частях. Первая из них приурочена к восточному крылу Мугоджарского антиклинория; она наблюдается в районе р. Шет-Иргиз, в верховьях балки Тюлю-Сай, в среднем течении рр. Узень- и Шолак-Кайракты. По названию р. Узень-Кайракты, в среднем течении которой она проявляется наиболее четко, мы будем называть ее Узень-Кайрактинской [1]. Здесь, повидимому, вскрывается только ее восточное крыло, причем по направлению к северу шарнир складки резко погружается и верхнепротерозойские метаморфические сланцы трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются более молодыми отложениями нижнего карбона. Аналогичное погружение происходит, по всей вероятности, и к югу от балки Ащи-Сай с последующим подъемом оси складки на широте р. Шет-Иргиз, где он проявляется выходами докембрия у меридиана 60° в. д. южнее р. Шет-Иргиз. В связи с общим погружением палеозойских отложений и отсутствием данных о строении фундамента, судить о его характере трудно.

Вторая — восточная антиклинальная структура фундамента фиксируется преимущественно по данным буровых скважин. Только в ее южной части наблюдаются выходы на поверхность докембрийских метаморфических сланцев и кварцитов в урочище Жаман-Шин. Судя по данным скважин Кналы-Кульской партии Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедиции (К. А. Коблов), ось восточной антиклинальной структуры располагается в пределах 61° меридиана. А. Г. Бер указывает на неглубокое залегание протерозойских метаморфических сланцев в пос. Сарат и у оз. Кыз немного восточнее указанного меридиана.

Севернее, в районе Верхнего Прииргизья, продолжением рассматриваемой структуры является, повидимому, Карашатауская антиклиналь, установленная в 1948 г. Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной и Н. К. Овечкиным. Следует заметить, что скважины, пробуренные Тургайской экспедицией ВСЕГЕИ в 1953 г. на простирании указанной структуры до глубины

[1] Южнее р. Шет-Иргиз продолжением описываемой антиклинали является третичная структура, названная А. Л. Яншиным Карачулакским поднятием.

106 и 118 *м*, из третичных отложений не вышли. Очевидно, севернее выходов палеозоя в урочище Жаман-Шин происходит погружение шарнира складки. Менее вероятно предполагать, что более глубокое положение древних толщ палеозоя связано с рельефом фундамента.

К югу от исследованного района на простирании рассмотренной Карашатауской антиклинали, прослеженной нами на расстоянии более 250 *км*, располагается Тасаранская антиклиналь (по А. Л. Яншину), представленная в ядре уже мезо-кайнозойскими отложениями. Подробнее ее строение описывается ниже.

Породы докембрия сложно дислоцированы, собраны в крутые складки, усложненные вторичной складчатостью, а последние — мелкой плойчатостью. Наблюдаются резкие кливажи разломов, кливажи течения и сланцеватость, отчетливо выделяющие эту толщу из всех остальных более молодых отложений.

Простирание пород преимущественно северо-северо-восточное от 15 до 30° и только как исключение встречаются породы, простирающиеся меридионально или в северо-северо-западном направлении (от 350 до 360°). Породы падают на восток и на запад под углами 60 до 90°; нередко породы поставлены на голову.

Проявления вулканизма в докембрии были весьма интенсивны. Несмотря на то, что докембрийские породы подверглись глубокому метаморфизму, их связь с первичными изверженными породами иногда проявляется совершенно отчетливо. Бластокатаклазиты и бластомилониты гранитов и диоритовые милониты являются в исследованном районе наиболее древними кислыми и средними интрузиями, а метагаббро и амфиболиты свидетельствуют о наличии в докембрии также основного интрузивного цикла.

В Прииргизском районе, восточнее меридионального течения р. Иргиз, намечается широкий синклинальный прогиб[1], прослеживающийся на восток по крайней мере до меридиана 60°45″ в. д. Западное крыло этой структуры сложено Прииргизской вулканогенно-осадочной полосой, где породы нижнего карбона выходят на поверхность. Восточнее, до указанного выше меридиана, эффузивы прослежены скважинами, пробуренными Западно-Казахстанской экспедицией Южно-Уральского геологического управления и Тургайской экспедицией ВСЕГЕИ. Общее простирание структуры — северо-северо-западное, близкое к меридиональному.

Породы нижнего карбона дислоцированы значительно слабее с преобладающим падением на восток под углами от 25 до 35°. Иногда среди эффузивов наблюдаются узкие тектонические зоны, в которых породы рассланцованы. Простирание зон сланцеватости близко к меридиональному; падение крутое под углами от 60 до 90°.

Характер соотношения нижнекарбоновых (визейских) отложений с подстилающими породами не везде ясен. В северной части исследованной площади, в районе устья р. Узень-Кайракты и севернее по р. Шолак-Кайракты, отложения нижнего карбона трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на метаморфических сланцах верхнего протерозоя простирающихся меридионально.

В течение нижнего карбона интенсивно проявлялся вулканизм: происходили колоссальные излияния диабазов и порфиритов, а также выбросы рыхлого пирокластического материала, послужившего материалом для образования туфов. Эффузивная деятельность связана с тектоническими движениями варисского орогенического цикла.

Характер метаморфизма отложений нижнего карбона резко отличается от характера метаморфизма толщ докембрия. В большинстве случаев породы этого возраста претерпели зеленокаменное изменение, связанное с процессами диагенеза и постмагматическими факторами. Излияния

[1] Мы будем называть его далее Иргизским.

диабазов и спилитов происходили на дне моря. Об этом свидетельствует миндалекаменный характер структуры, наличие шаровых лав, а также нахождение обильной морской фауны непосредственно в зеленокаменных туфах.

На эффузивный комплекс визе ложатся известняки визе-намюра. Между известняками и эффузивными породами в ряде мест (правый берег р. Иргиз ниже впадения в нее р. Узень-Кайракты, на водоразделе между рр. Карабутак и Ащи-Сай) наблюдаются зоны дробления с образованием тектонических брекчий. Угловатые обломки эффузивов разного размера сцементированы более пластичной массой гематитизированных розовых известняков.

Покровы кислых эффузивов с диабазово-спилитовой серией визе образуют, повидимому, единый складчатый комплекс. По всей вероятности, это образования одного эффузивного цикла, тем более, что несогласий между ними не наблюдалось.

Менее ясен характер девонских структур. Отложения франского яруса имеют крайне ограниченное распространение, обнажены очень плохо, разрезы их отсутствуют. Возможно, что грубообломочную пачку верхнего девона следует рассматривать как тектонический клин среди собранных в складки отложений нижнего карбона.

Выше было сказано об узких тектонических зонах среди эффузивной серии. Они наблюдаются в ряде мест по берегам р. Иргиз против устья р. Киякты-Сай, к югу от пос. Миалы и в районе могилы Жамарт-Мола. На наличие тектонических зон указывают сильное рассланцевание эффузивов, наличие многочисленных зеркал скольжения и микросбросы. Косвенным доказательством зон меридиональных разломов вдоль среднего течения р. Иргиз служит закономерное распределение большинства интрузий вдоль ее левого берега.

ТЕКТОНИКА ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде чем перейти непосредственно к описанию характера складчатости меловых и третичных отложений, следует обратить внимание на два момента:

а) В широком плане удается установить прямую унаследованность между палеозойскими и третичными структурами. Следует отметить, что для суждения по этому вопросу мы располагаем сравнительно ограниченным материалом. Подробнее характер связи между этими структурами рассматривается ниже.

б) Как уже указывалось, никакого различия в тектоническом строении Тургайского прогиба и Северного Приаралья нет. Наоборот, та тектоническая схема, которая намечена А. Л. Яншиным для Северного Приаралья, полностью применима и к Тургайскому прогибу, причем структуры, установленные этим исследователем в Приаралье, имеют свое непосредственное продолжение в изученном районе. Это позволяет нам использовать терминологию А. Л. Яншина для наименования главных молодых структур, выявленных при геологическом картировании в юго-западной части Тургайского прогиба, и сопоставить их с приаральскими структурами третичного возраста.

Для характеристики меловых структур мы располагаем отрывочными данными, основанными на материалах бурения, проведенного Тургайской экспедицией в 1953 г. Однако даже по этим данным уже совершенно отчетливо намечается унаследованность меловых структур. Об этом свидетельствует синклинальный прогиб меловых пород, наблюдаемый в 30 *км* восточнее меридионального течения р. Иргиз и совпадающий по простиранию с Иргизской синклиналью. Далее к востоку меловой прогиб сменяется антиклинальной зоной, фиксируемой между гг. Бес-Оба и Кызыл-Кабак. Она располагается на южном продолжении Карашатауской анти-

клинали, восточнее которой меловые структуры нам проследить не удалось, так как все скважины не выходили из третичных отложений.

Перейдем к рассмотрению тектоники третичных отложений.

В самой западной части изученного района проходит поднятие меридионального или северо-северо-восточного направления, названное А. Л. Яншиным Карачулакским [1]. Ось поднятия располагается, повидимому, западнее 60-го меридиана, и в пределы изученной площади входит только восточное крыло этой структуры. Существование ее доказывается пологим (до 2—3°) падением к востоку песчано-глинистых отложений саксаульской свиты в ряде обнажений к северу от почтовой станции Кызыл-Коль на дороге Иргиз-Челкар, данными геофизики (согласно которым на данной площади имеется неглубокое залегание палеозойского фундамента—до 150 *м*) и высоким залеганием саксаульских пород вдоль всей западной части района. Последние в крайней юго-западной части района всюду лежат на гипсометрических отметках не менее 260 *м*, а в 7 *км* к югу от оз. Тумалы-Коль они целиком слагают возвышенность с отметкой 286 *м*. Непосредственно к востоку от этой меридиональной полосы выходов пород саксаульской свиты на таких же и более низких гипсометрических отметках обнажаются зеленовато-серые чеганские глины и осадки континентального олигоцен-миоцена.

Севернее, в 12 *км* к западу от слияния р. Шет-Иргиз с р. Иргиз, в ядре того же поднятия выступают породы допалеозойского комплекса, развитые на ограниченной площади; западнее описываемого выхода породы докембрия быстро погружаются.

Ядро этой антиклинали сложено в основном песками саксаульской свиты. Характерно, что глинистые породы того же возраста занимают в полосе поднятия подчиненное значение.

А. Л. Яншин считает, что к югу от изученной нами площади описанное поднятие вскоре затухает, но «немного восточнее его возникает новое поднятие, ось которого пересекает линию железной дороги у разъезда Кос-Оба. Приблизительно в 30 *км* от линии железной дороги Кос-Обинская антиклиналь быстро затухает, но почти на этой же широте западнее ее (на меридиане Карачулакского поднятия) появляется новая четко выраженная антиклиналь, которая тянется уже непрерывно на протяжении 105 *км* до северного берега залива Тще-бас» (Яншин, стр. 70, 1953).

Восточнее Узень-Кайрактинской антиклинали располагается Иргизская синклиналь, продолжение которой к югу отчетливо выражено прогибом третичных пород. В Северном Приаралье продолжением этого прогиба является Джиланская синклиналь, описанная А. Л. Яншиным. О наличии ее можно судить только по сравнительно глубокому залеганию отложений чеганской свиты и континентальных третичных осадков и увеличенной мощности тасаранской свиты, достигающей здесь, почти в краевой части прогиба, не менее 100 *м* мощности. Скважина, заданная в 16 *км* к юго-востоку от колхоза имени Кирова на глубине 118 *м*, не вышла из тасаранских глин.

Следующее небольшое поднятие, которое должно, повидимому, проходить от оз. Кайнар по водоразделу между балками Сары-Сай и Талды-Сай, методами обычной геологической съемки установить не удалось. Можно только предполагать его существование по ряду косвенных геологических соображений — наличию выходов кварцитовидных песчаников в окрестностях оз. Кайнар и несколько более повышенному залеганию саксаульской свиты в западной части района. Не фиксируется визуально и прогиб к востоку от этого поднятия.

Восточнее располагается крупная антиклинальная структура, отчетливо выраженная выходами палеозоя в урочище Жаман-Шин и после-

[1] Предложенное А. Л. Яншиным название вряд ли приемлемо, так как возвышенности Кара-Чулак на картах масштаба 1 : 200 000 и крупнее нет. Поэтому лучше именовать это поднятие Узень-Кайрактинским, по имени палеозойской антиклинали, непосредственным продолжением которой к югу оно является.

дующим высоким залеганием верхнепротерозойских пород к северу от него (Карашатауская антиклиналь). Это поднятие имеет северо-северо-восточное или почти меридиональное простирание и отчетливо прослеживается от северных берегов Аральского моря, где она получила от А. Л. Яншина название Тасаранской антиклинали, пересекает Ташкентскую железную дорогу между станциями Тугуз и Джилан и прослеживается далее на север до описанного палеозойского мелкосопочника. А. Л. Яншин здесь и заканчивает эту структуру, полагая, что дальше к северу она резко погружается. Такое заключение, как мы видели выше, является ошибочным.

Восточнее Карашатауской антиклинали, примерно по меридиану грунтовой дороги Иргиз—Жабасак, располагается Калалыкольский прогиб, морфологически выраженный полосой мелких озер и соров, вытянутых цепочкой в меридиональном направлении. Контуры этой депрессии расплывчаты; в ядре ее выступают породы чеганской свиты и континентальные третичные отложения. Абсолютная высота залегания чеганской свиты здесь около 120 *м*.

Наконец, еще далее к востоку располагается Коныр-Тюбинское поднятие, описанное впервые группой геологов (В. И. Самодуров, А. В. Сотников и др.), производивших здесь исследования в 1951 г. Оно характеризуется необычайно высоким залеганием всех свит морского палеогена. В ядре его залегают породы тасаранской свиты, кровля которых, судя по разрезу скважины, пробуренной к югу от г. Коныр-Тюбе, располагается на абсолютной высоте более 100 *м*. Соответственно и чеганские глины лежат на саксаульских, палеонтологически охарактеризованных, песчаниках очень высоко (195 *м*). И к востоку и к западу от ядра антиклинали высота залегания морских палеогеновых отложений резко понижается.

Описываемое поднятие является, без сомнения, продолжением на север антиклинали Малых Барсуков, описанной А. Л. Яншиным. На юге исследованного района оно прослеживается в направлении, близком к меридиональному, от могилы Ак-Мола через г. Кос-Мурун и далее на северо-северо-восток к г. Коныр-Тюбе. В ядре его здесь выходят кварцитовидные песчаники саксаульской свиты, не обнажающиеся ни западнее, ни восточнее описываемого поднятия.

Севернее г. Коныр-Тюбе антиклиналь Малых Барсуков не прослежена; вероятно, продолжением ее будут нарушения, констатированные Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкиным в толще третичных отложений верховьев р. Жантай (правый приток р. Улькояк).

Восточнее Коныр-Тюбинского поднятия структуры нами не прослеживались. В. И. Самодуров и другие геологи, работавшие западнее оз. Челкар-Тенгиз в 1951 г., выделяют там Нижнетургайскую синклиналь и Челкар-Нуринскую антиклиналь. Далее к востоку до Казахского нагорья следует ряд меридиональных антиклинальных и синклинальных складок, чередующихся между собой.

Таким образом, все описанные молодые (третичные) поднятия и прогибы выражены довольно отчетливо и прослеживаются далеко за пределами исследованного района, где они фиксируются рядом геологов. Следовательно, представлять себе Тургайский прогиб в виде пологой замкнутой мульды с абсолютно горизонтальным залеганием слоев будет совершенно неправильным. Такой взгляд на структуру этого региона может лишь затормозить дальнейшее изучение отдельных частей этого перспективного края и дезориентировать геологов в практической работе.

Конечно, все изложенное о структурах юго-западной части Тургайского прогиба имеет схематический характер и основывается на том небольшом фактическом материале, который имелся в нашем распоряжении. Нет сомнения в том, что при дальнейших, более детальных исследованиях, будут получены новые данные о строении этого чрезвычайно интересного района.

VII. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В данной главе из-за скудости сведений не рассматривается история геологического развития исследованного района в докембрии и палеозое. Можно только сказать, что до триаса и нижней юры Тургайский прогиб по своему геотектоническому режиму не отличался, повидимому, от Мугоджар и западной части Казахского нагорья. В триасе Уральская горная область соединялась с палеозойскими массивами Центрального Казахстана, причем на всей этой обширной площади происходила пенепленизация страны с образованием мощных толщ коры выветривания.

В начале юры начался общий прогиб Тургайской низменности и более интенсивное опускание отдельных ее участков. Депрессии фундамента заполнялись терригенным материалом. Накопление происходило в озерах, руслах и поймах рек и болотах, приуроченных к зонам прогибов. В долинах рек и по берегам озер была пышно развита растительность, представленная гинкговыми, древними хвойными древесными породами, а также различными древовидными папоротниками. Депрессии во время накопления осадков испытывали, повидимому, постепенное погружение, в результате чего в них формировались мощные толщи глин и песков с многочисленными пачками углей.

В нижнемеловое время продолжается общее погружение Тургайской впадины. На значительных площадях, приуроченных не только к депрессиям, продолжается накопление осадков.

В настоящее время отложения этого возраста известны только на отдельных участках Тургайского прогиба (юго-западная, северо-западная, северная и восточная его части), что объясняется, с одной стороны, слабой изученностью всей площади Тургайского прогиба, а с другой — последующим размывом их водами верхнемеловой трансгрессии.

Наиболее интенсивное накопление осадков происходило, повидимому, в апт-альбское время, когда вдоль восточного склона Мугоджар были развиты неглубокие озера, в которых отлагались гумусированные, каолиновые и бокситовые глины, а местами и бокситы. Основным материалом для формирования этой толщи послужили глины коры выветривания. В нижнемеловое время здесь была развита пышная древесная растительность, состоящая из древовидных папоротников, различных кедров и сосен, подокарпусов, гинкго, секвой и т. д. В конце этой эпохи впервые появляются покрытосеменные (платаны, каштаны, бобовые и др.), однако расселяются они очень неравномерно, что объясняется, повидимому, своеобразными физико-географическими условиями.

В течение всей нижнемеловой эпохи происходили неоднократные, но незначительные тектонические движения, что отразилось на характере образования осадков; отдельные периоды размыва сменялись периодами интенсивного накопления материала.

В начале верхнемеловой эпохи Тургайская впадина продолжала прогибаться, причем с юго-запада наступила морская трансгрессия; в то же время области сноса (Мугоджары и Южный Урал), возможно, испытали поднятия. В сеномане морской режим установился на юге Чушка-

кульской антиклинали и на п-ове Куланды. В юго-западной части Тургайского прогиба были развиты речные долины с широкими дельтами у впадения в южное море. Здесь накапливался преимущественно грубый песчанистый материал.

Состав растительности в сеноманское время, сравнительно с аптальбским временем, несколько изменился. Хотя древовидные папоротники и хвойные занимают попрежнему еще господствующее положение, но роль покрытосеменных растений, особенно платанов, значительно возрастает.

В туронский век интенсивность прогибания Арало-Тургайской страны еще более увеличивается, вследствие чего Тургайский прогиб заливается морем, возможно, соединявшимся с Туронским морем Западно-Сибирской низменности. Определить границы Туронского моря в пределах юго-западной части Тургайского прогиба ввиду ограниченности материала трудно. Повидимому, они были сложными, так как на территории Северного Приаралья имеются и континентальные осадки туронского возраста.

Пышная растительность, развитая по берегам Туронского моря, отличается значительно большим разнообразием, чем в более древние эпохи. Среди покрытосеменных, кроме платанов и каштанов, появляются миртовые, каштано-дубы и др. Климат был жаркий и влажный, что доказывается данными спорово-пыльцевого анализа и характерным для теплых морей минеральным составом глин.

В конце верхнемеловой эпохи морская трансгрессия достигла максимальных размеров. В кампан-маастрихте вся территория Тургайского прогиба и Северного Приаралья была покрыта морем, соединявшимся с морскими бассейнами Западной Сибири и Средней Азии, и только в датское время морской бассейн значительно сократился по площади и обмелел, а температура воды в бассейне, повидимому, понизилась.

В палеоценовое время окраинные, а возможно и центральная, части Тургайского прогиба начали подниматься, что вызвало сильнейший размыв верхнемеловых морских осадков; в частности, отложения датского яруса были размыты почти полностью. Во многих местах, особенно в краевых частях прогиба, подвергались размыву и осадки маастрихта.

В нижнеэоценовое время снова, повидимому, начинается общее постепенное погружение Тургайской впадины. Покрывалась ли она морем в этот период — сказать пока трудно; во всяком случае если это и было, то море имело ограниченное распространение.

В среднеэоценовое время палеогеновая трансгрессия достигает огромных размеров, причем морем покрываются колоссальные пространства Тургайской низменности, Северного Приаралья, западного и восточного склона Мугоджар и т. д. На севере бассейн соединялся с эоценовым морем Западной Сибири, на юго-востоке — со среднеазиатским, повидимому, Сузак-Алайским бассейном. Различный литологический состав осадков (песчаные фации в краевой части и глинистые — в центральной) указывает на наличие широкой прибрежной полосы вдоль восточного склона Мугоджарских гор. Состав макро- и микрофауны говорит о нормальной солености бассейна.

Растительность, развитая по берегам Тасаранского моря, состояла преимущественно из вечнозеленых растений, главным образом каштанов (каштано-дубов?). Климат был жаркий и влажный, субтропический или близкий к нему.

В верхнеэоценовое время палеогеновое море значительно сократилось, причем, повидимому, прервалась связь Тургайского бассейна с Западно-Сибирским, что объясняется поднятиями периферических частей прогиба и воздыманием шарниров складок в районе Кустанайского вала. В западной части Тургайского прогиба происходил размыв более древних, преимущественно среднеэоценовых осадков и толщ коры выветривания, а на отдельных участках накопление континентальных квар-

цевых песков, частично сцементированных впоследствии в песчаники. Береговая линия неоднократно менялась, что подтверждается чередованием в некоторых разрезах морских и континентальных осадков.

Характер растительности по сравнению с Тасаранским временем несколько изменился. В эту эпоху господствовала узколистная флора ксерофитного типа, состоявшая из различных миртовых, пальм, вечнозеленых дубов и т. д. Наряду с вечнозелеными растениями были распространены и широколиственные породы. Климат был жаркий и сухой с периодами сильного увлажнения (средиземноморского типа).

Во второй половине верхнеэоценового времени границы палеогенового моря снова значительно расширяются, причем в конце верхнего эоцена трансгрессия, как и везде на территории СССР, достигает своего максимума. Восстанавливается соединение Арало-Тургайского бассейна с Западно-Сибирским, а также с бассейнами Европейской части СССР, Кавказа и Ферганы. Тем не менее глубина бассейна остается незначительной и нигде не превышает, повидимому, 200 *м*. Соленость бассейна была нормальной, с некоторым опреснением в нижнеолигоценовое время, когда границы бассейна снова резко сократились и море отступило на юго-запад, образовав бассейн, примерно равный современному Аральскому морю. Заметим попутно, что в нижнем олигоцене окончательно прервалась связь Чеганского моря с Западно-Сибирским и Ферганским. На севере Тургайского прогиба от некогда обширного бассейна остаются лишь озера и лагуны.

Состав растительности, развитой по берегам Чеганского моря, по сравнению с более древними эпохами, значительно изменился. Среди покрытосеменных здесь господствуют широколиственные древесные породы (орех, лапина, граб, дуб и т. д.), а вечнозеленые (миртовые, магнолии, сумах, падуб) встречаются в незначительном количестве. Климат был теплый, влажный, близкий к субтропическому.

В среднеолигоценовое время Тургайский прогиб представлял собой морскую аккумулятивную равнину с большим количеством озер, лагун и широких речных долин, в которых происходило накопление слюдистых и известковистых песков и в меньшей степени — глин и алевритов. В отдельных участках долин создавались условия, благоприятные для образования оолитовых бурых железняков. Размыв описываемой равнины происходил неравномерно; наиболее интенсивно он шел, повидимому, в западной части Тургайского прогиба и в Северном Приаралье.

О характере климата и растительности этого времени для юго-западной части Тургайской низменности у нас нет данных. Если же учесть палеонтологические данные для одновозрастных осадков, развитых в юго-восточной части рассматриваемого региона, то можно сказать следующее.

В среднем олигоцене на территории Тургайского прогиба была развита пышная растительность. На водоразделах были распространены леса из различных дубов, орехов и других древесных пород. Подлесок был представлен вечнозелеными циннамомами, лаврами, сассафрасом, лещиной и прочими растениями. В долинах широким развитием пользовались заросли ликвидамбара, болотного кипариса, возможно, ольхи. В лесах обитали крупные растительноядные животные, такие, как индрикотерий, гигантский носорог, антракотерий и другие млекопитающие. Климат был влажным и жарким.

В верхнеолигоценовое время после размыва среднеолигоценовых и более древних осадков происходила интенсивная, преобладающая над эрозией, аккумуляция осадков, что связано, видимо, с небольшой трансгрессией моря в Приаралье. Почти на всей площади Тургайского прогиба в это время в широких долинах, озерах и болотах происходило накопление главным образом глинистых и алевритовых осадков с довольно мощными прослоями лигнитов. Растительные ассоциации на водоразделах были представлены хвойно-широколиственными лесами.

На болотах и в заболоченных долинах существовали заросли болотного кипариса, на более возвышенных участках развивались кедровники. По берегам водоемов широким распространением пользовались заросли ольхи. Вечнозеленые растения встречались редко. Климат был жаркий и влажный, но более умеренный, чем климат среднеолигоценового времени.

В конце верхнеолигоценового времени намечается некоторое похолодание климата и возможно общее уменьшение влажности. В конце палеогена, в результате интенсивной аккумуляции осадков, страна была почти полностью выравнена и представляла собой аккумулятивную равнину. На границе олигоценового и миоценового времени по всей территории Тургайского прогиба произошли значительные поднятия и новый эрозионный врез. Поднятия происходили неравномерно: наиболее интенсивно они шли в западной части Тургайской низменности, вероятно, в связи с воздыманием Мугоджар и Южного Урала, и менее интенсивно — в восточной ее части.

В первой половине нижнемиоценового времени в западной части Тургайского прогиба шло накопление несортированного песчано-обломочного материала, сносившегося с Мугоджар и Южного Урала пролювиальными потоками.

Состав растительности по сравнению с предыдущим веком несколько изменился. В это время были распространены леса, состоявшие из широколиственных листопадных пород (орехи, лапина, гикори, дубы, ликвидамбар и т. д. с примесью различных сосен). Хорошо был развит травянистый покров, в котором значительное участие принимали однодольные (злаки) и двудольные растения (лютиковые, крестоцветные, розоцветные, маревые и др.).

Климат был влажным и теплым, умеренным, благоприятствовавшим развитию мощных широколиственных лесов.

В конце нижнемиоценового времени произошли, повидимому, резкие изменения физико-географических условий, в том числе и климата. На территории Северного Приаралья, всего Тургайского прогиба и юга Западно-Сибирской низменности были развиты большие солоноватоводные бассейны, может быть, типа современного Аральского моря, в которых почти повсеместно происходило накопление зеленых гипсоносных глин с мергелями (аральские слои), продолжавшееся, повидимому, и в среднем миоцене. Анализируя литологические и палеонтологические особенности данных осадков, можно заключить, что климат этого времени стал более континентальным. Растительность была представлена лесными и степными формациями, значительно обедненными по сравнению с растительностью нижней части нижнемиоценового времени.

В конце миоценового, начале плиоценового времени образовалась гидрографическая сеть, очертания которой в значительной степени были сходны с современными. В плиоцене, повидимому, существовали уже долины всех наиболее крупных рек (Иргиз, Шет-Иргиз, Тургай, озерная впадина Челкар-Нура и др.). В долинах рек и озерах, приуроченных к долинам, происходило накопление аллювиальных и озерных осадков. Климат в плиоцене стал еще более континентальным и был близок к современному.

VIII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая работа является первой сводкой по геологии Тургайского прогиба, вследствие чего в ней есть целый ряд неясных и спорных вопросов, требующих дальнейшего изучения. Это в первую очередь касается глубинного строения Тургайского прогиба, центральная и южная части которого с этой точки зрения исследованы недостаточно. Большие и очень детальные работы по изучению поверхностных осадков Тургайской впадины, результаты которых отражены в многочисленных статьях В. В. Лаврова, Е. И. Соболевой, В. С. Бажанова и ряда других геологов, чрезвычайно интересны. Однако этими работами не вскрыты главные особенности геологического строения этого чрезвычайно перспективного региона. Между тем имеются все основания сказать, что не только северная, но также центральная и южная части Тургайского прогиба, особенно в его краевых частях, являются чрезвычайно интересными по наличию полезных ископаемых. Для выявления минеральных богатств Тургайской низменности и изучения ее геологического строения необходимо разбурить ряд профилей с опорными скважинами от Оренбургской железной дороги на юге до 53° с. ш. на севере, причем краевые участки следует разбурить более детально. Бурение обязательно должно сопровождаться комплексными геофизическими исследованиями в достаточном объеме.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-Клыч на Аральском море. Ежег. Всер. палеонт. об-ва, т. XI, 1937.

Алексеев А. К. Среднеэоценовая фауна моллюсков из песчаников Северного Приаралья. Ежег. Всер. палеонт. об-ва, т. XII (1936—1939), 1945.

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937.

Баярунас М. В. Экскурсия для раскопок остатков млекопитающих в Тургайской области. Журнал «Природа», № 4, 1917.

Баярунас М. В. К геологии Тургайского района Казахстана. Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР, т. V, 1936.

Беляева Е. И. Каталог месторождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XV, вып. 3, 1948.

Бер А. Г., Бойцова Е. П., Боровиков Л. И. и Овечкин Н. К. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу М-41 (Тургай), Госгеолиздат, 1947.

Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Научные результаты Аральской экспедиции. Изв. Турк. отд. Русс. Геогр. об-ва, т. V, вып. 9, 1908.

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. И., Коржинский Д. С., Левицкий О. Д., Николаев В. А. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.

Бирюков М. Д. Новый гигантский носорог — пристинотерий и его стратиграфическое значение. Автореферат канд. диссерт. АН Каз. ССР, Ин-т зоологии, 1953.

Богачев В. В. Краткий очерк месторождений медных руд, бурого угля, селенита и пр. в Тургайской области. Горн. журнал, т. 1, № 3, 1889.

Богачев В. В. Очерк третичных отложений Северного Приаралья. Изв. Геол. Ком., т. XXVIII, № 2, 1909.

Богачев Г. В. Бурые угли Киргизской степи Приаральского района. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 27, 1932.

Бойцова Е. П., Покровская И. М. Материалы по стратиграфии континентальных олигоценовых и миоценовых отложений Тургайской впадины. Материалы по палинологии и стратиграфии. Госгеолтехиздат, 1954.

Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 145, сер. геол. (№ 61), 1953.

Борисов А. А. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол. № 13, 1944.

Борисяк А. А. Об индрикотерии. Геол. Вестник, № 3, 1915.

Борисяк А. А. О нижней челюсти маленького носорога из индрикотериевых слоев Тургайской области. Изв. Росс. АН, VI серия, т. XV, № 1—18, 1921 (1923).

Борисяк А. А. Реконструкция индрикотерия. Изв. Росс. АН, VI серия, т. XVII, № 1—18, 1923 (1924).

Борисяк А. А. Новые материалы по подсемейству Indricotherinae Boris. (Beluchitherinae Osb.). Изв. Росс. АН, 1924.

Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих СССР. Киргизгосиздат, 1943.

Борсук М. О. К изучению Тургайской третичной флоры. Тр. ЦНИГРИ, т. VIII, № 1, 37-А, 1935.

Бурцев Д. Н. Об открытии бокситов и пород проблематического возраста в Тургайской впадине. Пробл. сов. геол., № 1, 1938.

Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. Пробл. сов. геол., т. VII, № 8, 1937.

Быков Г. Е. Геологический очерк бассейна оз. Убоган. Мат. геол. и пол. ископ. Казахстана, вып. 2. Госгеолиздат, 1941.

Вахрамеев В. А. и Яншин А. Л. Палеозой в Северном Приаралье. ДАН СССР, нов. сер., т. XXX, № 9, 1941.

Вахрамеев В. А. Находка нижнемеловых покрытосеменных растений в Западном Казахстане. Бюлл. МОИП, отд. биол., т. LI, вып. 3, 1946.

Вахрамеев В. А. Роль геологической обстановки в распространении покрытосеменных флор в меловое время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 6, 1947.

Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Вахрамеев В. А. Континентальные и солоноватоводные отложения Северного Приаралья и северных чинков Устюрта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949.

Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. Госгеолиздат, 1952.

Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины. Тр. ВНИИМС, т. IV, вып. 151, 1939.

Викулова М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. Госгеолиздат, 1952.

Волков А. Н. О мезозое северной части Тургайской впадины. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 11, 1949.

Волкова М. С. К стратиграфии третичных отложений северо-восточной части Тургайской низменности. Мат. геол. и пол. ископ. Казахстана, вып. 10, Алма-Ата, 1939.

Вялов О. С. О некоторых третичных устрицах из группы *Ostrea plicata* Sol. Изв. Геол. Ком., т. 48, № 9, 1929.

Вялов О. С. Описание третичных пелеципод из некоторых мест Тургайской области. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 3, 1930.

Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте. Изв. Геол. Ком., т. 49, № 4, 1930.

Вялов О. С. Возраст корбулевых слоев Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX, вып. 3—4, 1945.

Гельмерсен Г. П. Очерк геологии и физической географии Арало-Каспийской низменности. Горн. журнал, т. IV, 1879.

Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Изд. Каз. фил. АН СССР, 1943.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологического анализа небольшого района. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., т. X, № 2, 1946.

Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. Вопр. географ., сб. 1, ОГИЗ, 1946.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. ИГН, петр. сер., вып. 71, 1946.

Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ Тургайской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1939.

Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. Мат. по геол. Центр. Казахстана, изд. АН СССР, 1940.

Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 108, геол. серия (№ 36), 1950.

Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 141, сер. геол. (№ 58), 1953.

Зауер В. В. Род Cedrus и история его развития по данным спорово-пыльцевого анализа. Автореферат кандид. диссерт. ГИН АН СССР. Л., 1954.

Зунтуриди И. Г. Гидрогеологическое обследование района нижнего течения рр. Иргиза и Тургая Иргизского уезда Тургайской области. Изв. Оренб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 23, 1912 г., Оренбург 1912.

Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап.-Уральск. о-ва естествоисп., т. VII, вып. 3, 1883.

Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в центральной части Тургайского уезда в 1912 г. Изд. Отд. зем. улучш., 1913.

Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргизского уезда в 1913 г. Изд. Отд. зем. улучш., 1914.

Кассин Н. Г. Заметка о нижнетретичных отложениях Тургайского уезда. Зап. Горн. ин-та, т. V, вып. I—II, СПб, 1914.

Кассин Н. Г. О мощности третичных отложений в Тургайском проливе Зюсса. Вест. Геол. Ком., № 3, 1925 (прилож. к т. 44 Изв. Геол. Ком.).

Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк Северо-Восточного Казахстана. Тр. ВГРО, вып. 165, 1931.

Кассин Н. Г. Проявление вулканизма в Северном Казахстане. Изв. ВГРО, вып. 83, 1931.

Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., т. II, № 6, 1934.

Кассин Н. Г. Металлогенические циклы Казахстана. Пробл. сов. геол., т. V, № 2, 1935.

Кассин Н. Г. О древних долинах в Центральном Казахстане. Пробл. сов. геол., т. VI, № 1, 1936.

Кассин Н. Г. К характеристике четвертичных отложений Казахстана. Пробл. сов. геол., т. V, № 2, 1936.

Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Ин-т геол. наук АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1947.

Козырев А. А. Краткий гидрогеологической очерк Казахстана. Матер. особ. ком. по иссл. союзн. и авт. респ., вып. 4, сер. Казахстанская, изд. АН, 1927.

Корнилова В. С. и Лавров В. В. О находках третичной ксерофитной флоры в Тургае и ее стратиграфическом положении. Вест. АН Каз. ССР, № 5, 1949.

Корнилова В. С. Новые данные к флоре индрикотериевых слоев Тургая. Изв. АН КазССР, № 98, сер. бот., вып. 5, 1950.

Корнилова В. С. Новые материалы к третичной флоре Тургая. Вестн. АН КазССР, № 12 (69), 1950.

Корнилова В. С. Водяной папоротник *Azolla* в отложениях чеганской свиты. ДАН СССР, т. XCIII, № 1, 1953.

Криштофович А. Н. и Палибин И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской области. Изв. АН, сер. VI, т. IX, 1915.

Криштофович А. Н. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Главн. ботан. сада СССР, т. 49, вып. 3—4, 1930.

Криштофович А. Н. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии. Изд. АН, т. IV, матер. компл. экон. иссл., вып. 26, 1930.

Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Изд. АН Каз. ССР, 1948.

Лавров В. В. и Бажанов В. С. Новое захоронение среднетретичной континентальной фауны в Центральном Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 7, 1948.

Лавров В. В. и Соболева Е. И. Некоторые итоги изучения континентальных третичных толщ Тургайской впадины. Вест. АН КазССР, № 12, 1948.

Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген—неогена Тургайской впадины. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 11, 1949.

Лавров В. В. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири. Вестн. Акад. Наук КазССР, № 1 (70), 1951.

Лавров В. В. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины. Изв. АН КазССР, № 114, сер. геол., вып. 14, 1951.

Лавров В. В. Новые находки остатков третичной фауны позвоночных в Северном Приаралье. Вестн. АН КазССР, № 2 (83), 1952.

Лавров В. В. Кислые грунтовые воды из индрикотериевой свиты Казахстана. Вестн. АН КазССР, № 3, 1952.

Лавров В. В., Шлыгин Е. Д. и др. Параллелизация третичных отложений равнинных и горных областей Казахстана. Вестн. АН КазССР, № 8, 1952.

Лавров В. В. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургая и юга Западной Сибири. Вестн. АН КазССР, № 6, 1953.

Лавров В. В. Морфогенетическая классификация олигоценовых оолитовых железняков континентально-долинного типа. Вестн. АН КазССР, № 9, 1953.

Левина С. Д. Вещественный состав природно-легированных железных руд Аккермановского месторождения на Южном Урале. Тр. МГРИ им. Орджоникидзе, т. XXIII, 1948.

Липман Р. Х. Радиолярии эоцена Кызыл-Кумов. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 1, 1950.

Липман Р. Х. Материалы к изучению радиолярий палеогена западных районов Средней Азии. Ежег. Всес. палеонт. об-ва, т. XIV, 1953.

Михайловский Г. П. О некоторых новых и редких раковинах из третичных отложений Северного побережья Аральского моря. Протоколы общ. ест. при Юрьевском ун-те, т. XXI, вып. 1—2, 1912.

Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Кара-Тау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. Пробл. сов. геол., т. VI, № 12, 1936.

Мчедлишвили П. А. К вопросу биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана (диссертация). Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1948.

Мчедлишвили П. А. О тургайской флоре Казахстана. ДАН СССР, нов. сер., т. LXVI, № 3, 1949.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в Кайнозойскую эру. Изв. Геол. ком., т. 47, № 2, 1928.

Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 141, геол. сер. (№ 58), 1953.

Овечкин Н. К. Среднепалеогеновые отложения Тургайской впадины и Северного Приаралья (автореферат диссертации). Изд. ВСЕГЕИ, 1951.

Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. Сб. ВСЕГЕИ, Палеонтология и стратиграфия, вып. 1, Госгеолиздат, 1952.

Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.

Орлов Ю. А. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны. Изв. ГГРУ, т. 49, № 10, 1930.

Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане. Природа, № 9, 1937.

Палибин И. В. Заметки о третичных растениях Киргизской степи. Изв. геол. ком., т. XXIII, № 4, № 92, 1904.

Палибин И. В. Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР, 1936.

Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. Бюлл. МОИП, т. XI, № 3, 1933.

Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.

Пояркова А. И. Флора индрикотериевых слоев Центрального Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. II, 1932.

Пригоровский М. М. О некоторых осадочных толщах к западу и востоку от Мугоджарских гор. Изв. Геол. Ком., т. XXXI, № 8, 1912.

Пригоровский М. М. Краткий геологической очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи. Изв. Геол. Ком., т. XXXIII, № 8, 1914.

Пригоровский М. М. Несколько данных о континентальных третичных отложениях Тургайской области. Изв. Росс. Ак. Наук, сер. VI, т. IX, № 12, 1915.

Пригоровский М. М. К геологии западной части Киргизских степей. Геол. вестн., т. IV, № 1—6, 1921.

Пригоровский М. М. Геология, условия угленосности и водоносности Тургайского пролива Зюсса. Пробл. сов. геол., т. V, № 2, 1935.

Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края. СПб, т. I—III, 1878, 1884, 1890.

Рухин Л. Б. Описание некоторых новых и редких видов моллюсков из Приаральского палеогена. Учен. зап. ЛГУ, т. 1, сер. ГПГ, вып. 1, 1935.

Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении северо-восточного Приаралья. Зап. Всес. минер. об-ва, 2 сер., ч. 66, № 1, 1937.

Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения Южной России. Тр. Геол. Ком., т. IX, вып. 2, 1893.

Соколов Н. А. Фауна моллюсков Мандриковки. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 18, 1905.

Точилин М. С. О первичном происхождении оолитового гидрогетита среди сидерито-шамозитовых руд. ДАН СССР, новая серия, т. LXXXVII, № 2, 1952.

Успехи геологического изучения Казахстана за 25 лет. Изв. Казахск. фил. АН, сер. геол., вып. 6—7 (20), 1945.

Формозова Л. Н. Пути освоения глауконитовых песков Актюбинской области. Вестн. Каз. фил. АН СССР, № 1 (4), 1945.

Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV (4), 1949.

Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. Тр. ИГН АН СССР, вып. 112, сер. геол., № 38, 1949.

Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 2, 1935.

Чумаков А. А. Материалы по петрографии Южных Мугоджар. Уч. Зап. ЛГУ, ч. I и II, № 21, 34, 1939.

Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. Тр. ИГН АН СССР, вып. 32, сер. геол. (№ 9), 1940.

Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Москв. об-во испыт. пр., 1953.

Abich H. W. Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russland. T. I. Tertiär Versteinerungen aus der Umgebung des Aralsees. Mém. de l'Acad. d. Sciences de St. Petersb., VI ser., Sc. mathém. et phys., t. VII(IX), 1858.

Луковић М. Т. Еоценска фауна молусака из области измену Аральского и Челкарского језера и њен значај. Спомен. Српска Краљев. Акад., т. LXIII, Први разред, 12, Београд, 1924.

Lukovic M. T. The Eocene molluscan fauna from the area between the Aral Sea and Lake Chalkar and its importance. Ann. géol. Pennins Balkan, t. VIII, fasc. 2. Beograd, 1926.

Nöschel A. Bemerkungen über die naturhistorischen, insbesondere die geognostisch-hydrographischen Verhältnisse der Steppe zwischen den Flussen Or und Turgai, Kumak and Syr-Darja. Mit einem Vorwort und Bemerkungen von G. Helmersen. Beitrage z. Kenntn. Russ. Reiches, Bd. XVIII, 1856.

Trautschold H. A. Ueber Petrefacten vom. Aralsee. Bull. Soc. Natur. Moscou, t. XXXII, N 2, 1859.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

I. Введение. *Н. К. Овечкин* 3
II. Краткий физико-географический очерк. *Н. К. Овечкин* 6
III. История изучения Тургайского прогиба. *Н. К. Овечкин* 11
IV. Стратиграфия. *Е. А. Мазина* 21
Докембрий 22
Нижний протерозой (?) 22
Верхний протерозой 27
Палеозой 32
Верхний девон 32
Нижний карбон 34
Диабазо-спилитовый комплекс (верхи визе) 34
Покровы кислых эффузивов (визе?) 38
Морские осадочные породы (визе—намюр) 41
Интрузивные породы 43
Изменения вмещающих пород под влиянием интрузий 47
Мезозойские отложения. *Е. П. Бойцова* и *Б. М. Михайлов* 50
Нижняя юра (глины коры выветривания) 50
Меловые отложения 54
Нижний мел (апт—альб) 54
Верхний мел 65
а) Сеноман 65
б) Турон — нижний сенон 69
в) Верхний сенон 73
г) Датский ярус 75
Третичные отложения. *Е. П. Бойцова* и *Н. К. Овечкин* 77
Морские третичные осадки 77
Средний эоцен (тасаранская свита) 77
Верхний эоцен (саксаульская свита) 95
Верхний эоцен — нижний олигоцен (чеганская свита) 104
Континентальные третичные осадки 111
Средний олигоцен 111
Верхний олигоцен 113
Нижний миоцен 117
Нижний — средний миоцен (аральские слои) 119
Плиоцен 121
Четвертичные отложения 123
V. Результаты минералого-петрографического исследования глинистых фракций некоторых типов пород мезозойского и кайнозойского возраста *Б. М. Михайлов* 126
VI. Основные сведения о тектонике района. *Н. К. Овечкин* 140
VII. Некоторые данные по истории геологического развития. *Е. П. Бойцова* и *Н. К. Овечкин* 147
VIII. Заключение 151
Литература 152

Редактор издательства *С. М. Россова* Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *А. Н. Шеманова*

Сдано в набор 28/II 1955 г. Подписано к печати 11/V 1955 г.
Формат бумаги 70×108 1/16. Печ. л. 13,36 Бум. л. 5,38 Уч.-изд. л. 14,74
Т 03637 Тираж 1500 экз. Заказ № 405 Цена 10 р. 35 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата