

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗССР

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Улутау-Кокчетавская

Лист L-42-I

Объяснительная записка

Составители: В. М. Добрынин, А. Л. Книппер, Н. А. Штрейс
Редактор Л. И. Боровиков

+ 8049

СЛ 2253



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Докембрийские образования	—
Кембрийская система	20
Ордовикская система	23
Девонская система	25
Каменноугольная система	—
Пермская система	30
Юрская система	31
Палеогеновая система	—
Неогеновая система	33
Четвертичная система	—
Интрузивные образования	34
Тектоника	39
Геоморфология	46
Полезные ископаемые	48
Подземные воды	55
Литература	57

Редактор издательства *Г. А. Израилева*
 Технический редактор *В. В. Романова*
 Корректор *Т. М. Хомутова*

Подписано к печати 21/III 1968 г.
 Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 4,25 Уч.-изд. л. 7,2
 Тираж 100 экз. Заказ № 0346

Издательство «Недра»
 Ленинградская картфабрика ВАГТ

ВВЕДЕНИЕ

Описываемая территория в административном отношении входит в Джезказганский район Карагандинской области КазССР и является составной частью экономически важного Джезказган-Улутауского района; она ограничена координатами: 47° 20' — 48° 00' с. ш. и 66° 00' — 67° 00' в. д.

В географическом отношении исследованный район представляет собой южные отроги гор Улутау. Рельеф его относится к типичному мелкосопочнику. Общее понижение рельефа прослеживается с севера на юг. Наибольшая абсолютная высота на севере равна 614,1—608,2 м, а на юге не превышает 403,6—489,0 м. Относительные превышения отдельных сопкок обычно достигают 20—40, значительно реже 60—70 м. Наибольшее расчленение рельефа наблюдается в местах развития докембрийских и изверженных пород.

Гидрографическая сеть сравнительно густая, однако, не отличается водообильностью. Наиболее крупные реки района — Байконур, Дюсембай, Бала-Джезды и Кумола — носят типичный степной характер. Весной, во время таяния снегов, они полноводны, а летом разделяются на отдельные плёсы, многие из которых совершенно пересыхают. Речные долины имеют хорошо выраженный асимметричный поперечный профиль, причем правый борт их всегда более крутой и высокий, а левый пологий и низкий.

Климат района резко континентальный, характеризующийся малым количеством осадков и большими амплитудами колебания температур не только по временам года, но и в течение суток. Лето сухое и жаркое, зима холодная, с большими морозами и частыми снежными бурями. Самая низкая температура падает на январь (35°), а наиболее высокая — на июль (+41,9°). Среднегодовое количество осадков 120—150 мм, наибольшее количество которых выпадает в мае месяце.

Джезказган-Улутауский район является в настоящее время одним из крупных промышленных центров Казахстана. Планомерное освоение его началось лишь в начале XX века, несмотря на то, что отрывочные сведения о наличии медных руд в Джезказгане и других полезных ископаемых в горах Улутау были известны еще в середине XVIII века.

Начало систематического изучения Джезказган-Улутауского района связано с именем И. С. Яговкина. До него район посещали многие геологи, которые сообщали лишь отрывочные сведения о распространении, составе, метаморфизме и условиях залегания отдельных типов горных пород.

С 1923 по 1935 г. И. С. Яговкиным (1925, 1927, 1935) на территории Джезказган-Улутауского района была проведена геологическая съемка масштаба 10 и 20-верстного. В результате всех выполненных работ им были составлены геологическая карта, стратиграфическая и тектоническая схемы территории исследованного района и описаны полезные ископаемые. И. С. Яговкин — первый геолог, отнесший метаморфические породы, развитые в районе, к докембрийским и давший сводный геологический разрез с подробной петрографической характеристикой выделенных им метаморфических и изверженных пород. По его представлению, в основании разреза лежит толща гнейсов, на которой залегает толща сланцев, подразделяющаяся на три горизонта: нижний, сложенный порфирами и кварц-серпичитовыми сланцами; средний — слюдяными

сланцами и верхний — роговообманковыми, кварц-хлоритовыми и графитистыми сланцами. Выше сланцевой толщи И. С. Яговкин выделял третью толщу, состоящую из разнообразных кварцитов, включающих линзы известняков и прослои сланцев и железистых кварцитов. Эта схема многие годы принималась за основу последующими исследователями.

И. С. Яговкин изучал карсакпайские железистые кварциты, и дал им отрицательную промышленную оценку. Он полагал, что в Карсакпайском месторождении руды, скорее всего осадочного происхождения, сингенетичны с вмещающими их кварцитами, с которыми впоследствии были регионально метаморфизованы. Эта точка зрения противопоставлялась мнению П. М. Никитина и Г. М. Пашаева (1933), считавшими руды эпигенетическими.

С 1931 по 1940 г. изучением геологии Джезказган-Улутауского района занимался К. И. Сатпаев (1935, 1936). Под его руководством на Джезказганском месторождении проводились детальные геологоразведочные работы, начатые еще в 1926 г. трестом «Атбасцветмет», а в Карсакпайском железорудном бассейне поисково-разведочные. В результате этих работ Джезказганское месторождение по запасам медных руд было выдвинуто на первое место в СССР, а Карсакпайское месторождение железистых кварцитов рекомендовано как перспективное.

Докембрийские метаморфические породы К. И. Сатпаев подразделил на три толщи: нижнюю — гнейсовую; среднюю — сланцевую, содержащую прослои железистых кварцитов, и верхнюю — железорудную, содержащую большинство залежей железистых кварцитов. Таким образом, им были выделены не одна, а две железорудные толщи.

В результате выполненных исследований К. И. Сатпаевым в 1935 г. была составлена и опубликована геологическая карта Джезказган-Улутауского района масштаба 1:1 000 000 и дан общий план тектонического строения всей Улутауской складчатой системы. В пределах площади развития докембрийских образований им выделены три крупные структурные формы: Майтубинский антиклинорий, Карсакпайский синклинорий и Кунтуганский антиклинорий. Первый расположен в центральной части описываемого нами района, второй — в восточной, а третий находится за его пределами, в окрестностях г. Эскулы.

И. К. Зайцевым (1934) были проведены первые гидрогеологические исследования непосредственно на территории описываемого района, а также в смежных с ним районах. Автором были выделены четыре типа подземных вод, распространенных в различных отложениях. При этом автор пришел к выводу, что обследованный им район следует считать весьма бедным подземными водами, залегающими на доступной глубине.

В 1938—1939 гг. метаморфическая толща изучалась Н. П. Вороновым (1943ф), который высказал мнение о ее нижнепалеозойском возрасте, не получившее, однако, поддержки со стороны других исследователей.

Одновременно с работами регионального направления в эти годы продолжалось специальное изучение железистых кварцитов, развитых в окрестностях пос. Карсакпай. Площадь их распространения была заснята Б. С. Дубровой (1936) в масштабе 1:25 000. В результате проведенных работ ею было рекомендовано к разведке месторождение Балбраун. С целью ревизии Карсакпайского месторождения и поисков богатых железных руд в 1943 г. на месторождении и в прилегающих к нему районах проводились работы П. М. Каниболоцким (1944ф). В противоположность И. В. Дюгаеву и С. Г. Анкиновичу, производившим в 1941 г. разведку Карсакпайского месторождения и давшим общую невысокую оценку железным рудам в этом районе, П. М. Каниболоцкий оценивал Карсакпайское месторождение как перспективное.

П. М. Каниболоцкий расценил докембрийские образования на пять свит: 1) гнейсово-амфиболитовую, представленную гнейсами, амфиболитами и мусковитовыми сланцами; 2) слюдяно-сланцевую с прослоями мраморизованных известняков, залегающую на породах нижней свиты с угловым несогласием; 3) эффузивную, сложенную кварцевыми порфирами, порфирами, сланцами и кварцитами, располагающуюся согласно на подстилающей ее сланцевой свите; 4) кварцитовую, залегающую несогласно на эффузивной и 5) зеленока-

менную, сложенную порфирами и их туфами. Эта схема оказалась во многом неточной, особенно в положении свиты зеленокаменных эффузивов.

А. В. Волиным (1944ф) в 1943 г. была заснята в масштабе 1:200 000 территория, ограниченная рамками планшетов М-42-133 и L-42-1. Он, вслед за Н. Г. Кассиным и К. И. Сатпаевым, в пределах Южного Улутау выделил отложения кембрийской системы и впервые расчленил их на ряд свит, относящихся ко всем трем отделам. В 1945 г., а затем в 1952 г. А. В. Волин предлагает еще два варианта стратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Южного Улутау, построенные на основе своих наблюдений и данных Л. И. Боровикова (1947ф, 1948ф, 1949ф). В общем, он правильно наметил последовательность древних толщ.

С 1946 г. на территории Джезказган-Улутауского района проводил геологические и специальные тематические исследования Л. И. Боровиков (1947ф, 1948ф, 1949ф, 1952, 1953ф, 1955, 1956), который с большой детальностью осветил стратиграфию и литологию нижнепалеозойских отложений данного района, расчлененных им на 12 свит. В рукописных и опубликованных работах Л. И. Боровиковым приведены многочисленные детальные описания отдельных свит и разрезов выделенных им стратиграфических подразделений; детально изучены петрография, закономерности осадконакопления и формирования свит, магматизм, тектоника и полезные ископаемые, связанные с нижнепалеозойскими отложениями; впервые проведено детальное сопоставление разрезов нижнепалеозойских отложений Центрального и Южного Казахстана. В отчетах о работах, произведенных им в 1946, 1947, 1948 и 1949 гг., приводятся данные о многочисленных находках ископаемых органических остатков, впервые обнаруженных севернее и южнее пос. Байконура в древних толщах, ранее считавшихся «немymi». Изучение этих «немых» толщ и ископаемых остатков водорослей, спор и пыльцы Л. И. Боровиков продолжает и в последующие годы.

В 1949 г. в связи с производством геологической съемки масштаба 1:200 000, И. И. Гладковым (1950ф) также изучалась стратиграфия нижнепалеозойских отложений, развитых на территории, смежной с описываемым районом. В основу стратиграфической схемы, принятой им при съемке, положены схемы, предложенные ранее Л. И. Боровиковым и А. В. Волиным.

В 1948—1960 гг. Каргеолуправлением проводятся разведочные работы с целью выяснения запасов железорудного сырья в Карсакпайском железорудном бассейне.

В 1952 г. группой геологов Карсакпайской ГРП (Г. А. Казарьяном, К. А. Рачковской, В. Б. Рабиновичем и М. Р. Узбековым) был написан сводный отчет, в котором даны характеристика отдельных типов железистых кварцитов и запасы железа по целому ряду месторождений.

Кроме того, К. А. Рачковской в 1950—1953 гг. в центральной и южной частях Карсакпайского железорудного бассейна были проведены поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000. Стратиграфическая схема докембрийских образований, разработанная К. А. Рачковской совместно с Н. А. Штрейсом, принципиально не отличается от схемы, принятой в настоящей объяснительной записке. Однако, карта, приложенная к отчету, по нашим представлениям, не лишена некоторых недостатков. Так, в ряде мест отдельные докембрийские свиты объединены в одну свиту, а нижнекембрийские отложения, развитые в районе пос. Байконура, отнесены к кордовской свите докембрийского возраста.

С 1949 г. группой геологов Отдела тектоники Института геологических наук АН СССР под руководством Н. А. Штрейса проводилось и осуществляется до сих пор систематическое изучение южной части Джезказган-Улутауского района. Результаты этих исследований учтены в настоящей объяснительной записке.

В северной части Джезказган-Улутауского района, начиная с 1954 г., ведут работы сотрудники МГУ — Ю. А. Зайцев (1958, 1959), Л. И. Филатова (1956) и др. под общим руководством А. А. Богданова. Им уделено много внимания специальному изучению докембрийских образований и выдвинута новая стратиграфическая схема, расходящаяся со стратиграфической схемой

докембрийских толщ, разработанной Н. А. Штрейсом и его сотрудниками. В связи с различной трактовкой стратиграфии докембрийских образований и структурных особенностей этой территории сотрудниками ГИН АН СССР и ЦКГУ, с одной стороны, и сотрудниками Тенизской экспедиции МГУ, с другой, в полевой период 1956 г. совместно с кураторами ВСЕГЕИ Л. И. Боровиковым, Б. И. Борсуком и главным геологом ЦКГУ И. В. Орловым были совершены геологические маршруты с целью увязки стратиграфических схем докембрийских образований, разработанных указанными группами. При этом выяснилось, что стратиграфия, разработанная сотрудниками АН СССР и ЦКГУ является более детальной и правильной, чем стратиграфическая схема, предложенная сотрудниками МГУ.

В 1955 г. с целью подготовки листа L-42-I к печати геологами ЦКГУ В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой (1956ф) была произведена съемка масштаба 1 : 200 000 незашифрованных ранее западной, восточной и центральной частей описываемой территории.

В 1956 г. были осуществлены необходимые дополнительные полевые работы на территории листа L-42-I группой сотрудников ГИН АН СССР и ЦКГУ под руководством Н. А. Штрейса — проведена общая редакция всех собранных материалов и подготовлена геологическая карта и записка к ней. В дальнейшем была составлена карта полезных ископаемых с объяснительной запиской к ней и внесены необходимые исправления и дополнения в соответствии с новыми материалами и с учетом замечаний, сделанных редактором и экспертами.

В заключение следует заметить, что геологическая карта и объяснительная записка к ней составлены в основном по материалам вышеуказанных организаций, а также по данным Л. И. Боровикова (стратиграфия нижнепалеозойских образований). В полевых работах и написании отдельных глав настоящей записки, кроме авторов, принимали участие М. С. Марков, Н. А. Константинова, К. В. Никифорова, Т. Г. Павлова, Е. М. Сигитова.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа L-42-I принимают участие метаморфические породы докембрия, отложения кембрийской, ордовикской, девонской, каменноугольной и пермской систем. На этих образованиях залегают отложения мезозойской и кайнозойской групп. Породы докембрия и нижнего палеозоя прорваны разнообразными по составу и возрасту интрузивными образованиями.

Докембрийские и нижнепалеозойские отложения распространены в центральной части исследованной территории и составляют центральную часть Карсакпайского поднятия (Богданов, 1954). В пределах поднятия выделяются Байконурский и Карсакпайский синклиналии и разделяющий их Майтубинский антиклиналий. Девонские и каменноугольные образования слагают западный борт Джезказганской впадины, ограничивающей с востока Карсакпайское поднятие, и ряд наложенных структур в пределах последнего.

Мезозойские и кайнозойские отложения наиболее широко распространены в западной и восточной частях района.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Известные на территории листа L-42-I докембрийские образования подразделяются на три крупные серии: боровскую, акдымскую и еремантаускую, возраст которых согласно решению совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958) соответственно принят как нижне-верхнепротерозойский и синийский. Каждая серия отделена от других перерывом и крупным несогласием; в свою очередь, серии подразделены на свиты.

Нижний протерозой

Боровская серия

Кууспекская свита (Pt₁ks)

Породы кууспекской * свиты слагают полосу субмеридионального простирания от верховьев Ащилы сая на севере до верховьев сая Карасира на юге, обнажается на обособленных участках в ядрах антиклинальных складок в среднем течении сая Тумурза (Северного), в верховьях р. Дюсембай и южнее, в среднем его течении. В центральной части района отдельные пачки пород этой свиты залегают среди гранито-гнейсов. Разрез кууспекской свиты сложен порфирами — светлыми, с ясно выраженной порфировой структурой, плитчато-рассланцованными, со слюдой на плоскостях рассланцевания. В резко подчиненном количестве находятся кварц-слюдяные сланцы, полевошпатовые и зернистые кварциты, лейкократовые гнейсы. Полный разрез этой свиты на территории описываемого района неизвестен, вследствие гранитизации нижней части и трансгрессивного перекрытия верхней части разреза отложениями тумурзинской свиты.

На Тумурзасе описан следующий разрез кууспекской свиты (снизу вверх). С постепенным переходом от гранито-гнейсов залегают:

1. Мусковитизированные порфиroidы	20 м
2. Белые зернистые кварциты	10 „
3. Буровато-серые и голубовато-серые порфиroidы с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата	300 „
4. Светлые кварц-полевошпатовые, кварцитовидные сланцы и слюдяные кварциты	200 „
5. Серовато-зеленые и буроватые порфиroidы с вкрапленниками полевого шпата	100 „

Перерыв¹ в обнажениях 900 м, что соответствует, при углах падения 50—55°, наблюдавшимся в крайних обнажениях, 600 м.

6. Тонкопелосчатые светлые порфиroidы с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата	500 м
7. Чередование крупно- и мелкопорфировых светлых и темно-серых разностей порфиroidов	500 „
Общая мощность толщи около 2000 м.	

Пачка порфиroidов, залегающая ниже горизонта кварцитов, сохранилась не повсеместно и в районе сая Жаункар и Акырлы непосредственно в контакте с гранитами залегают зернистые кварциты. В верховьях сая Сатан грубозернистые кварциты фациально замещаются мелкогалечными (2—3 см) кон-

¹ Кууспекская свита, выделенная в пределах Кокчетавского района (Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана, 1958), является аналогом дюсембайской свиты, выделенной Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф) в пределах Джезказган-Улутауского района.

¹ В связи с большим перерывом приведенный разрез не может рассматриваться как единый. Если же учесть общий характер складчатых и разрывных дислокаций, типичных для древних метаморфических толщ, развитых на территории Джезказган-Улутауского района, можно с большой степенью уверенности считать, что в этом участке породы смяты в сложные складки с многочисленными разрывными нарушениями, отмечаемыми во многих других местах. Поэтому разрез описываемой свиты может быть иным и мощность его преувеличена (прим. ред.).

гломератами, галька которых состоит из тонкозернистых белых, серых и черных кварцитов. Цемент конгломератов существенно кварцевый с небольшим количеством слюды.

Порфиroidы представляют собой тонкозернистые порфировые породы с фенокристаллами или обломками зерен кварца и альбита реже, калиевого полевого шпата размером от 2—3 до 5—7 мм. В зернистом базисе, состоящем из кварца, полевых шпатов и небольшого количества мусковита (реже биотита), структура микрогранобластовая, реже лепидогранобластовая. Общая структура породы blastoporfiroвая или blastoklastическая.

Кварц-слюдяные сланцы состоят из кварца, мусковита и небольшого количества полевых шпатов; структура их отчетливая гранолепидобластовая. Полевошпатовые тонкозернистые кварциты — это афировые породы, состав которых близок к составу базиса порфиронидов.

В породах, подвергшихся гранитизации, происходит перекристаллизация породообразующих минералов и метасоматическое развитие калиевого полевого шпата, в результате чего образуются лейкократовые гнейсы с порфиробластическими структурами. В наименее измененных частях порфиронидов в западной полосе их развития метаморфизм относительно слабый и отвечает фации зеленокаменных сланцев.

Таким образом, кууспекская свита представляет собой комплекс кислых вулканогенных пород, по составу отвечающих кварцевым порфирам и сопутствующим им осадочно-туфогенным образованиям.

Кордовская свита (Pt_{1kr})

Под этим названием выделена толща метаморфизованных обломочных пород, наиболее полно обнаженных на горе Карамола, в верховьях Тумурзасая (Северного) и к северу от гор Уштуе; выходы ее известны также в районе гор Ак-керегетас, Қолдыбайшоқы и Корда, по которой и названа свита, выделенная Н. А. Штрейсом.

На порфирондах кууспекской свиты эта толща залегает с азимутальным и угловым несогласием, что отчетливо обнаруживается как при полевых наблюдениях, так и при дешифрировании аэрофотоснимков, особенно в районе горы Кантубе непосредственно к северу от рамки описываемого листа (Филатова, 1956). Здесь на порфирондах кууспекской свиты, круто падающих на восток, залегают породы кордовской свиты, имеющие общее падение на запад.

Разрез кордовской свиты, как правило, начинается серыми и темно-серыми кварцитами с мелкими (1—3 мм) обломками кварца, альбита, олигоклаза, мусковита, биотита, рутила и турмалина.

Иногда среди этих кварцитов встречаются прослои с галькой белых зернистых кварцитов, жильного кварца и порфиронидов кууспекской свиты. Величина блоков достигает 3—4 см. Кварциты характеризуются blastospammитовыми и blastokonгломератовыми структурами и сланцеватыми текстурами. Цемент пород кварцево-слюдяной. Мощность пачки обломочных кварцитов непостоянна и мняется от 20 до 50 м.

Выше по разрезу кварциты постепенно сменяются графитовыми микрокварцитами и кварцитоидными сланцами с отдельными прослоями кварцево-слюдяно-хлоритовых и кварцево-слюдяно-актинолитовых сланцев. Графитовые микрокварциты и сланцы состоят из микрогранобластового агрегата кварца и расплывленного графита. Размер зерен кварца существенно больше, чем ячейки между расплывленными частицами графита, что указывает на значительную перекристаллизацию кварца. Текстура пород полосчатая. Мощность отдельных «слоечков» колеблется от 0,2 до 1,5 см.

Кварцево-слюдяно-хлоритовые и кварцево-слюдяно-актинолитовые сланцы характеризуются лепидогранобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. Мощность этой пачки 70—100 м.

Общая мощность пород кордовской свиты равна 120—150 м.

Состав и структурно-текстурные особенности описанных пород свидетельствуют об их первичноосадочном генезисе. Вероятно, это была толща обломочных и кремнисто-углистых образований, впоследствии достаточно метаморфизованных.

Тумурзинская свита (Pt_{1tm})

Отложения тумурзинской свиты широко распространены в центральной части района: они слагают площадь к северу от гор Уштуе, развиты в верховьях саяв Итас и Тумурза (Северный), на водоразделе Тумурзасай и Сарысай; отдельные выходы известны в районе горы Майтубе. На подстилающих образованиях породы тумурзинской свиты залегают с перерывом, о чем свидетельствует наличие базальных конгломератов в их основании.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт вдоль сая Тумурза, где снизу вверх наблюдаются:

1. Конгломераты темно-серые и зеленовато-серые с кварцево-слюдяным и кварцево-слюдяно-актинолитовым цементом, в котором содержатся обломки кварцитов кордовской свиты, порфиронидов кууспекской свиты, гранито-гнейсов и темных, коричневатых мраморов. Л. И. Боровиковым в конгломератах была обнаружена галька кварцитов (до 8—10 см в диаметре) с неясной оолитовой структурой

200 м
2,5 .

2. Среднезернистые белые и бурые слюдистые кварциты
3. Переслаивание черных, темно-серых и бурых кварцитоидных сланцев и коричневатых кварц-карбонатных сланцев с прослоями и линзами мелкокристаллических мраморов и зеленых кварц-хлоритовых и кварцево-слюдяно-хлоритовых сланцев. Количество прослоев зеленых сланцев по разрезу увеличивается

1000—1200 ..

Общая мощность отложений тумурзинской свиты равна 1400—1500 м.

Сланцы тумурзинской свиты сложены кварцем, графитом, мусковитом, хлоритом и кальцитом и характеризуются гранолепидобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. По преобладанию тех или иных минералов выделяются различные типы сланцев. Так, например, прослои зеленых сланцев состоят в основном из кварца и хлорита, кварц-карбонатных — из кварца, кальцита и графита; мраморы — из мелкозернистого агрегата кальцита, пылевидных скоплений графита и единичных зерен кварца.

К северу и к югу от Тумурзасая породы тумурзинской свиты метаморфизованы сильнее: здесь широко распространены лейкократовые микрогнейсы, переслаивающиеся с кварц-тремолитовыми и кварц-актинолитовыми сланцами, реже встречаются плагиоклаз-актинолитовые и кварц-биотитовые сланцы. Микрогнейсы представляют собой мелкозернистые массивные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов, мусковита и биотита. В мезократовых разностях микрогнейсов существенную роль играет роговая обманка. Такой характер изменений в породах тумурзинской свиты обусловлен широким развитием процессов гранитизации и воздействием на них интрузий диоритов и гранодиоритов. Местами эти процессы идут вплоть до образования по породам свиты гранито-гнейсов и гранодиорито-гнейсов (района горы Майтубе и зим. Карамола).

Однако, наряду с изменениями, вызванными более поздними наложенными процессами, следует иметь в виду и некоторую фаціальную изменчивость пород внутри свиты. Это предположение основывается на том, что в разрезе свиты на широте горы Керегетас, у северной рамки территории описываемого листа, появляются многочисленные горизонты светлых полевошпатовых кварцитов, которые не встречены в разрезе, приведенном по Тумурзасая.

Таким образом, тумурзинская свита представлена толщей метаморфизованных осадочных пород, значительно измененных затем процессами гранитизации и контактового метаморфизма¹.

Боровская серия нерасчлененная (Pt₁)

В северной части изученного района, в 3 км к северу от р. Кумолы, обнажены массивные крупнозернистые порфиروبластовые альбитовые гнейсы. Для этих пород характерна плитчатая отдельность, почти полное отсутствие сланцеватых текстур и широкое развитие таких минералов, как гранат, биотит, мусковит. Этими признаками они существенно отличаются от порфиروبластовых гнейсов, развитых по породам нижне- и верхнебоздакской подсвит боздакской свиты. В настоящее время еще не ясно, являются ли эти породы стратиграфическими аналогами боровской серии и только более сильно метаморфизованы, или они принадлежат более древним образованиям, ввиду чего на карте они условно выделяются под названием нерасчлененного комплекса отложений нижнего протерозоя.

Верхний протерозой

Акдымская серия

Татпенская свита (Pt_{2tf})

Под этим названием выделена толща эффузивно-осадочных образований, несогласно залегающая на подстилающих породах. Несогласие отчетливо видно по залеганию базальных горизонтов татпенской свиты то на базальных горизонтах тумурзинской свиты (район горы Ак-Керегетас), то на сланцах ее верхней части (в 6 км к югу от горы Ак-Керегетас). Татпенская свита (по названию сая Татпен) распространена на территории листа крайнее незначительно, обнажаясь лишь в верхнем течении р. Байконур, саев Татпен, Шаупкель и в районе гор Ак-Керегетас и Кызымчек.

В районе горы Ак-Керегетас описан следующий разрез татпенской свиты (снизу вверх):

¹ Необходимо отметить, что во время маршрутов, проведенных редактором совместно с авторами еще в 1956 г., Л. И. Боровиковым были обнаружены валун и галька розовато-белых микрокварцитов с отчетливой оолитовой (вернее пизолитовой) текстурой, образовавшихся за счет карбонатных пород. По своим внешним признакам и другим особенностям, выявленным при изучении их под микроскопом, они ничем не отличаются от аналогичных пород, часто встречающихся в виде валунов в тилитоподобных конгломератах байконурской свиты кембрийского возраста и отмечаемых в виде горизонтов в разрезе подстилающих их кембрийских отложений. Конгломераты тумурзинской свиты по своим литологическим особенностям по-существу почти ничем не отличаются от тилитоподобных конгломератов байконурской свиты. Некоторые местные и частные отличия их объясняются тем, что породы, слагающие тумурзинскую свиту, местами интенсивно изменены процессами гранитизации, контактового и дислокационного метаморфизма. Мнение о кембрийском возрасте тумурзинской свиты может быть подкреплено соотношением ее с кордовской свитой, сложенной темно-серыми, почти черными углито-кремнистыми породами, характерными для разрезов кембрийских отложений Улутауского и других районов Казахстана. В то же время породы, аналогичные микрокварцитам с пизолитовой текстурой, пока никем не отмечены в более низких частях разреза. Все это заставляет редактора по-прежнему не соглашаться с мнением авторов о докембрийском возрасте кордовской и тумурзинской свит и считать, что это несколько измененные кембрийские отложения (прим. ред.).

1. Порфирииды серые, светло-серые, некоторые разности которых обладают флюидальной текстурой	100 м
2. Далее около 200 м задерновано, после чего обнажаются порфирииды фиолетовые, с прекрасно выраженной флюидальной текстурой и мелкими бластопорфировыми выделениями кварца и альбит-олигоклаза	70 "
3. Серые, зеленовато-серые, кварцево-слюдяные и кварцево-слюдяно-полевошпатовые сланцы с прослоями лаваагломератов и серых зернистых кварцитов	35 "
4. Порфирииды с отдельными прослоями кварцево-слюдяно-полевошпатовых сланцев; в верхней части пачки встречены редкие прослои порфириидов	350 "

Общая мощность отложений свиты около 600 м.

В районе сая Татпен разрез свиты сложен в основном зеленовато-серыми порфиридами и лаваагломератами. Микроскопическое изучение пород татпенской свиты позволяет выделить следующие их типы:

а) порфирииды с порфиروبластовой и бластопорфировой структурой и сланцеватой, иногда флюидальной текстурой; основная масса породы состоит из мелкозернистого агрегата плагиоклаза ряда альбит-олигоклаз, серицита и хлорита, в которую погружены бластопорфировые и порфиروبластовые выделения олигоклаза и кварца. Близки по составу к порфиридам и лаваагломераты, отличающиеся только наличием в лавовом цементе обломков кварцевых порфиров;

б) кварцево-слюдяно-альбитовые сланцы, тесно связанные в своем пространстве с порфиридами и, возможно, являющиеся метаморфизованными туфами. Они состоят из лепидогранобластового агрегата кварца, альбита, мусковита и биотита с отдельными зернами циркона и магнетита. Среди основной массы изредка встречаются отдельные порфиروبласты альбита. Мелкозернистые кварциты и порфиритоиды в составе свиты имеют очень ограниченное распространение.

Белкудукская свита (Pt_{2bk})

Породы этой свиты развиты на западном крыле Карсакпайского синклинория. Они протягиваются неширокой полосой меридионального простирания от мог. Акмола на севере до среднего течения р. Дюсембай на юге. Небольшие по площади выходы пород этой свиты известны в верховьях Шаупкель-сая и в районе гор Уштуе. На нижележащих породах татпенской свиты эти образования залегают несогласно. Наиболее типичные разрезы белкудукской свиты наблюдаются в районе мог. Акмола и гор Актастюбе, где снизу вверх прослеживаются:

1. Хлорит-актинолитовые и хлорит-эпидотовые сланцы темно-зеленого и зеленого цвета с прослоями порфириидов и кварцево-слюдяно-альбитовых сланцев. Зеленые сланцы характеризуются нематобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Помимо актинолита, эпидота и хлорита они содержат альбит, биотит, лейкоксен и гематит	350—400 м
2. Порфиритоиды с отдельными прослоями зеленых сланцев, характеризующиеся бластопорфировыми структурами и миндаляко-каменными текстурами. В основной массе иногда удается различить реликты интерсертальных и гналоофитовых структур. Среди порфиритоидов можно различить разности, образовавшиеся в результате метаморфизма плагиоклазовых, авгитовых и диабазовых порфиритов	450 "
3. Порфиритоиды с прослоями фиолетовых порфириидов, в которых отчетливо видны флюидальные текстуры	150—200 "

Общая мощность разреза около 1000 м.

Южнее строение разреза белкудукской свиты в общем не меняется. Лишь в верхней его части появляются мелкие линзы коричневатых среднезернистых мраморов (район широтной излучины р. Дюсембай) и гематит-магнетитовых полосчатых кварцитов (водораздел р. Дюсембай и Тумурзасай).

Боздакская свита (Pt_2bs)

Под этим названием выделяется мощная толща кварцево-сланцевых и кварцево-сланцево-полевошпатовых микрозернистых и blastsammitовых сланцев, порфиритов и порфиритоидов, протягивающихся в виде двух меридионально вытянутых полос в крыльях Карсаклайского синклинория. Этот комплекс пород залегает на подстилающих его образованиях с перерывом и несогласием, что отчетливо устанавливается в южных районах, где в основании боздакской свиты залегает мощная пачка конгломератов с галькой пород нижележащих свит. Следует отметить, что в восточном крыле синклинория отложения боздакской свиты сильно изменены и превращены в плагноклазовые порфиробластовые гнейсы, среди которых удается обнаружить почти все переходы — от тонкополосчатых, сланцевых, слабо измененных кварцево-сланцевых сланцев через плагноклазовые порфиробластовые гнейсы к массивным гипидиоморфнозернистым плагногранитоидным гнейсам. В ряде мест (р. Кумола и сай Керегетас) в верхней части разреза свиты развиты линзы светло-серых, желтых, средне- и крупнозернистых доломитовых мраморов. Боздакская свита на территории листа L-42-I четко делится на две подсвиты: нижнебоздакскую и верхнебоздакскую.

Нижнебоздакская подсвита (Pt_2bs_1)¹ представлена в основном различными кварцево-сланцевыми сланцами. Характерный разрез подсвиты наблюдается в широтной излучине р. Дюсембай, где снизу вверх обнажены:

1. Серые, желтоватые, зеленовато-серые кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы с прослоями более плотных кварцитовидных сланцев; структура их blastsammitовая, текстура сланцевая. Основная масса этих пород сложена кварцем, мусковитом и альбитом, реже встречаются биотит и хлорит. В мелкозернистую основную массу погружены обломочные зерна (до 3—4 мм) кварца, полевого шпата и различных пород. Кварцитовидные сланцы характеризуются микролепидогранобластовыми структурами и существенно кварцевым составом. 800 м
2. Зеленые и зеленовато-серые тонколистоватые кварцево-хлоритовые и кварцево-хлорито-сланцевые сланцы, отличающиеся от нижележащих пород большим содержанием хлорита и отсутствием реликтовых обломочных структур. 150—200 м
3. Серые, коричневатые плотные мелкозернистые кварцитовидные сланцы. 200 м
4. Переслаивание кварцитовидных сланцев с кварцево-мусковито-полевошпатовыми сланцами; встречаются отдельные прослои серых и зеленовато-серых порфиритов. Порфириты характеризуются blastsammitовыми структурами и сланцеватыми текстурами. Основная масса их состоит из лепидогранобластового агрегата кварца, калиевого полевого шпата с небольшими количествами мусковита, хлорита, эпидота, циркона и апатита. Реликты первичных вкрапленников представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагноклазом (олигоклаз-андезин).

Общая мощность отложений нижнебоздакской подсвиты в этом разрезе равна 1200—1300 м.

¹ Отвечает кумолинской свите, выделенной ранее Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф) и М. С. Марковым (1958).

К северу от разреза, вскрытого по р. Дюсембай, в составе нижнебоздакской свиты наблюдается уменьшение количества прослоев blastsammitовых сланцев, которые замещаются микрозернистыми кварцево-сланцевыми сланцами. К югу от р. Дюсембай количество обломочных пород в разрезе подсвиты, наоборот, возрастает.

Петрографическое изучение пород показало, что они принадлежат двум различным генетическим группам: первая представлена порфиритоидами, образовавшимися в результате метаморфизма кислых эффузивов; вторая — кварцитовидными, микрозернистыми, кварцево-сланцевыми сланцами и мраморами, которые, несомненно, представляют собой метаморфизованные осадочные породы. Спорным является происхождение группы blastsammitовых сланцев. Весьма вероятно, что большая часть их образована за счет метаморфизма туфогенных пород.

Верхнебоздакская подсвита (Pt_2bs_2)¹ постепенно сменяет образование нижнебоздакской. Нижняя граница ее проводится по появлению в разрезе 150—200-метровой пачки порфиритоидов и зеленых сланцев. Для характеристики строения разреза верхнебоздакской подсвиты ниже приводится описание его в широтной излучине р. Дюсембай, где снизу вверх прослеживаются:

1. Порфиритоиды зеленые и темно-зеленые, содержащие отдельные прослои актинолит-хлоритовых, актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев, плотные, с отчетливыми реликтами blastsammitовой и миндацековой структуры. Структура основной массы диабазовая, иногда фибролепидотур. В составе основной массы распространены актинолит, альбит, эпидот, хлорит, реже, кальцит, гематит, ильменит и лейкоксен. Вкрапленники представлены альбитизированным плагноклазом и очень редко пироксеном. Зеленые сланцы, ассоциирующиеся с порфиритоидами, характеризуются близким к вышеописанному минералогическому составу, нематобластовыми и лепидогранобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. 170 м
2. Серые, зеленовато-серые кварцево-сланцевые и кварцево-сланцево-полевошпатовые сланцы, сходные с породами нижнебоздакской подсвиты. 250 м
3. Порфиритоиды зеленые и темно-зеленые с отдельными прослоями зеленых сланцев. 200 м
4. Тонкополосчатые кварц-биотит-полевошпатовые и кварц-биотит-хлоритовые сланцы с микрогранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами. Минералогический состав их следующий: кварц, биотит, мусковит, плагноклаз, хлорит, эпидот, гематит, реже карбонат. Породы, как правило, мелкозернистые, размер зерен не превышает 0,01—0,02 мм. 50 м
5. Фиолетовые плотные порфиритоиды с отчетливыми флюидальными текстурами. Структура и состав этих пород сходен с аналогичными образованиями нижнебоздакской подсвиты. 60 м
6. Порфиритоиды и зеленые сланцы с линзами серых, светло-серых, коричневатых, местами полосчатых средне- и крупнозернистых доломитовых мраморов. 400—450 м

Общая мощность осадков верхнебоздакской подсвиты в этом разрезе 1200—1250 м.

К северу от широтной излучины р. Дюсембай наблюдается постепенное исчезновение линз карбонатных пород и увеличение мощности пачек порфиритоидов и зеленых сланцев.

Верхнебоздакская подсвита представляет собой чередование пачек вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород основного состава (порфиритоиды

¹ Аналог керегетасской свиты, выделенной ранее Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф) и М. С. Марковым (1958).

и зеленые сланцы) с обломочными и вулканогенными породами кислого состава (порфиroidы и бластопааммитовые сланцы), характерными для нижне-боздакской подсвиты.

Бурмашинская свита (Pt_2br)

Отложения этой свиты выполняют центральную часть Карсакпайского синклинория и прослеживаются в виде меридиональной полосы вдоль всей исследованной территории. Наиболее полные ее разрезы известны в районе сая Бурмаши (приток р. Дюсембай). Породы бурмашинской свиты залегают несогласно и с перерывом на подстилающих толщах, что отчетливо выявляется по наличию азимутальных несогласий между образованиями бурмашинской и боздакской свит. Наличие перерыва и несогласия подтверждается еще и тем, что явления альбитизации и порфиобластеза, широко развитые в отложениях боздакской свиты на восточном крыле синклинория, никогда не наблюдаются в породах бурмашинской свиты¹. Бурмашинская свита в пределах изученной территории может быть подразделена на три подсвиты.

Нижнебурмашинская подсвита (Pt_2br_1) представлена темно-зелеными мелкозернистыми метаморфизованными порфиритами и тонколистоватыми зелеными сланцами, количественное соотношение между которыми в отдельных разрезах не остается постоянным. С севера на юг наблюдается постепенное сокращение лав и замещение их зелеными сланцами. Иногда, например, в районе Турашасая, в 5—10 м от основания пачки появляется маломощный (3—5 м) прослой мраморов, железистых и безрудных кварцитов. Он, как правило, не выдержан по простиранию и чаще всего образует серию отдельных линз. Спорадически в верхней части разреза подсвиты встречаются прослои фиолетовых порфиroidов с флюидальной текстурой (сан Кара — Керегетас и Кара), мощность которых колеблется в пределах первых десятков метров. Общая мощность отложений нижней подсвиты 450—500 м.

Среднебурмашинская подсвита (Pt_2br_2) очень разнообразна по своему составу. В северной части территории, в районах р. Кумула, саев Кенсая и Керегетас, она состоит из кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев, содержащих отдельные выклинивающиеся по простиранию прослои железистых кварцитов, с редкими прослоями порфиroidов. К югу от сая Керегетас в разрезе подсвиты увеличивается количество белых зернистых кварцитов и появляются прослои черных графитовых микрокварцитов. Такой тип разреза средней подсвиты характерен для районов правобережья сая Керегетас и верховьев сая Сарыбулак.

Южнее, в районе широтного изгиба сая Бурмаши, осадочные образования среднебурмашинской подсвиты переслаиваются с пачками вулканогенных пород (порфиroidов и зеленых сланцев). Мощности различных по составу пачек пород здесь от 50 до 100—150 м. В плане прослои осадочных пород имеют вид отдельных полос, постепенно выклинивающихся к югу, где они замещаются вулканогенными породами. Для характеристики строения среднебурмашинской подсвиты ниже приводится разрез ее по саю Ю. Тумурза, где снизу вверх обнажены:

1. Черные графитовые кварциты и кварцитовидные сланцы 70 м
2. Хлорит-актинолитовые и актинолит-хлорит-эпидотовые тонколистоватые сланцы зеленого цвета, содержащие отдельные прослои порфиroidов 100—120 ..
3. Сланцы серовато-зеленоватые, тонкополосчатые, кварц-хлоритовые, сменяющиеся по простиранию среднезернистыми коричневатосерыми мраморами 50—70 ..

¹ «Альбитизация» и «порфиобластез» едва ли могут служить доказательством перерыва и несогласия между свитами, так как они развиваются в породах независимо от их стратиграфического положения (прим. ред.).

4. Зеленые сланцы, содержащие в верхней части мощные прослои порфиroidов 200—250 ..
5. Кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы серого и зеленоватосерого цвета 50—60 ..

Общая мощность осадков подсвиты 550—600 м.

Верхнебурмашинская подсвита (Pt_2br_3) обнажена лишь на правобережье сая Бурмаши, откуда она протягивается к широтной излучине р. Дюсембай и в районе сая Ю. Тумурза. Она сложена темно-зелеными, коричневатозелеными актинолит-хлоритовыми и актинолит-хлорит-эпидотовыми сланцами с отдельными прослоями порфиroidов. Мощность этих пород 440—500 м.

Таким образом, бурмашинская свита в пределах изученного района может быть подразделена на три подсвиты, из которых нижне- и среднебурмашинская сложены порфиroidами и зелеными сланцами, а разделяющая их среднебурмашинская на севере района состоит из различных сланцев, железистых и безрудных кварцитов и мраморов. В южном направлении происходит постепенное замещение этих пород зелеными сланцами и порфиroidами¹.

Среди широко развитых в составе бурмашинской свиты порфиroidов выделяются разновидности, образовавшиеся за счет метаморфизма афировых, диабазовых и миндалекаменных порфиритов. Структуры пород порфиroidов и миндалекаменные; текстуры массивные, реже сланцеватые. Основная масса пород характеризуется интерсеральными, гналопилитовыми и диабазовыми структурами. Обычный состав порфиroidов: актинолит, эпидот, альбит, хлорит, рудный минерал, реже встречаются биотит, апатит, цоизит и еще реже моноклинный пироксен. Первичные вкрапленники, представленные плагиоклазом, часто альбитизированы и соссюритизированы.

Зеленые сланцы, тесно ассоциирующие в разрезах с порфиroidами, очень разнообразны по своему составу и, вероятно, по первичному генезису. Структуры этих пород нематобластовые и лепидобластовые. Минералогический состав их следующий: амфибол, хлорит, эпидот, плагиоклаз, биотит, серицит, гематит, магнетит, турмалин, кварц, кальцит. Большинство зеленых сланцев несомненно образовано за счет метаморфизма туфогенных пород. По типу обломочного материала Ю. И. Половинкина (1952) выделяет среди них кристаллитокластические и литокластические туфы.

В отложениях нижнебурмашинской подсвиты встречаются редкие прослои порфиroidов, характеризующиеся микропегматитовыми структурами основной массы и флюидальными текстурами. Состоят они обычно из кварца и альбита с редкими вкрапленниками кварца.

Кроме вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в составе бурмашинской свиты, преимущественно в среднебурмашинской подсвите, развиты метаморфизованные осадочные породы, представленные кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, безрудными и железистыми кварцитами, мраморами. Сланцы характеризуются лепидогранобластовыми и лепидобластовыми структурами и сланцеватыми и тонкополосчатыми текстурами. Минералогический состав их: кварц, серицит или хлорит, мусковит, биотит, апатит, турмалин, сфен и рудные.

¹ Эта подсвита по существу ничем не отличается от средне- и даже от нижнебурмашинской. Их различие обусловлено положением в тех или иных структурных элементах и степенью интенсивности метаморфизма слагающих эти подсвиты первичных вулканогенно-осадочных пород. Нам представляется, что расчленение бурмашинской свиты на три подсвиты недостаточно обосновано, ибо, даже из весьма краткой характеристики их видно большое сходство между подсвитами по литологическим особенностям и лишь незначительно меняется количественное соотношение сланцев, порфиroidов и кварцитов. К тому же и об этом трудно судить, поскольку разрезов для нижне- и среднебурмашинской подсвит и для всей свиты в целом в записке не приведено (прим. ред.).

Безрудные кварциты и микрокварциты характеризуются гранобластовыми, микрогранобластовыми и, реже, лепидогранобластовыми структурами; текстуры массивные, иногда сланцеватые. Кварциты состоят в основном из кварца (до 80—85%), серицита и мусковита, среди которых рассеяны отдельные кристаллики гематита и магнетита. Железистые кварциты представляют собой черные, яснополосчатые породы.

Карсакпайская свита (Pt_2krs)

Отложения, выделяемые нами под названием карсакпайской свиты,¹ пользуются широким распространением в пределах южной части Карсакпайского синклинория, где наиболее значительные выходы их протягиваются меридиональной полосой от правобережья Карасая, через горы Керегетас и Балбраун, к правому берегу сая Кенсая; выходы ее также известны в широтной излучине р. Дюсембай. Западнее образования карсакпайской свиты слагают несколько синклинальных структур, наиболее крупная из которых протягивается от сая Татпен к верховьям сая Карасире.

Породы карсакпайской свиты лежат несогласно на подстилающих различных по возрасту породах. Наиболее полные и хорошо изученные разрезы этих образований известны в районе железорудных месторождений Балбраун и Керегетас, где они вскрыты вкрест простиранию многочисленными разведочными канавами и шурфами.

Ниже дается описание разреза карсакпайской свиты, обнаженной по левому берегу сая Кара-Керегетас в 2 км западнее горы Кара-Керегетас. Здесь снизу вверх прослеживается следующий разрез:

1. На порфиритондах бурмашинской свиты залегают кварциты белые, коричневатые, мелкозернистые, дающие при выветривании кавернозные поверхности. Часто среди кварцитов встречаются брекчиевидные разности, состоящие из угловатых обломков кварцитов и жильного кварца, сцементированных кварцевым и кварцево-железистым цементом. Структуры кварцитов гранобластовые, брекчиевидные; текстуры массивные. Состоят они в основном из кварца с небольшими количествами серицита, карбоната, гематита и хлорита. Кварциты, весьма разнообразны по своему облику и, очевидно, образовались за счет метаморфизма обломочных (брекчиевидные кварциты) и хемогенных (яшмовидные кварциты) пород; часть кварцитов несомненно является окварцованными известняками.

2. Серые, зеленовато-серые кварц-серицитовые сланцы с линзами (3—5×0,5—1 м) серых, буроватых, сильноокварцованных мраморов. В верхней части этой пачки залегает маломощный (1,5 м) пласт железистых кварцитов. Сланцы характеризуются лепидобластовыми и лепидогранобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. В некоторых разновидностях встречаются реликты первичной слоистости. Минералогический состав их следующий: кварц, серицит, хлорит, мусковит, гематит, мартит, апатит, турмалин, сфен. Породы, как правило тонкозернистые (0,1 мм), хотя иногда в них встречаются более крупные зерна кварца (0,5 мм) и турмалина (0,2—0,3 мм). Скорее всего, сланцы являются метаморфизованными глинистыми образованиями, содержащими небольшое количество обломочного материала.

100—120 м

250 „

¹ Эта свита дается в том объеме, в котором она впервые была выделена К. И. Сатпаевым (1930). Позднее под названием карсакпайской серии Л. И. Филатова (1956) объединила породы, соответствующие бурмашинской свите, выделенной Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф); последние описаны под таким названием в настоящей записке.

3. Хлорит-актинолитовые и актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы, содержащие в верхней части небольшие прослои серых мелкозернистых кварцитов. По своим структурным и текстурным признакам, а также минералогическому составу они аналогичны зеленым сланцам бурмашинской свиты, которые были описаны ранее как метаморфизованные туфы. Вероятно, при более детальных исследованиях внутри пачек сланцев будут обнаружены прослои порфиритондов.

150 м

4. Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы, аналогичные сланцам пачки 2. Эти породы пересланяются с железистыми кварцитами, гематитовыми сланцами и безрудными кварцитами. Внешние железистые кварциты представляют собой темные, почти черные, яснополосчатые породы. Структуры пород, по данным Т. А. Сатпаевой и М. А. Яренской (1955), зернистые, порфиробластовые, лепидогранобластовые, субграфические; минералогический состав: гематит, мартит, магнетит, кварц, хлорит, серицит, реже пирит, апатит, альбит, карбонат. По данным Т. А. Сатпаевой и М. А. Яренской наиболее ранним железистым минералом этих пород является гематит, частично переходящий затем при метаморфизме в магнетит, по которому в дальнейшем развивается мартит. Ю. И. Половинкина (1952) указывает на вероятность многократного перехода гематита в магнетит.

Мощность всего разреза 300—350 м
800—870 м

Вопрос о количестве прослоев железистых кварцитов в карсакпайской свите вряд ли можно считать решенным. Геологи Карсакпайской ГРП (Х. А. Қазарьян, М. Р. Убеков и др.) считают, что в карсакпайской свите имеется лишь один прослой железистых кварцитов, залегающий в самой верхней ее части.

В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о наличии нескольких прослоев железистых кварцитов. Так, например, в районе высоты 547,9 (месторождение Керегетас) видно, что из идущих параллельно друг другу восьми гряд железистых кварцитов, две внутренние гряды образуют центриклинальное замыкание. Это заставляет сделать предположение о разновозрастности прослоев, слагающих две внутренние гряды, и прослоев, обнаженных к западу и востоку от них. Предположение геологов Карсакпайской ГРП о том, что горизонт железистых кварцитов исключительно выдержан и исчезновение его по простиранию связано с поднятием шарниров синклинальных складов, также вряд ли обоснованно. Изучение некоторых тел железистых кварцитов в пределах месторождения Балбраун показывает, что наблюдается выклинивание железистых кварцитов и постепенное замещение их безрудными прослоями. Никаких элементов залегания, свидетельствующих о наличии центри- или периклиналиных замыканий, здесь не наблюдается. Рассмотренный выше разрез карсакпайской свиты не остается постоянным. К югу и к северу от месторождения Керегетас обнаруживается постепенное исчезновение хлорит-актинолитовых и актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев. В стороны от центральных частей синклинория мощность осадков карсакпайской свиты уменьшается до 250—300 м, и она целиком сложена безрудными кварцитами, мраморами и черными графитистыми микрокварцитами с редкими прослоями железистых кварцитов.

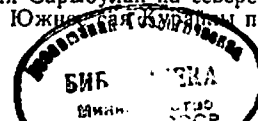
Синийский комплекс

Ерементаская серия

Лакбайская свита ($Snlk$)

Отложения лакбайской свиты протягиваются узкой полосой меридионального простирания от верхнего течения сая Сарыбулак на севере (площадь листа М-42-XXXI) до сая Курайлы на юге. Южная часть пород лакбай-

8049



ской свиты перекрыты нижнепалеозойскими отложениями. Эта свита кислых и основных вулканогенных образований распространена вдоль западного ограничения Майтубинского антиклинория.

Лакбайская свита залегает с резким угловым и азимутальным несогласием на более древних докембрийских породах. На исследованной территории она делится на две подсвиты: нижне- и верхнелакбайскую.

Нижнелакбайская подсвита ($Sn\ l_k$)¹ наиболее полно вскрыта на правом берегу р. Байконура. На расстоянии 2 км к юго-востоку от высоты 426,7 обнажены (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Сильно рассланцованные зеленовато-серые песчаники и конгломераты с галькой и валунами гранито-гнейсов, порфиридов, кварцитов. Цемент конгломератов кварцево-хлоритово-полевошпатовый. Очень редки пачки зеленых и серых порфиров | 80 м |
| 2. Белые и серые зеленоватые массивные порфиры, чередующиеся с рассланцованными лавагломератами, и лиловато-серыми и темно-вишневыми флюидальными фельзитами и порфирами | 350 .. |
| 3. Светлые, серые, фиолетовые, зеленоватые порфиры с характерными мяско-красными вкраплениями полевых шпатов, чередующиеся с редкими пачками лавагломератов | 290 .. |

Общая мощность осадков подсвиты около 700 м.

Порфиры, наиболее распространенные в разрезе свиты, различны по составу: в нижней части преобладают зеленоватые светлые кварцевые альбитофиры с вкраплениями кварца и альбита, в верхней — лиловые ортофиры, содержащие во вкраплениях альбит и ортоклаз (пертит). Основная масса порфиров кварц-полевошпатового состава имеет фельзитовую структуру; часто наблюдается флюидальная текстура.

Фельзиты состоят из криптористаллического агрегата кварца и полевого шпата с очень редкими пластинками биотита, мусковита и серицита. В них, наряду с флюидальной, наблюдается перлитовая текстура.

Лавагломераты содержат многочисленные обломки кварца, плагиоклаза, пертита и порфиров в фельзитовом цементе. Размеры обломков 0,5—0,8 мм.

Песчаники состоят из неокатанных и несортированных зерен тех же пород и минералов, которые содержатся в лавагломератах. Кварц-мусковит-серицитовый цемент слагает не свыше 20% породы.

Таким образом, разрез нижнелакбайской подсвиты сложен кислыми вулканогенными образованиями, очень слабо метаморфизованными, с подчиненным развитием осадочных пород.

Верхнелакбайская подсвита ($Sn\ l_k$)¹, согласно сменяет отложения нижнелакбайской и венчает разрез синийских образований Южного Улутау. Она развита на меньшей площади и прослеживается с севера на юг от горы Акшюк до р. Байконура. В среднем течении р. Байконура подсвита залегает в ядре синклинальной складки, ограниченной с восточного крыла разломом, и слагает восточное крыло другой синклинальной складки, с запада оборванной разрывным нарушением.

В разрезе подсвиты выделяются две толщи: нижняя, содержащая красные, сиреневые и фиолетово-серые порфиры с четкой флюидальной текстурой и их туфы мощностью 100 м, и верхняя — толща диабазовых миндалекаменных порфиритов, пересланчивающихся с пачками альбит-эпидот-актинолитовых сланцев и горизонтами туфопесчаников и лавагломератов мощностью 300 м. Общая мощность отложений подсвиты 400 м.

Миндалекаменные порфириты — темно-зеленые, массивные, реже рассланцованные. Диабазовая структура основной массы образована лейстами анде-

зина № 38—40 и агрегатом хлорита и эпидота; изредка встречаются мелкие зерна авгита. Миндалины размером 0,5—0,3 мм (до 2—3 см) заполнены агрегатом кварца и альбита или эпидота, хлорита и альбита.

Альбит-эпидот-актинолитовые сланцы имеют лепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Иногда в них наблюдаются реликты диабазовой структуры и миндалекаменной текстуры. Таким образом, по-видимому, они образовались как за счет туфов, так и лав основных пород, подвергшихся рассланцеванию.

Туфопесчаники состоят из обломков плагиоклаза (до 40%), кварца, эпидота, диабазов, порфиров и фельзитов. Цемент образован мелкозернистым агрегатом кварца, эпидота, серицита. В лавагломератах состав обломков тот же, но они присутствуют в меньшем количестве. Обломки сцементированы лавовым цементом кварц-полевошпатового состава. В нем иногда заметны перлитовые текстуры.

О возрасте докембрийских образований листа

Выше мы рассмотрели мощную (около 11 000 м) толщу в разной степени метаморфизованных отложений, отнесенных нами к докембрию на том основании, что выше них располагается комплекс существенно менее метаморфизованных пород нижнего палеозоя. Непосредственно на породах ереметауской серии залегают образования, условно относимые к нижнему кембрию и перекрывающиеся породами с фауной среднего-верхнего кембрия.¹

Дальнейшие подразделения докембрийского комплекса на более дробные единицы стратиграфической номенклатуры еще более условны. Однако, как было сказано Н. А. Штрейсом, в докладе на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1958 г., в пределах Центрального Казахстана четко выделяются четыре крупные серии пород, отделенные угловыми несогласиями и отличающиеся по степени метаморфизма. В соответствии с резолюцией совещания возраст боровской серии принят как нижнепротерозойский (Pt_1); акдымской — верхнепротерозойский (Pt_2) и ереметауской — синийский (Sn). Породы самого древнего зерендинского комплекса (А) на описываемой территории не обнаружены.

¹ Условность определения возраста кембрийских отложений и их подразделения на нижне-, средне- и верхнекембрийские подчеркивалась почти всеми исследователями Джезказган-Улутауского района. В настоящее время, когда в ряде районов Казахстана в отложениях, аналогичных коктальской и курайлинской свитам, а также непосредственно в коктальской свите, развитой в Джезказган-Улутауском районе, обнаружены ископаемые остатки позднесреднекембрийских и верхнекембрийских трилобитов и беззамковых брахиопод, есть основания для некоторых возрастных изменений выделенных ранее стратиграфических подразделений без изменения последовательности их. Нам представляется, что наше предположение о более молодом возрасте (Боровиков, 1953ф, 1955 и др.) отложений, условно выделенных как нижне-, средне- и верхнекембрийские, подтверждается, в частности, новыми данными, полученными авторами записки по ордовикским толщам. Таким образом, есть основания считать, что возраст нижнепалеозойских отложений, начиная с ранской свиты улутауской серии до коктальской свиты туркестанской серии включительно, по-видимому, не опускается ниже верхней половины среднего кембрия. В связи с этим вопрос о более молодом возрасте некоторых «докембрийских» образований не может считаться решенным и требует еще более детального изучения. Находки редактором ископаемых остатков среднекембрийских трилобитов и беззамковых брахиопод в отложениях, аналогичных породам, слагающим курайлинскую свиту, позволяет надеяться, что в ближайшее время они будут обнаружены в этой свите и в пределах Джезказган-Улутауского района (прим. ред.).

¹ Соответствует лакбайской свите, выделенной ранее Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф).

¹ Соответствует акшюкской свите, выделенной ранее Н. А. Штрейсом (1953ф, 1954ф).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В западной части исследованной территории развиты осадочные образования нижнего (улутауская серия) и среднего (туркестанская серия) кембрия¹; верхнекембрийские отложения отсутствуют и известны на смежных площадях, расположенных западнее и южнее.

Нижний отдел

Улутауская серия

Ранская свита (Ст₁rn)

Наиболее полные и мощные разрезы ранской свиты² встречаются в районе горы Жалтау, где ее мощность достигает 450—500 м. В пределах изученной территории породы ранской свиты имеют ограниченное распространение. Отдельные разобщенные выходы встречаются к югу от горы Лакбай, на левом берегу р. Байконура, на западном склоне горы Караадыр (правый берег Ащилыса), у западного подножья горы Алтауит и на северном склоне горы Басалтуайт. Отложения ранской свиты резко трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием перекрывают более древние докембрийские образования. Иногда азимутальное несогласие с породами протерозойского возраста достигает 90° (район горы Басалтуайт).

Базальные горизонты ранской свиты сложены крупнообломочными конгломератами, содержащими многочисленные, хорошо окатанные гальки докембрийских пород. Материал обломков местный. В конгломератах встречаются в основном порфиры лакбайской свиты, порфириды кууспекской свиты и граниты. Величина обломков колеблется от 2—3 до 50—75 см. Галька и валуны сцементированы зеленым песчаным цементом. Верхняя часть разреза свиты сложена зелеными средне- и крупнозернистыми песчаниками, в которых встречаются отдельные пачки зеленых алевролитовых сланцев. Видимая мощность отложений ранской свиты в пределах изученной территории от 40 м (гора Басалтуайт) до 100 м (район горы Лакбай).

Булантинская свита (Ст₁bl)

В пределах исследованной территории осадки булантинской свиты с азимутальным несогласием ложатся на конгломераты ранской свиты, а местами, трансгрессивно их перекрывая, залегают на поверхности размытых докембрийских отложений. Несогласие между булантинской и ранской свитами наиболее четко прослеживается у северного подножья горы Басалтуайт и к югу от горы Лакбай, на левом берегу р. Байконура. Во всех остальных местах булантинская свита залегает непосредственно на различных докембрийских свитах. А. Л. Книппером (1957) булантинская свита впервые подразделена на две подсвиты: нижнебулантинскую и верхнебулантинскую.

Нижнебулантинская подсвита (Ст₁bl₁) имеет ограниченное распространение — протягивается узкой прерывистой полосой вдоль западного ограничения Майтубинского антиклинария. Ее выходы встречены на севере в пределах листа М-42-XXXI в районе гор Усырлытау и Жалтай, а также

¹ Все названия свит кембрийской системы даются в соответствии с стратиграфической схемой, разработанной Л. И. Боровиковым (1952, 1955), с некоторыми изменениями, принятыми на совещании по унификации стратиграфических схем (1958).

² Это название принято в 1958 г. на стратиграфическом совещании и соответствует улутауской свите, выделенной ранее Л. И. Боровиковым (1952, 1955).

в районах р. Байконура и сая Курайлы (L-42-1). На всем этом протяжении породы подсвиты имеют различный состав, быстро изменяющийся как вкост простиранию, так и вдоль него. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве кварцитов, оолитовых окремнелых пород и туфопесчаников, залегающих на более древних образованиях. Мощность отложений нижнебулантинской подсвиты колеблется от 250—350 м в обнажениях по р. Байконуру до 50 м на горе Космурун и даже до 20—30 м на горе Басалтуайт. В месте слияния р. Байконура и Сарысаля описан следующий разрез пород подсвиты (снизу вверх):

1. Кварциты, состоящие из крупных (до 1 см) хорошо окатанных зерен кварца, сцементированных кварц-серицитовым цементом

5 м

2. Серые, белые и черные кварцевые порфиры с многочисленными мелкими выделениями кварца и полевых шпатов; лавы содержат малоомощные прослои туфопесчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу

45 ..

3. Плотные туфопесчаники и туфы кварцевых порфиров, в верхней части которых встречаются прослои серых или черных кварцитов с отчетливо выраженной обломочной структурой. Здесь же были обнаружены малоомощные (0,2—0,4 м) пропластки алюмофосфатов с небольшим содержанием P_2O_5 . Алюмофосфатный материал присутствует также в небольшом количестве в цементе мелкозернистых туфопесчаников и в виде отдельных гнездовидных скоплений в черных кварцитах¹

40 ..

Общая мощность разреза 90—350 м.

В 5 км к северу от описанного разреза на правом берегу р. Байконура разрез нижнебулантинской подсвиты имеет существенно иное строение. Здесь полностью отсутствуют кварцевые порфиры, и нижняя часть свиты сложена мощной (150 м) пачкой мелкозернистых туфопесчаников, которые вверх по разрезу сменяются пачкой кремнисто-глинистых сланцев, содержащих редкие слои мелкозернистых туфопесчаников. В этой 350-метровой пачке залегают три малоомощных пласта оолитовых алюмофосфатов. Наиболее выдержан по простиранию нижний рудный пласт: его выходы удалось проследить на протяжении 1,5 км, при постоянной мощности 0,5—0,7 м. Второй и третий алюмофосфатные пласты прослеживаются только на первые сотни метров.

Несколько западнее, в районе Шилесая, разрез нижнебулантинской подсвиты сложен серыми и черными, очень плотными средне- и крупнозернистыми кварцитами, состоящими из хорошо окатанных обломков кварца, сцементированных кварц-серицитовым цементом. В этих кварцитах, как и в кварцитах, вскрытых по Сарысаю, встречаются гнездовидные скопления алюмофосфатных минералов. В верхней части пачки кварцитов встречаются горизонты плотных окремнелых пород, иногда обладающих оолитовой структурой. Целиком оолитовыми окремнелыми породами нижнебулантинская подсвита представлена в районе горы Караадыр и на левом берегу р. Байконура к югу от горы Лакбай. Эти породы образованы, по всей видимости, за счет вторичного окремнения оолитовых известняков. Такое же предположение о происхождении этих пород было сделано Л. И. Боровиковым (1955) для района горы Жалтау.

Таким образом, на коротком расстоянии разрезы нижнебулантинской подсвиты испытывают очень быстрые фациальные изменения. Вулканоген-

¹ Необходимо заметить, что в рассматриваемой записке все углито-кремнистые или углито-глинисто-кремнистые породы называются кварцитами. Такое определение пород вносит некоторое видимое различие между разрезами, описанными ранее другими исследователями и приводимыми авторами. Нам представляется, что наименование «кварциты» применимо не для всех встречаемых разностей и, в частности, неудачно по отношению к слою I (прим. ред.).

ные и вулканогенно-осадочные образования (кварцевые порфиры, туфы, туфопесчаники) вкост простираются и по простираются замещаются хемогенными (алюмофосфаты) и кlastическими (кварцитами) породами.

Верхнебулантинская подсвита ($Ст_1b_2$) наиболее хорошо обнажена по р. Байконуру и сая Курайлы. Обобщенный разрез ее выглядит следующим образом (снизу вверх):

Темно-зеленые, красные, черные алевролитовые сланцы	30 м
2. Плотные плитчатые кремнистые сланцы розового, серого и зеленовато-серого цвета	70 ..
3. Черные тонкозернистые кварцитовидные и кремнисто-углистые сланцы пепельно-серого, темно-серого и иногда черного цветов. Отдельные прослои кремнистых и кремнисто-углистых сланцев обладают ленточнослоистой, иногда пятнистой текстурой, обусловленной чередованием прослоев, в различной степени обогащенных углистыми веществами	150 ..

Общая мощность разреза подсвиты около 250 м.

Верхнебулантинская подсвита венчает разрез нижнекембрийских образований изученной территории.

Средний—верхний отделы

Туркестанская серия

Коктальская свита ($Ст_2-3kk_1$)

В исследованном районе отложения коктальской свиты пользуются ограниченным распространением и вскрыты лишь в нижнем течении сая Ащимир и Ащилы среди несогласно перекрывающих ее верхнеордовикских осадков коньрусской свиты. На соседней же с запада площади (лист L-41-VI) породы коктальской свиты согласно залегают на породах байконурской свиты ($Ст_2$) и согласно перекрываются отложениями ащилысайской ($О_1$). На описываемой площади разрез коктальской свиты сложен ритмично переслаивающимися серыми кремнистыми и черными кремнисто-углистыми сланцами, обладающими нередко чрезвычайно характерной для коктальской свиты «стилолитоподобной» поверхностью сочленения отдельных слоев.

Видимая мощность отложений коктальской свиты в исследованном районе 80 м. Эта мощность является явно неполной, так как кремнистые породы ее трансгрессивно перекрыты конгломератами и песчаниками вышележащей коньрусской свиты.

В верхней части коктальской свиты на р. Байконур (L-41-VI) в 1958 г. В. М. Добрыниным были найдены остатки трилобитов. По заключению Л. Н. Крыськова и Н. Е. Чернышевой, они относятся к роду *Proceratopyge* и имеют сходство с позднесреднекембрийскими трилобитами вида *Proceratopyge magnicauda* Westergaard. Повторно собранная там же (1959 г.) коллекция трилобитов, по заключению Н. К. Ившина, содержит: *Lopnorites fragilis* Troedsson L., ex gr. *rectispinalis* Troedsson, *Lotagnostus* Whitehouse, *Psaedagnostus* sp., характерные для низов верхней трети верхнего кембрия. Трилобиты найдены в пачке известняков и глинисто-кремнистых сланцев, постепенно сменяющих вверх по разрезу кремнистые сланцы. Карбонатные породы, содержащие ископаемые остатки трилобитов, легко сопоставляются с кулантауской свитой Большого Каратау. В нижней части разреза которой найдены среднекембрийские трилобиты *Lejopige laevigata*.

Поскольку верхняя часть коктальской свиты охарактеризована фауной низов верхней трети верхнего кембрия, а в Большом Каратау аналогичные отложения содержат среднекембрийскую фауну, возраст коктальской свиты вероятнее всего средне-верхнекембрийский. Возраст же байконурской свиты, связанной с коктальской постепенным переходом, условно можно считать среднекембрийским.

Условно нижнекембрийский возраст улутауской серии основывается на более низком стратиграфическом положении ее по отношению к конгломератам байконурской свиты. Эти конгломераты, по данным Л. И. Боровикова (1962, 1955), залегают резко несогласно на более древних кембрийских образованиях и содержат многочисленные обломки пород ранской и булантинской свит. Решением совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958) граница между нижним и средним кембрием условно проводится по подошве конгломератов байконурской свиты. Эти породы пользуются наиболее широким распространением вне пределов исследованной территории и встречаются в районах сая Карасире (L-42-VII) и р. Байкокура.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена осадочными образованиями верхнего ордовика; нижние и среднеордовикские отложения в пределах рассматриваемой территории отсутствуют и известны на смежных площадях, расположенных западнее и южнее.

Верхний отдел

Коньрусская свита ($О_3kn$)

В пределах исследованной площади основное поле развития пород коньрусской свиты приурочено к западной части листа, к меридионально вытянутой сложно построенной синклинали зоне, прослеживаемой от р. Байконура на севере до сая Ащимир на юге. Отложения коньрусской свиты ложатся с резким азимутальным несогласием на более древние породы кембрия и даже протерозоя. Наилучшие разрезы их, изученные нами по р. Байконур, саям Курайлы и Ащимир, сложены многократно повторяющимися пачками зеленых песчаников, мелкогалечных конгломератов и зеленых алевролитовых сланцев. Конгломераты и песчаники обычно имеют зеленоватый цвет и образуют пласты мощностью от 20—30 см до 3—5 м. Эти породы содержат большое количество мелких (до 3—5 см) хорошо окатанных обломков, среди которых преобладают черные кремнистые сланцы и полевые шпаты. Алевролитовые сланцы зеленого цвета встречаются в виде прослоев (5—10 м), переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Иногда в средней и верхней частях разреза коньрусской свиты алевролитовые сланцы образуют более мощные пачки, достигающие мощности 100—150 м.

Характер переслаивания пород коньрусской свиты можно видеть по следующему частному разрезу, сделанному по сая Ащимир, к западу от зим. Карымбай (снизу вверх):

1. Полимиктовые песчаники, среднезернистые, зеленого цвета	30 м
2. Мелкогалечные конгломераты с песчаным цементом зеленого цвета	17 ..
3. Темно-серые крупнозернистые песчаники	10 ..
4. Мелкогалечные конгломераты	40 ..
5. Зеленовато-темно-серые песчаники среднезернистые	7 ..
6. Крупногалечные конгломераты	20 ..
7. Песчаники среднезернистые зеленовато-серые	30 ..
8. Крупногалечные конгломераты	15 ..
9. Мелкозернистые полимиктовые песчаники	23 ..
10. Темно-зеленые кварц-хлоритовые сланцы	20 ..
11. Зеленовато-темно-серые мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями кварц-хлоритовых сланцев	36 ..
12. Зеленые среднезернистые песчаники	25 ..

¹ Название дано Е. Д. Шлыгиным (1960 г.). Эта свита аналогична нижней дулыгалинской свите, выделенной ранее Л. И. Боровиковым (1952, 1955).

Мощность отложений коньрусуйской свиты достаточно велика и для данного района приблизительно равна 1,5 км.

Несколько южнее исследованной территории (в пределах листа L-42-VII) под отложениями коньрусуйской свиты залегают нижне-среднеордовикские отложения, впервые выделенные А. Л. Книппером (1957, 1959) в карасуирскую свиту, которые постепенно сменяют известняки кокतालской свиты. Наиболее полные разрезы карасуирской свиты вскрываются в нижнем течении р. Байконура, где они делятся на три подсвиты: нижнюю — кремнисто-глинистых сланцев, среднюю — кремнистых сланцев и верхнюю — песчаниково-сланцевую. В верхней подсвите карасуирской свиты были собраны многочисленные обломки граптолитов, среди которых Б. М. Келлером определены: *Orthograptus* cf. *miracanthus* Elles et Wood, *Rectograptus* cf. *pauperatus* Elles et Wood, *R.* cf. *pavlinovi* Keller, *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth, *Climacograptus tectus* Barr., *Climacograptus* cf. *uniformis* Hsu. и др. Эти формы, по мнению Б. М. Келлера, скорее всего говорят о среднеордовикском возрасте вмещающих их отложений.

Взаимоотношение между коньрусуйской и карасуирской свитами однозначно выясняется во многих местах. Например, в бассейне северных притоков сая Карасире (северо-западная часть листа L-42-VII) мелкогалечные конгломераты коньрусуйской свиты с перерывом залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхней подсвиты карасуирской свиты. Здесь были собраны: *Rectograptus* cf. *pavlinovi* Keller, *Climacograptus tectus* Barr., *Climacograptus* cf. *uniformis* Hsu., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapworth.

Таким образом, осадки коньрусуйской свиты залегают выше фаунистически охарактеризованных отложений верхнего лландейло — нижнего карадок.

Несколько южнее исследованного района, на р. Коктал, в песчаниках и сланцах коньрусуйской свиты были собраны плохо сохранившиеся остатки брахиопод, из которых Т. Б. Рукавишниковой были определены: *Orthidae*, *Rhynchonellidae*, *Camarotoechidae* (*Rhynchotrema* sp. ?), *Strophomeniidae*. Этот комплекс ископаемых организмов, по заключению Т. Б. Рукавишниковой, свидетельствует о средне-верхнедевонском или даже нижнесилурийском возрасте вмещающих отложений. Следовательно, породы коньрусуйской свиты перекрывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего ордовика и сами содержат фауну в общем верхнеордовикского облика¹.

¹ В отложениях, выделенных Л. И. Боровиковым (1952, 1955 и др.) под названием нижней дулыгалинской свиты, им же еще в 1949 г. на р. Коктал были собраны плохо сохранившиеся ископаемые остатки трилобитов, брахиопод и других беспозвоночных животных. Определение их не позволило точно указать возраст вмещающих толщ так же, как и определение ископаемых остатков, собранных там же позднее авторами и переданных на определение Т. Б. Рукавишниковой. Возраст этой свиты Л. И. Боровиковым сначала (1952, 1955) сугубо условно определялся как нижнеордовикский по стратиграфическим соотношениям с вышележащими фаунистически охарактеризованными средне-верхнеордовикскими отложениями. Позднее (1958 и др.) в результате пересмотра и некоторых уточнений в определении ранее собранных ископаемых остатков возраст нижней дулыгалинской свиты был несколько изменен, и она отнесена к нижнему и среднему ордовика, что мне представляется до сих пор более правильным. Кстати, находки ископаемых остатков граптолитов на территории, расположенной южнее (лист L-42-VII), относятся не к ниже, а к вышележащим отложениям. По крайней мере это справедливо для того места, которое было мне показано одним из авторов записки еще в 1957 г. В связи с этим, а также и потому, что коньрусуйская свита аналогична нижней дулыгалинской, как пишут авторы, думается более правильным было бы сохранение за этими образованиями прежнего названия (прим. ред.).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Средний отдел — франкий ярус нерасчлененные (D_2 — D_3 fr)

Наиболее полные разрезы описываемых отложений наблюдаются в восточной части района вдоль сочленения Джезказганской впадины и Карсакапайского синклиниория, где их выходы образуют узкую полосу, с запада оборванную крупным разрывным нарушением, по которому докембрийские породы надвинуты на девонские отложения, а с востока — трансгрессивно перекрыты нижнекаменноугольными образованиями. Здесь в районе сая Шатыбас и р. Кумола разрез девонских отложений сложен переслаивающимися между собой крупно- и мелкогалечными конгломератами, аркозовыми песчаниками и алевролитами вишнево-красного, малинового и розового цвета. В виде отдельных прослоев и линз внутри толщи встречаются покровы андезитовых и авгитовых порфиритов, иногда обладающих миндалекаменной текстурой, и их туфов. Общая видимая мощность осадков до 700 м. Этот разрез не выдерживается по всей площади. Так, на западе, в районе гор Сартус и Алтуайт, в разрезе девонских отложений полностью отсутствуют порфириты и весь он представлен исключительно красноцветными конгломератами, песчаниками и аргиллитами. Никаких остатков фауны и флоры в этой толще на изученной площади не встречено, а на территории, примыкающей с северо-востока к описываемой (лист M-42-XXXII), Ю. А. Зайцевым (1959) в низах ее была найдена флора из плауновых *Hostimella hostimensis* Rat. et Berz., папоротников *Aphyllopteris* sp. и ксилофитов *Barrandeina dusliana* Kr., указывающая на принадлежность отложений к верхам среднедевонского отдела. В более высоких горизонтах встречена флора, характерная для франского яруса: *Helenia consiliata* Zal., *H. gekuina* Zal., *H. volnovachica* Zal., *Cyclostigma kiltorkense* Hought., *Heleniella theodori* Zal., *Lepidodendron stylicum* Zal., *Knorria* sp.

Верхний отдел

Фаменский ярус (D_3 fm)

На западе изученного района (сая Ащимир) на ордовикских породах несогласно залегает пачка тонкокристаллических плотных зеленовато-серых и темно-серых битуминозных доломитизированных известняков, содержащих, по определению палеонтолога ЦКГУ Г. Г. Аксеновой, плохо сохранившиеся отпечатки брахиопод верхнедевонского облика, возможно *Sp. (Cyrtospirifer)* ex gr. *suicifer* H. C. В доломитизированных известняках южнее пос. Байконур при проведении разведочных работ в 1942 г. Н. И. Любимовым были собраны ископаемые остатки брахиопод, которые, по заключению А. М. Симорина, являются фаменскими и представлены: *Spirifer (Cyrtospirifer)* *suicifer* H. C., *Sp. (Cyrtospirifer)* *semisbugensis* Nal., *Athyris concentrica* Hall. Видимая мощность битуминозных известняков 100 м у пос. Байконур и 100—110 м в районе сая Ащимир.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Турнейский ярус

Нижний подъярус (C_{1t1})

Нижнетурнейские отложения трансгрессивно и несогласно ложатся или на различные горизонты девонских осадков, или на поверхность размытых нижнепалеозойских и докембрийских пород. Разрез их представлен однородными по составу темно-серыми, зеленовато-серыми и почти черными плот-

ными слоистыми и тонкозернистыми кремнистыми породами, образовавшимися в результате окремнения известняков. Структура их большей частью крипто- и микрокристаллическая, реже, переходная от гелевой к криптокристаллической. Изучение пород под микроскопом показывает, что они сложены кремнистым агрегатом с включением глинистых частиц и микровключений карбоната. Кремни содержат большое количество одиночных кораллов, члеников криноидей и редкие неопределимые ископаемые остатки брахиопод. Мощность окремненных пород колеблется в пределах 50—100 м. К нижнему турне кремнистые породы отнесены на основании стратиграфического положения их между фаменскими и верхнетурнейскими отложениями.

Верхний подъярус

РУСАКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ (C₄r_{rs})

Выше нижнетурнейских отложений согласно залегает характерная толща известняков, резко выделяющаяся по литологическим признакам. Сложена она белыми, желтоватыми и светло-серыми известняками, среди которых выделяются мелкозернистые ноздревато-пористые, на отдельных участках сильно окремненные разновидности. В последних часто встречаются крупные конкреции черных кремней. Известняки слоистые (мощность слоев 0,1—0,2 м), богатые фауной, чередуются с массивными тонкозернистыми кремнистыми породами, образовавшимися по известнякам. Для характеристики описываемых отложений приведем разрез, описанный у горы Шатыбас (снизу вверх):

1. Известняки желтые, пористые, окремненные, с ископаемыми остатками	130 м
2. Известняки светло-серые, пористые, окремненные, с ископаемыми остатками	150 "
3. Кремнистые породы светло-серые, плотные	5 "
4. Известняки желтовато-бурые, тонкокристаллические, окварцованные	50 "
5. Кремнистые породы светло-серые, плотные	3 "
6. Известняки желтовато-белые, пористые окварцованные	45 "
7. Мергели желтовато-белые и белые ожелезненные	2 "

Этот тип разреза выдерживается по западному борту Джезказганской впадины, где его мощность около 400 м. На западе же района из-за плохой обнаженности он наблюдается отдельными частями и лишь у горы Саратус прослеживается отчетливо. Во всех разрезах известняки содержат обильные ископаемые остатки брахиопод, одиночных кораллов, криноидей, мшанок, трилобитов, среди которых палеонтологами ЦКГУ Э. М. Падве и Г. Г. Аксеновой определены: *Productus burlingtonensis* Hall var. *djildensis* Nal., *Pr. cf. burlingtonensis* Hall, *Spirifer aff. tornacensis* Hall, *Sp. (Imbrexia) sp. cf. grimesi* Hall, *Chonetes kinghirica* Nal., *Schizophoria cf. swallowi* Hall, *Athyris lamellosa* L'Ev. В целом весь видовой состав фауны русаковского горизонта характеризует отложения верхнего турне.

Визейский ярус

Нижний подъярус

ИШИМСКИЙ ГОРИЗОНТ (C₄v_{ish})

Вверх по разрезу верхнетурнейские отложения сменяются довольно однообразной нижневизейской толщей, сложенной зелеными, зелено-серыми и серовато-зелеными полимиктовыми песчаниками и сланцами, а также серыми известняками. Весь разрез имеет мощность около 500 м. На западе района в нижней части нижневизейских отложений преобладают полимиктовые песчаники (район Шокрская), а в верхней — известняки. На востоке же

(район р. Дюсембай) наблюдается обратная картина. Ниже приводим два схематических разреза.

В районе среднего течения Шокрская снизу вверх залегают:

1. Песчаники зеленовато-серые, тонкозернистые	165 м
2. Известняки темно-серые, тонкозернистые	13 "
3. Песчаники темно-серые, среднезернистые	59 "
4. Известняки светло-серые, тонкозернистые	50 "
5. Песчаники серые, среднезернистые	27 "
6. Известняки темно-серые, среднезернистые	160 "
Общая мощность разреза	474 "

По левобережью р. Дюсембай, вблизи южной окраины исследованной территории, в стронии разреза описываемых отложений, начиная снизу, участвуют:

1. Песчаники темно-серо-зеленые, тонкозернистые	7 м
2. Известняки темно-серые, расщепленные с фауной	172 "
3. Песчаники зеленовато-серые, тонкозернистые	3 "
4. Известняки темно-серые, расщепленные	55 "
5. Песчаники серовато-зеленоватые, мелкозернистые	5 "
6. Известняки темно-серые, плотные, тонкозернистые	2,5 "
7. Песчаники желтовато-зеленоватые, мелкозернистые	145 "
8. Известняки темно-серые, плотные, тонкокристаллические	15 "
9. Частое чередование мелкозернистых песчаников желтовато-зеленоватого цвета с темно-серыми и буроватыми известняками; песчаники преобладают	95 "
Общая мощность разреза	499,5 "

В известняках собраны и определены ископаемые остатки, свидетельствующие о нижневизейском возрасте вмещающих их отложений. Здесь встречаются: *Productus aff. subscoticus* Sag., *Productus deruptus* Rom., *Chonetes aff. ischimicus* Nal., *Brachythyris aff. suborbicularis* Hall. Наличие указанных форм позволяет описываемые отложения отнести к ишимскому горизонту.

Средний подъярус

ЯГОВКИНСКИЙ ГОРИЗОНТ (C₄v₂ag)

Рассматриваемый горизонт представлен характерной толщей темно-серых, реже буроватых, кристаллических слоистых известняков, заключающих подчиненные прослои зеленых, желтовато-зеленых и зеленовато-серых, большей частью средне- и мелкозернистых полимиктовых и известковистых песчаников. Эти образования постепенно сменяют породы ишимского горизонта. Наиболее широким распространением они пользуются в восточной части района. Характер средне- и мелкозернистых отложений хорошо виден в частном разрезе, составленном у устья Шатыбассая, где на нижневизейских песчаниках залегают:

1. Известняки темно-серые, средне- и крупнокристаллические с обильными ископаемыми остатками	220 м
2. Песчаники зеленовато-серые, тонкозернистые	1,5 "
3. Известняки буровато-серые, крупнокристаллические, с ископаемыми остатками	3,5 "
4. Песчаники желтовато-зеленые, мелкозернистые, с ископаемыми остатками	1 "
5. Известняки буровато-серые мелкокристаллические	1,5 "
6. Песчаники зеленовато-серые, тонкозернистые, с ископаемыми остатками	2,5 "
7. Песчаники желтовато-зеленые мелкозернистые	1 "
8. Известняки темно-серые, крупнокристаллические	55 "
Общая мощность разреза	286 "

Общая мощность средневизейских отложений 300—350 м.

В известняках собраны и определены многочисленные ископаемые остатки брахиопод средневизейского возраста с элементами верхневизейских, представленных *Productus* (*Avonia*) *youngiana* Dav., *Pr. (Sinuarella) mesialis* Hall, *Pr. (Gigantella) latissimus* Sow., *Pr. (Echinonchus) subelegans* Thom., *Pr. (Linoproductus) cf. ovatus* Hall, *Pr. cf. elegans* N. P., *Pr. (Buxtonia) aff. dengisi* Nal., *Pr. (Gigantella) edelburgensis* Phill., *Spirifer aff. djeskasgahnensis* Litw., *Sp. ex gr. mortonanus* Mill., *Athyris trinuclea* Hall. По основному составу фауны описываемые отложения можно отнести к яговкинскому горизонту.

Верхневизейский подъярус — намюрский ярус ($C_{1v3}-n$)

ДАЛЬНЕНСКИЙ И БЕЛЕУТИНСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

Средневизейские известняки вверх по разрезу постепенно переходят в мощную толщу, относимую по возрасту к верхневизейской — нижненамюрской. Отложения этой толщи распространены только вдоль западного борта Джезказганской впадины. В нижней части ее залегают темно-серые крупно- и среднекристаллические известняки, литологически не отличающиеся от ниже лежащих средневизейских известняков, но содержащие ископаемые остатки верхневизейских — нижненамюрских брахиопод, по заключению палеонтологов ЦКГУ Э. М. Падве и Г. Г. Аксеновой представленных: *Productus (Dictyoclostus) aff. uschkarasensis* Litw., *Pr. (Dictyoclostus) pinguis* M. W., *Pr. (Antiquatonia) insculptus* M. W., *Pr. (Linoproductus) yagovkini* Nal., *Pr. concinnus* Sow., *Pr. (Antiquatonia) cf. khimenkovi* (Jan).

Органогенные известняки содержат маломощные прослои (до 0,5 м) зелено-серых плотных полимиктовых песчаников и глинистых сланцев; в верхней их части наблюдается горизонт сильно рассланцованных темно-серых и почти черных тонкокристаллических известняков с редкими и очень плохой сохранности ископаемыми остатками гастропод и мшанок, имеющих облик форм, которые встречаются в отложениях, залегающих не древнее верхов средневизейского подъяруса. Мощность всей пачки известняков 100—150 м.

Известняки сменяются толщей зеленовато-серых и серых плотных полимиктовых песчаников, заключающих прослои темно-серых тонкокристаллических немых известняков и зеленовато-серых тонкорассланцованных известковистых сланцев. Эта часть разреза имеет мощность 250—350 м и условно по своему стратиграфическому положению относится нами к белеутинскому горизонту.

Верхняя часть нижнего отдела и средний отдел

ТАСКУДУКСКАЯ СВИТА (НИЖНЯЯ РУДОНОСНАЯ) — ($C_{1n}-C_{1s}$)

На описываемой территории таскудукская свита представлена тонко- и среднезернистыми темно-вишневыми и малиново-красными тонкослоистыми песчаниками, заключающими прослои зеленых и светло-серых с голубоватым оттенком тонкозернистых песчаников и, реже, зеленых и малиново-красных глинистых сланцев. Отложения этой свиты встречены только в восточной части района. В верхней части разреза свиты прослеживается маркирующий горизонт серовато-зеленоватых или светло-серых микрозернистых плотных кремней мощностью не более 1,5 м. Мощность отложений таскудукской свиты 200—250 м.

Ниже приводится разрез свиты, составленный в районе, расположенном севернее Кунтугансая, где снизу вверх залегают:

1. Песчаники темно-вишневые, мелкозернистые, косослоистые . . . 75 м
2. Песчаники светло-вишневые, среднезернистые, неяснослоистые . . . 64 ..
3. Песчаники темно-вишневые, тонкозернистые, косослоистые . . . 58 ..

4. Песчаники светло-серо-зеленоватые, тонкозернистые . . . 0,5 м
5. Песчаники темно-вишневые, тонкозернистые . . . 30 ..
6. Кремнистые породы серовато-зеленоватые, сливные, с раковинным изломом . . . 1,5 ..
- Общая мощность разреза . . . 229 ..

В районе рудника Джезказган в основании таскудукской свиты залегают характерный горизонт с *Calamites* sp. Д. Г. Сапожниковым (1948) в этом районе в аргиллитах горизонта кремней обнаружены ископаемые остатки микрофауны: *Archaeodiscus karreri* Brady, *Staffella* ex gr. *struvei* Moell., *St. cf. pseudostruvei* Raus. et Bel., *Climacamina* sp. (aff. *patula* Br), которая, по заключению Д. М. Раузер-Черноусовой, относится к верхним горизонтам визейского или к намюрскому ярусу.

Е. И. Мураховской в отложениях таскудукской свиты обнаружены споры, указывающие на верхненамюрский — среднекаменноугольный возраст пород: *Lophotriletes imperceptus* Jsch., *Tillicetampotriletes phaleratus* Zub., *Trachytriletes flavus* Jsch. и др. На основании вышеперечисленных данных возраст описываемой свиты принимается нами как верхненамюрский — среднекаменноугольный.

Средний и верхний отдел нерасчлененные

ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ СВИТА (ВЕРХНЯЯ РУДОНОСНАЯ) — (C_{2dg})

В основании джезказганской свиты, встреченной в восточной части района, залегают так называемый раймундовский конгломерат. Последний, однако, развит не повсеместно, поэтому в местах его отсутствия граница между таскудукской и джезказганской свитами на карте проведена условно, так как песчаные толщи обеих свит литологически сходны. Раймундовский конгломерат прослеживается в виде отдельных небольших и быстро выклинивающихся линз мощностью до 15 м. В составе галек конгломерата присутствуют девонские кварцевые порфиры, нижнекаменноугольные песчаники, известняки и кварцованные гранит-порфиры.

Выше конгломератов следует однообразная толща малиново-красных и вишнево-красных мелко-, средние и, реже, крупнозернистых песчаников, заключающих редкие прослои (до 5 м) зеленых и зеленовато-желтых песчаников и красно-фиолетовых алевролитов. Характерной особенностью красноватых песчаников джезказганской свиты является их косая слоистость. Мощность отложений джезказганской свиты достигает 400 м.

Разрез описываемой свиты, составленный к северу от Кунтугансая, представлен (снизу вверх):

1. Мелкогалечные конгломераты вишневого цвета с песчаным цементом . . . 5 м
2. Песчаники темно-вишневые, мелкозернистые, косослоистые . . . 110 ..
3. Песчаники светло-вишневые, среднезернистые . . . 28 ..
4. Песчаники темно-вишневые, мелкозернистые . . . 63 ..
5. Алевролиты красновато-фиолетовые, тонкослоистые . . . 3,5 ..
6. Песчаники светло-вишневые, тонкослоистые, косослоистые . . . 45 ..
7. Частое чередование средне- и мелкозернистых вишневых песчаников . . . 90 ..
8. Чередование мелко- и тонкозернистых темно-вишневых песчаников . . . 55 ..
- Общая мощность разреза . . . 399,5 ..

В районе рудника Джезказган Е. И. Мураховской в отложениях джезказганской свиты обнаружена пыльца: *Protopinaceae*, *Cucadaceae*, *Protodiploxypinus* Sam., *Perisacous pumicosus* Jsch., *Cordaitales*, *Platysacous minutus* Zub., *Trachytriletes lacunosus* Jsch. и др., указывающие на среднекаменноугольный возраст вмещающих их отложений.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Разрез палеозоя на исследованной территории венчается нижнепермскими отложениями, которые обнажены лишь на востоке описываемой территории, сменяя постепенно образования джезказганской свиты. Описываемые отложения представлены двумя свитами: нижней — жиделисайской и верхней — кингирской.

ЖИДЕЛИСАЙСКАЯ СВИТА (Pg_d)

Породы жиделисайской свиты по составу и цвету чрезвычайно сходны с вышеописанными джезказганской свиты. Ввиду этого нижняя граница свиты проведена условно по пачке малиново-красных аргиллитов, а верхняя — по смене красноцветных пород сероцветными карбонатно-обломочными сложенными кингирской свиты. Аргиллиты в разрезе жиделисайской свиты играют основную роль, что и отличает ее от джезказганской. Помимо аргиллитов описываемая толща сложена песчаниками и алевролитами малиново-красного, вишнево-красного и, реже, розовато-серого цвета. Для них характерна косая слоистость и присутствие невыдержанных по простиранию горизонтов алевролитов и песчаников с известковистыми конкрециями. Одной из особенностей пород жиделисайской свиты является обилие в них чешуек железистой слюдки.

Выходы пород описываемой свиты занимают незначительные площади и большей частью представлены элювиальными суглинками малиново-красного цвета, образовавшимися за счет пород жиделисайской свиты. Ввиду этого составить разрез свиты на изученной территории не представилось возможным.

Непосредственно к востоку от описываемой площади (лист L-42-II) отмечается сравнительно резкая фациальная изменчивость, выражающаяся в смене аргиллитов, преобладающих в разрезе, песчаниками и алевролитами, почти целиком их замещающими. Общая мощность отложений жиделисайской свиты, по данным разведочного бурения на вышеуказанной площади, составляет около 360 м.

Возраст жиделисайской свиты (нижняя часть нижнепермского отдела) устанавливается на основании согласного стратиграфического положения ее между джезказганской и кингирской свитами, в которых, по данным Е. И. Мураховской, имеются ископаемые остатки средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских спор и пыльцы.

КИНГИРСКАЯ СВИТА (Pg_{kn})

Разрез кингирской свиты сложен карбонатно-обломочными образованиями, представленными известковистыми песчаниками вишневого, желтовато-розового и серовато-зеленоватого цвета, и плотными тонкоплитчатыми мергелями. Разрез описываемых отложений в пределах исследованной территории далеко не полный, так как выходы их занимают незначительную площадь по ее восточной окраине. Составление разреза значительно затрудняется также из-за чрезвычайно скудной обнаженности свиты. Представлена она большей частью элювием или глинами коры выветривания, образовавшимися по породам кингирской свиты. Ввиду этого ниже приводится схематичный разрез описываемой свиты, составленный в 2 км к северу от Керегетассая, где снизу вверх залегают:

1. Песчаники легкие, пористые, мелкозернистые, желтовато-розового цвета, известковистые, содержащие включения родусита . . . 75 м
2. Песчаники плотные тонко- или мелкозернистые, серовато-зеленоватого цвета, с родуситом . . . 15 ..

30

3. Песчаники легкие, пористые, светло-вишневого цвета, известковистые, с родуситом и тонкими прослоями микрозернистых серовато-зеленоватых песчаников; породы образуют мелкие складки с падением на В — СВ и З — СЗ под 35—40° . . . 50 м
 4. Мергели серые, тонкоплитчатые и тонкослоистые . . . 85 ..
- Общая мощность по разрезу . . . 225 ..

В пределах Джезказганского района мощность отложений всей кингирской свиты достигает 600 м. В ней В. Ф. Беспаловым (1938), а затем, Н. Л. Габаев и Г. В. Беловым (1957), найдены ископаемые остатки пелеципод и остракод, указывающие на нижнепермский возраст: *Najadites castor* Eichwald, *N. verneulli* Amalitzky, *Palaeomutella* aff. *stegocephalum* Geinitz (определения Н. Спасской); *Darminula clinata* Mand., *D. triangularis* Busch., *D. pseudokassini* Belous. (определения З. Д. Белоусовой) и многие другие.

В 1956 году С. И. Мураховский в пределах Джезказганского района в этой свите выявлен спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на принадлежность вмещающих отложений к кунгурскому ярусу нижней перми. Его определены следующие формы: *Protodiploxyrinus bullaeformis* Sam., *Vittatina subsacata* Sam., *Lonotrachylites* sp. и др.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний—средний отделы нерасчлененные (J₁₋₂)

Юрские отложения встречаются лишь в районе пос. Байконур. Здесь они залегают на отложениях карадокского яруса и, по данным К. И. Сатпаева (1935), разрез их выглядит следующим образом:

1. Грубообломочные валунного типа конгломераты, состоящие из роговиков, песчаников и других палеозойских пород, скрепленных песчаным цементом . . . 167 м
 2. Глинистые и углистые сланцы и песчаники с прослоями конгломератов с железистым цементом, бурые угли, серые и шоколадные глины с массой ископаемых растительных остатков, среди которых определены: *Haysmannia* sp., *Cladophlebis haiburhensis* (Lef. H.), *Cl. lobifolia* (Phill), *Goniopteris hymenophylloides* Brongn., *Neocalamites hoerensis* (Schimp), *Nilssonia rarineris* Pryn., *Taeniopteris* sp., *Ginkgolpida* sp., *Baiera* sp., *Czekanowskia rigida* Heer. и др. . . 74 ..
- Общая мощность по разрезу . . . 240 ..

Указанная флора свидетельствует о нижне-среднеюрском возрасте вмещающих их отложений.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Наиболее широким распространением среди третичных осадков пользуются породы палеогеновой системы. Приведенная ниже стратиграфия третичных отложений совпадает со схемой, предложенной А. Л. Яншиным (1953), который подробно обосновал название и возраст каждой из выделенных им свит. Кроме того, обоснование возраста свит палеогеновой и неогеновой систем приводится Ю. А. Зайцевым (1958) в объяснительной записке к геологической карте листа М-42-XXXI.

Палеоцен и эоцен нерасчлененные (Pg₁₋₂)

Описываемые отложения имеют ограниченное распространение в пределах исследованной территории и вскрыты в основном скважинами в восточной части района; лишь в районе сая Сатан наблюдается небольшая естественный выход этих пород. На востоке палеоцен-эоценовые отложения

31

имеют мощность 80—100 м и сложены пестроцветными каолиновыми глинами с горизонтами бокситоносных глин, белыми алевроитами, гравийно-галечными песками, галечниками и окварцованными сливными песчаниками. По саю Сатан они представлены серыми кварцевыми песками и галечниками с хорошо окатанными плотно примыкающими друг к другу гальками, заключенными в глинистую массу. Здесь мощность описываемых отложений 5—6 м. Спорово-пыльцевой анализ образцов, проделанный Е. Д. Заклинской, показал, что основная масса пылицы представляет комплекс покрытосеменных растений, видимо субтропических. Здесь встречаются: *Sapiniaceae*, *Rubiaceae* (*Fagaceae*), *Myricaceae*, *Santalaceae*, *Elaeagnaceae*, *Anacardiaceae*, *Simarubaceae*, *Oleaceae*, *Meliaceae*, *Betulaceae*, *Pistaceae* и др. Наряду с этим, ею отмечена небольшая примесь однодольных растений (*Palmae*, *Liliaceae*). Голосеменных (*Podocarpus*, *Dacrydium*) и единичные находки спор *Gleichenia*, *Sclaginella*.

По мнению Е. Д. Заклинской, по общему облику эти спектры имеют некоторое сходство со спектрами из бокситоносной толщи, развитой в урочище Амангельды, возраст которой определяется как палеоцен — низы эоцена. К. В. Никифорова описываемые нами нерасчлененные палеоцен-эоценовые отложения считает верхнемеловыми — нижнепалеогеновыми, сравнивая их возраст с аркалыкской свитой, распространенной в Тургайской синеклизе.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания развита на породах складчатого палеозойского фундамента и представлена пестроцветными оранжево-красными, белыми, малиновыми и лиловыми каолиновыми глинами, глинистыми песчаниками и песчаными глинами, сохранившими в нижних горизонтах структуру и элементы залегания материнских пород. Мощность ее колеблется от 20 до 100 м. Наибольшее распространение кора выветривания имеет на востоке и на крайнем северо-западе района. Она вскрыта как в естественных обнажениях, так и скважинами.

В исследованном районе в кору выветривания превращены различные докембрийские и палеозойские породы, а также отложения юрской системы и палеоцен-эоценовые образования. Очевидно, континентальные условия, сопровождавшиеся процессами выветривания, преобладали в районе с начала триасового до конца эоценового времени. Кора выветривания, развитая в исследованной области, индексируется соответственно этому промежутку времени. Можно думать, что в районе существовала доюрская кора выветривания, которая затем была частично уничтожена последующим размывом или в значительной мере переработана наложенными процессами более молодого выветривания. Однако, выделить древнюю и молодую коры выветривания на карте не представляется возможным. Поэтому возраст ее показан обобщенно¹.

Олигоцен

БЕТПАКДАЛИНСКАЯ СВИТА (Pg₃^{bt})

Отложения бетпакдалинской свиты наибольшим распространением пользуются в западной части исследованной территории. Разрез ее сложен крас-

¹ Сказанного недостаточно для такого определения возраста коры выветривания, тем более, что в третичных отложениях наблюдаются образования, сходные с древней корой химического выветривания, но в действительности представляющие собой продукты переотложения размытой мезозойской коры выветривания. Поэтому следовало бы по крайней мере привести разрез, в котором было бы отчетливо видно либо наличие двух или нескольких кор выветривания и их мощность, либо же продолжительность образования единой коры выветривания. Без этого заключение о возрасте этих образований неубедительно (прим. ред.).

ными и буро-красными глинами — однородными, плотными, с известковыми и марганцевыми стяжениями, местами сильнопесчанистыми. Мощность глин не превышает 20—25 м. По мнению К. В. Никифоровой (1957, 1959), эти отложения лучше выделить под названием кендерлыкской свиты, поскольку они имеют литологические особенности (красноцветные породы), отличающие их от отложений бетпакдалинской свиты.

ЧАГРАЙСКАЯ СВИТА (Pg₃^{chr})

Отложения чаграйской свиты, встречающиеся в западной и юго-восточной частях исследованной территории, перерывом перекрывают образования бетпакдалинской свиты и нередко залегают непосредственно на палеозойских породах. Разрез свиты представлен желтыми и желто-серыми разнозернистыми песками, кварцевыми галечниками и железистыми конгломератами. Мощность отложений свиты не превышает 3—4 м.

В описываемом районе в породах чаграйской свиты палеонтологических остатков не найдено. Однако, в смежных районах (в частности, на р. Белуге) в отложениях этой свиты собраны ископаемые остатки млекопитающих: *Indricotheriidae*, *Chalicotheriidae*, *Hyracodontidae*, *Shisotherium tigracum* *Boris.*, возраст которых, по заключению Е. И. Беляевой, верхнемиоценовый. Описываемые же отложения, развитые в пределах Улутауского района, по мнению К. В. Никифоровой (1957, 1959), лучше называть асказансорской свитой, так как состав пород ее отличается от состава пород, выделенных в чаграйскую свиту, развитую в пределах Тургайской синеклизы.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

АРАЛЬСКАЯ (ОТАРСКАЯ) СВИТА (N₁^{1-2ar})

Отложения аральской свиты наиболее широко распространены в северо-восточной части исследованной территории, где они выполняют древнюю долинную сеть, к которой часто приурочены современные сая. Разрез этой свиты состоит из зеленовато-серых плотных монтмориллонитовых глин с восковидной поверхностью; местами глины приобретают красноватую окраску. Как правило, они содержат железисто-марганцевые и марганцевые бобовины, а также друзы гипса и прослои мергелей. Наибольшая мощность отложений аральской свиты 24 м. Палеонтологических остатков в указанных отложениях не встречено, но характер отложений с несомненностью указывает на принадлежность их к аральской свите, которая отличается большой однородностью и выдержанностью на всей площади распространения от Урала до предгорий Алтая.

ПАВЛОДАРСКАЯ (ЖИЛАНДИНСКАЯ) СВИТА (N₁^{1-2pv})

Породы павлодарской свиты развиты в северо-восточной части исследованной территории и залегают обычно с перерывом на образованиях аральской свиты. Павлодарская свита сложена зеленовато-серыми коричневыми и бурыми песчаными комковатыми глинами содержащими включения гравия и гальки алевролитов, а также известково-мергелистые конкреции. С поверхности глины часто приобретают красно-бурый оттенок. Мощность толщи 10—16 м. Средне-верхне-миоценовый возраст пород павлодарской свиты доказан работами Ю. А. Орлова (1928—1930 гг.), нашедшего в них в районе г. Павлодара богатые ископаемые остатки млекопитающих.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на территории исследованного района представлены верхнечетвертичными и современными образованиями (Q₃₋₄), имеющими небольшую мощность.¹ По генезису среди них выделяются аллювиальные от-

¹ В связи с тем, что на площади листа L-42-I отложения четвертичной системы имеют ограниченное распространение и небольшую мощность, на геологической карте они не показаны.

ложения, приуроченные к долинам рек и образующие их террасы; делювиальные, развитые на склонах водоразделов к речным долинам и саям; элювиальные и смешанные элювиально-делювиальные образования, а также отложения такыров и солончаков.

Верхний отдел

Аллювиальные отложения, представленные песками, супесями, суглинками, а в низах галечниками, образуют первые надпойменные террасы наиболее крупных рек и саев района, таких, как Кумула, Байконур, Курайлы, Сатан, Ащимир и др. Террасы аккумулятивные, высота их обычно не превышает 3—4 м. К этому же возрасту относятся частично делювиальные и элювиально-делювиальные образования, развитые на водоразделах и их склонах, которые не всегда возможно отделить от современных.

Современный отдел

К современным относятся аллювиальные отложения, образующие пойменные террасы рек и крупных саев высотой 1,5—2 м. Это пески, супеси, галечники, а также аллювий многочисленных более мелких логов и саев, представленный слабосортированными, плохоокатанными галечниками преимущественно местных пород, грубыми песками и суглинками мощностью 0,5—1 м. К современному отделу относится также часть элювиальных образований и глинистые, супесчаные отложения, выполняющие такырные впадины.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах описываемой территории широко развиты различные по составу и возрасту интрузивные образования: верхнепротерозойские гранито-гнейсы, граниты и сенинты; верхнепротерозойские основные породы; ордовикские основные и ультраосновные породы; додевонские гранодиориты и диориты.

Верхнепротерозойские гранитоиды (γPt_2)

Верхнепротерозойские гранитоиды в пределах исследованного района представлены гранитами и гранито-гнейсами.

Гранито-гнейсы занимают площадь около 300 км². Полоса их развития протягивается в меридиональном направлении от Тумурзасая на севере, через сопки Кюгенжол до верховьев сая Карасира на юге; они распространены также к востоку от сопки Кюгенжол вдоль Сарысая до его верховьев; незначительный по площади обособленный их выход находится в среднем течении р. Дюсембай. На этой же площади, а также к северу и к югу от обособленного массива гранито-гнейсов местами встречаются гнейсы, представляющие собой измененные породы кууспекской и тумурзинской свит, которые не поддаются картированию в мелком масштабе. Гнейсы и гранито-гнейсы развиты в наиболее приподнятой части Майтубинского антиклинория и приурочены к крыльям антиклиналей западной антиклинальной зоны и к ядрам антиклиналей восточной зоны.

Гнейсы очень разнообразны по составу. Среди них развиты светлые розоватые кварц-полевошпатовые аплитовидного облика породы; серые, коричневые биотитсодержащие разности и серо-зеленые диорито-гнейсы с роговой обманкой. Между ними и соответствующими по составу породами кууспекской и тумурзинской свит существуют постепенные переходы так же, как и между гнейсами и гранито-гнейсами.

Гранито-гнейсы варьируют от мелко- до крупнозернистых разностей, от почти массивных до ясно гнейсовидных пород, от разностей лейкократовых до содержащих в заметном количестве цветные минералы. Для гранито-гнейсов характерны гнейсовая и гнейсовидная текстура, выраженные яснее там,

где больше содержание цветных минералов в породе. В виде порфировидных выделений присутствует полевой шпат. Гранито-гнейсы сложены плагиоклазом типа альбит-олигоклаз, калиевым полевым шпатом, кварцем и присутствующими в большем или меньшем количестве биотитом, хлоритом и мусковитом. Структура пород неравномернозернистая. Участки мелкозернистой гранобластовой структуры чередуются с порфиробластовой. Порфиробласты образованы микроклином ($2Y=78-84$) и альбит-олигоклазом. В гранито-гнейсах встречаются лишь мелкие аплитовые жилки.

Постепенные переходы от слабоизмененных пород, через гнейсы к гранито-гнейсам; зависимость состава, структурных и текстурных особенностей гранито-гнейсов от особенностей «первичных» пород и развитие бластических структур в гранито-гнейсах указывает на то, что они образовались путем гранитизации.

Галька гранитизированных кварцитов встречается в конгломератах тумурзинской свиты (Pt_{1lm}) у плотины на Тумурзасе.

Породы тумурзинской свиты на других участках района подверглись гранитизации. Таким образом, этот процесс, по-видимому, был длительным и протекал как в нижнем протерозое, так и в начале верхнего протерозоя.

Граниты распространены к западу от области развития гранито-гнейсов и охватывают площадь 150 км². Они в виде отдельных разобщенных массивов протягиваются от правобережья р. Байконура на севере до верховьев сая Карасира на юге; к северу от площади листа L-42-1 известны в районе горы Усугрылтау.

В северной части описываемой площади граниты залегают в зоне меридионального нарушения среди эффузивных пород татпенской свиты, в экзоконтактной зоне которых заметна перекристаллизация с образованием роговиков. Южнее верховьев Ащилыса, в центральной части Майтубинского антиклинория, граниты находятся среди пород кууспекской свиты и приурочены к ядрам антиклиналей западной антиклинальной зоны. В верховьях саев Ащилы и Курайлы западный тектонический контакт гранитов с породами кууспекской свиты частично скрыт под рыхлыми отложениями. Южнее в западном контакте гранитов залегают слабо измененные порфириты кууспекской свиты с горизонтом зернистых кварцитов в основании. В кварцитах наблюдается слабая фельдшпатизация.

Восточное ограничение массивов гранитов проведено на карте условно, так как между ними и залегающими к востоку гранито-гнейсами нет резких границ. В направлении с запада на восток в породах появляется гнейсовидная текстура, крупнозернистое сложение гранитов сменяется неравномернозернистой структурой гранито-гнейсов. Линзовидные горизонты кварцитов, сохранившиеся при гранитизации, отмечают восточное крыло антиклиналей и условную границу между гранитами и гранито-гнейсами. Массивы гранитов имеют овальную форму в плане. В отдельных массивах граниты несколько различны по цвету и структурным особенностям: в северном массиве это зеленоватые или лиловые породы среди лав татпенской свиты; в центральной части района — светлые, буроватые, розоватые близкие по цвету к порфиритам кууспекской свиты.

Граниты представляют собой крупно-среднезернистые породы с характерной массивной текстурой и равномернозернистой структурой. Они состоят из крупных таблитчатых кристаллов микроклин-пертита, более мелких субтаблитчатых выделений олигоклаз-альбита №№ 8—10, кварца и небольшого количества мусковита и биотита, частично замещенного хлоритом; из аксессуарных встречаются апатит, сфен, рутил, флюорит. В гранитах часто заметен катаклаз, выраженный в волнистом погасании и частичной грануляции зерен кварца, в изгибе двойниковых швов в кристаллах плагиоклаза, появлении жилко, заполненных мелкозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата или серицита. В некатаклазированных участках микроструктура аллотриоморфнозернистая.

Среди гранитов встречаются маломощные аплитовые жилки и кварцевые жилы, а также жильные тела фельзит-порфиров эффузивного облика. На карте эти породы показаны под индексом γPt_2 .

Возраст гранитов как верхнепротерозойский установлен на основании их активных соотношений с эффузивными породами татпенской свиты, с одной стороны, и по нахождению крупных валунов подобных же гранитов в конгломератах ранской свиты кембрия в районе горы Бассалтауит, с другой.

Верхнепротерозойские щелочные и нефелиновые сиениты (ϵPt_2)

Рассматриваемые сиениты, отмеченные впервые в 1935 г. Е. Л. Бутаковой (1937), залегают на водоразделе Тумурзасая — Сарысая. Они слагают небольшой овальной формы массив, площадью 7—8 км², с длинной осью, вытянутой в северо-западном направлении. Он имеет согласные контакты с вмещающими его породами кууспекской свиты, залегающей в ядре антиклинальной складки. В зоне экзоконтакта проявлена альбитизация.

Массив сложен гастингситовыми сиенитами, часто лейкократовыми, местами встречены граносиениты, нефелиновые сиениты и жильобразные тела альбититов.

Лейкократовые и гастингситовые сиениты представляют собой светлые, буроватые или серые породы с варьирующим количеством цветного компонента — гастингсита и лепидомелана, в лейкократовых разностях содержащихся в незначительном количестве. Последние сложены микроклин-пертитом и альбитом. В небольшом количестве присутствует мусковит. В граносиенитах находится кварц, нерешетчатый калиевый полевой шпат с пертитовым строением, олигоклаз № 15 и в небольшом количестве биотит и гастингсит.

Нефелиновые сиениты близки по составу к гастингситовым разностям, но в них развит нефелин, частично замещенный канкринитом и мусковитом. Среди аксессуарных встречены ильменит, сфен, малакон, ортит и апатит.

Альбититы были обнаружены в виде небольшого жильобразного тела среди пород кууспекской свиты в 50 м к западу от контакта сиенитов и в виде отдельных выходов в пределах самого массива. Это неравномернозернистые породы, состоящие из мелкозернистого агрегата альбита с небольшим количеством мусковита и лучистых сростков микроклина.

Во всех породах сиенитового массива широко проявлена альбитизация, интенсивность которой возрастает в направлении от граносиенитов и лейкократовых щелочных сиенитов к гастингситовым, нефелиновым сиенитам, вплоть до альбититов; от микроклин-пертитов с жилковатыми ленточными пертитами замещения к антипертитам и шахматным альбитам. В породах широко развиты коррозионные и пойкилобластические структуры.

В массиве щелочных и нефелиновых сиенитов были встречены мелкие дайки лейкократовых и роговообманковых сиенит-порфиров. Первые сложены светлыми розовато-серыми массивными мелкозернистыми породами, содержащими большое количество длиннопризматических выделений роговой обманки.

Для установления времени формирования сиенитов нет прямых геологических данных. Однако, по своему химическому составу граносиениты и лейкократовые сиениты приближаются к гранитам, развитым в Майтубинском антиклинории. Начальные стадии альбитизации в виде жилковатых ленточных пертитов замещения очень сходны с таковыми же в калиевых полевых шпатах гранитов и сиенитов. По этим косвенным данным Карсакпайский массив щелочных пород условно отнесен к верхнепротерозойским образованиям.

Верхнепротерозойские габбро и габбро-диабазы ($v\text{Pt}_2$)

Верхнепротерозойские габбро и габбро-диабазы развиты в виде согласных пластовых тел в балкудукской и боздакской свитах акдымской серии, а также в виде рвущих массивов внутри бурмашинской свиты. Наиболее значительны по протяженности дайкообразные интрузии в центральной части Карсакпайского синклинория, где они приурочены к меридиональной зоне разломов и

достигают длины 15 км при ширине 0,5—0,7 км. Это темные зелено-серые и зеленые породы, среднезернистые и массивные в центральных частях тел и мелкозернистые, рассланцованные в эндоконтактных зонах. В дайкообразных телах, расположенных в тектонических зонах, рассланцевание более интенсивное, чем в пластовых.

По определению Ю. И. Половинкиной (1952), в составе габбро-диабазов присутствуют более или менее изометричные ксеноморфные зерна моноклинного пироксена, замещенные волокнами очень бледного зеленоватого амфибола, заключенные в тонкозернистой массе зерен альбита, иголок актинолита, зерен цоизита и скоплений чешуек хлорита. Плагноклаз замещен агрегатом вторичных минералов. В породе заметна реликтовая габбро-диабазовая, а в центральных частях крупных тел — реликтовая габбровая структура.

Для установления верхнего возрастного предела габбро и габбро-диабазов, развитых непосредственно в Карсакпайском синклинории, нет прямых геологических данных. Однако, можно говорить о генетической связи пластовых интрузивных тел с соответствующими по возрасту свитами, содержащими основные эффузивы. Жильные тела, приурочены к меридиональной зоне разломов, секут отложения карсакпайской свиты и, по-видимому, являются наиболее молодыми образованиями в истории формирования Карсакпайского синклинория.

Верхнепротерозойские дайки спессартитов встречены в нижнем сечении сая Бурмаша и южнее него по левому борту р. Дюсембай. Они залегают в породах бурмашинской свиты и имеют северо-восточное, близкое к широтному, простирание. Дайки отличаются малой мощностью (до 2—3 м) и небольшой протяженностью. Это зеленовато-серые мелкозернистые породы, в которых микроскопически установлена гипидноморфнозернистая структура, образованная плагноклазом и амфиболом, с небольшим количеством ксеноморфных выделений кварца. Плагноклаз почти нацело замещен мелкозернистым агрегатом вторичных минералов, амфиболом, бледно-зеленым актинолитом, хлоритом и рудным минералом. Возраст даек условно принят верхнепротерозойским.

Ордовикские габбро и габбро-диабазы ($v\text{O}$)

Рассматриваемые породы встречены в западной части района в зоне сочленения Байконурского синклинория и Майтубинского антиклинория. У изгиба р. Байконура они залегают в виде двух дайкоподобных тел меридионального простирания, рвущих здесь лакбайскую и ранскую свиты. Еще одно тело известно у слияния сая Акырлы и Жаункар. Оно залегают в зоне разрывного нарушения между породами кууспекской и карсакпайской свит; протяженность его не превышает 2 км при ширине 200—300 м.

Присутствие гальки габбро в конгломератах каргалинской свиты (O_3) в районе горы Каргалы-Караадыр, расположенной на смежной с запада территории (Боровиков, 1955) указывает на ордовикский возраст габбро- и габбро-диабазов, развитых в западной части изученной площади.

Ордовикские ультраосновные породы (ΣO)

Несколько тел серпентинизированных перидотитов имеется северо-восточнее пос. Карсакпай в зоне тектонического контакта Карсакпайского синклинория с Джезказганской впадиной. Наиболее крупное из них (5×1 км) залегает непосредственно в зоне разрывного нарушения. К северу от него известны еще три мелких линзообразных тела среди нерасчлененных нижнепротерозойских пород. Серпентинизированные перидотиты представляют собой массивные, довольно крупнозернистые породы, состоящие из оливина (?), замещенного серпентином, карбонатом и рудным веществом. Между зернами серпентинизированного минерала расположены бесцветный моноклиновый пироксен, замещающийся бесцветным амфиболом и, частично, хлоритом, и идиоморфные

зерна магнетита. Порода обладает аллотриоморфнозернистой структурой. Возраст пород установлен как ордовикский на основании сопоставления их с серпентинитами гор Эскулы на площади листа М-42-XXXII (Зайцев, 1959), расположенного к северо-востоку.

Донижнедевонские гранитоиды (γ - γ аD₁)

В этот комплекс условно объединены интрузии диоритового и гранодиоритового состава, занимающие различное структурное положение и сложенные породами, весьма разнообразными по составу и внешнему облику. Такое объединение допущено из-за отсутствия данных о верхней возрастной границе формирования интрузий, залегающих среди пород кууспекской и тумурзинской свит.

Наиболее крупные массивы — Майтубинский (180 км²) и Кантюбинский (75 км²) — залегают в синклинальных складках, образованных породами тумурзинской свиты в пределах Майтубинского антиклинория. Более мелкие массивы горы Алтуайт, высоты 501 м и горы Жилантубе расположены в пределах восточного крыла Байконурского синклинория. Небольшие массивы гранодиоритов приурочены к разломам в зоне сопряжения Майтубинского антиклинория с Карсакпайским синклинорием.

Майтубинский массив *диоритов* имеет линзовидную форму с простиранием длинной оси в север-северо-восточном направлении. Протяженность его 40 км, максимальная ширина — 7 км. Диориты залегают согласно с вмещающими породами тумурзинской свиты и лишь в юго-восточной части по разрывному нарушению граничат с гранито-гнейсами. В западной эндоконтактной зоне залегают гибридные меланократовые диориты. На севере, на горе Майтубе, мезократовые диориты в виде пластовых тел мощностью от десятков сантиметров до десятков метров чередуются с пачками параамфиболитов, образовавшихся в результате контактового воздействия интрузии на амфиболовые сланцы этой свиты. На юге массива диориты плохо обнажены. В центральной части преобладают лейкократовые диориты и гранодиориты.

Наиболее распространенные в этом массиве диориты представляют собой средне-крупнозернистые зеленовато-серые породы. В составе диоритов присутствуют сильно измененные плагиоклаз-олигоклаз или андезин и роговая обманка, реже кварц, биотит, калиевый полевой шпат. Характерно, что в меланократовых разностях амфибол находится в виде агрегатных скоплений. В них наблюдаются ситовидные, пойкилитовые структуры. В мезократовых разностях гипидиоморфнозернистые выделения роговой обманки имеют таблитчатую форму, а в лейкократовых — длиннопризматическую. В породах в заметном количестве встречены сфен.

Кантюбинский массив *гранодиоритов* находится на площади смежного с севера листа М-42-XXXI и лишь его южная часть попадает на описываемую территорию. Здесь развиты, наряду с гранодиоритами и диоритами, значительно перекристаллизованные параамфиболиты, по всей видимости слагающие провесы кровли.

Массив гранодиоритов горы Алтуайт вытянут в северо-западном направлении на 10 км, при максимальной ширине 2 км. С северо-востока он перекрыт отложениями среднего палеозоя, с запада он находится в контакте с кембрийскими кварцитами, а на юго-западе и юго-востоке — с породами кууспекской свиты. В пачках параамфиболитов среди гранодиоритов встречены мелкие линзовидные тела гранатовых скарнов, приуроченных к линзам известняков. Массив сложен гранодиоритами-лейкократовыми породами с длиннопризматической роговой обманкой.

Во всех трех отмеченных массивах встречены дайки габбро-порфиров, жильных габбро и микродиоритов. Наиболее широко они развиты в северо-западной эндоконтактной зоне Майтубинского массива.

Гранодиориты, приуроченные к меридиональным разрывным нарушениям и залегающие среди протерозойских и нижнепалеозойских пород, заметно отличаются от диоритов и гранодиоритов Майтубинского и Кантюбинского мас-

сивов и несколько меньше — от гранодиоритов горы Алтуайт. Они более однообразны по своему облику и составу. Это лейкократовые массивные породы со среднезернистой структурой, с небольшим количеством цветных минералов, роговой обманки и биотита. Гипидиоморфнозернистая микроструктура породы зависит от сочетания таблитчатых кристаллов плагиоклаза № 16—20 с ксеноморфными выделениями кварца, калиевого полевого шпата и цветных минералов. Последние часто замещены эпидотом, хлоритом и рудным. В заметном количестве встречены сфен, апатит и рудные.

Среди этих гранодиоритов встречены дайки гранодиорит-порфиров. Для гранодиоритов западной полосы возрастные соотношения установлены на основании их активного воздействия на породы коньрусской свиты (сан Татпен и Ащилю). По составу и внешнему облику эти гранодиориты близки гранодиоритам, развитым на смежной к северу площади в горах Улутау, где их возраст достаточно точно датирован как донижнедевонский (Зайцев, 1958).

Диориты и гранодиориты Майтубинского и Кантюбинского массивов активно воздействуют на породы тумурзинской свиты, но нет данных об их верхней возрастной границе. В то же время ряд особенностей отмеченных выше, отличающих их от западных массивов гранодиоритов, позволяют лишь предположительно относить их к донижнедевонским образованиям.

ТЕКТОНИКА

Исследованная территория находится в пределах западной части Центрального Казахстана, в зоне его каледонского обрамления (Богданов, 1954).

В геологическом строении исследованного района можно выделить три структурных этажа, соответствующих трем крупным тектоническим этапам развития, которые характеризуются определенным типом геологических формаций, морфологией складчатых форм и магматизмом (рис. 1). Нижний структурный этаж образован докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями, слагающими геосинклинальную систему Улутау (Н. С. Шатский, 1945 г.). Внутри выделяются два подэтажа; первый образован докембрийскими отложениями, а второй — нижнепалеозойскими. Средний структурный этаж, сформированный девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, соответствует орогенному этапу развития (Богданов, 1954) западной части Казахстана. С начала мезозойского времени территории Центрального Казахстана вступает в платформенный этап развития. Соответственно этому этапу геологического развития в пределах описываемой территории выделяется верхний — платформенный структурный этаж. В свою очередь он может быть подразделен на два подэтажа; нижний сложен юрскими отложениями, а верхний — породами меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Нижний структурный этаж

нижний подэтаж

Майтубинский антиклинорий, расположенный в центральной части исследованного района, простирается в меридиональном направлении и прослеживается с севера на юг на расстоянии 150 км. В пределах описываемой территории вскрыта центральная часть антиклинория. Его ширина 40 км на севере и 20 км на юге. Он ограничен с запада Байконурским нижнепалеозойским синклинорием, с востока — Карсакпайским верхнепротерозойским синклинорием. На севере, уже в пределах территории, входящий в лист М-42-XXXI, Майтубинский антиклинорий в виде серии ступенчатых сбросов, погружается под среднепалеозойские отложения. На юге, в пределах площади листа L-42-VII, южное продолжение Майтубинского антиклинория перекрыто меловыми и палеогеновыми породами Чуйской синеклизы.

Граница Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория проводится вдоль системы разломов, имеющих на большом протяжении мери-

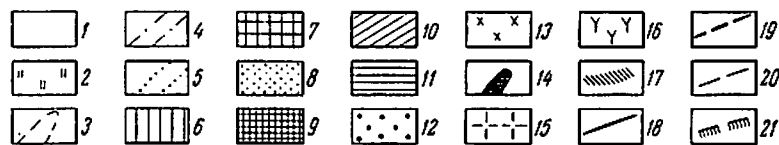
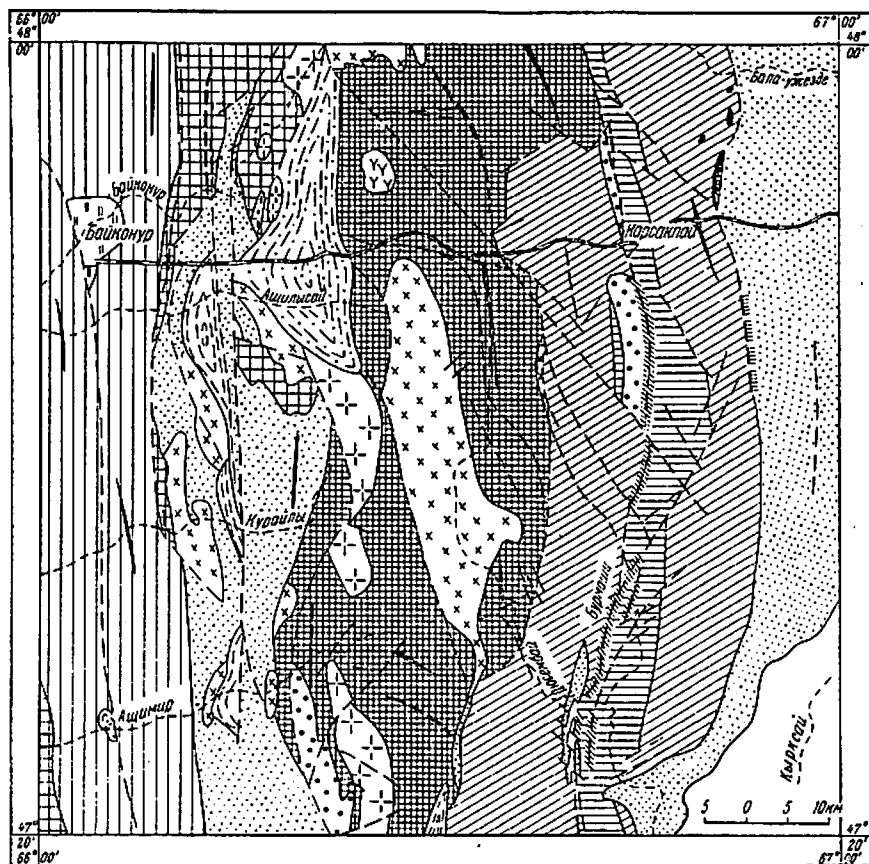


Рис. 1. Схема тектонического строения листа L-42-I. Верхний структурный этаж:

1 — верхний подэтаж — Платформенный чехол Чуйской синеклизы, 2 — нижний подэтаж — юрский грабен. Средний структурный этаж: 3 — грабен-синклиналь, 4 — наложенные муллы, 5 — Джезказганская впадина. Нижний структурный этаж. Верхний подэтаж — Байконурский синклинорий: 6 — Ашмирская синклиналь, 7 — Кураллы антиклиналь, 8 — наложенные структуры, сложенные кембрийскими отложениями; нижний подэтаж, 9 — Майтубинский антиклинорий; Карсакпайский синклинорий; 10 — восточное и западное крылья, 11 — центральная часть, 12 — приразломные синклинали, сложенные отложениями карсакпайской свиты. Прочие обозначения: 13 — донижнедевонские диориты и гранодиориты, 14 — ордовикские массивы ультраосновных пород, 15 — верхнепротерозойские граниты, 16 — верхнепротерозойские сенииты, 17 — зона распространения верхнепротерозойских даек габбро-диабазов, 18 — простирающие крупные антиклинальные складки, 19 — простирающие крупные синклинальные складки, 20 — разрывные нарушения, 21 — надвиги.

диональное направление. Лишь в верховьях Тумурзасая и Кенсасая наблюдается серия близширотных сколов, благодаря которым Майтубинский антиклинорий образует выступ в сторону Карсакпайского синклинория.

Западная граница Майтубинского антиклинория также проходит вдоль меридионально ориентированного разрывного нарушения, по которому на всем его протяжении находятся в тектоническом соприкосновении породы коньрусуйской свиты (находящейся к западу от разлома) и более древние кембрийские и докембрийские образования.

Майтубинский антиклинорий сложен главным образом породами боровской серии и различными интрузивными и метасоматическими образованиями. Отложения акдымской и ерементавской серий, кембрийские и среднепалеозойские образуют ряд разновозрастных наложенных структур на более древнем основании западной части Майтубинского антиклинория.

Внутреннее строение Майтубинского антиклинория характеризуется развитием просто построенных брахиформных антиклинальных и синклинальных складок. В строении ядер антиклинальных складок участвуют породы кууспекской свиты и гранитоидного комплекса.

Отдельные антиклинальные складки группируются в зоны. Западная зона состоит из антиклинальной складки, развитой в районе сая Жаункар, кулисобразно сменяющей ее складки, расположенной в верховьях сая Курайлы, и антиклинали, находящейся севернее горы Басалтуайт. Вторая, восточная, зона антиклиналей состоит из брахиформной складки, располагающейся в районе широтных излучин среднего течения р. Дюсембай, антиклинали, развитой в районе Итассая, и наиболее крупной складки, находящейся в верховьях р. Дюсембай. Северо-западнее, на водоразделе Тумурзасай-Сарысай, расположена еще одна брахиантиклиналь. Южное окончание крупной антиклинальной складки выявлено в районе горы Карамола, где прослежено ее периклинальное замыкание в кварцитах кордовской свиты. Для всех вышеперечисленных антиклинальных складок характерны сравнительно пологие падения восточных крыльев (20—45°) и крутые (70—80°) — западных. В восточной зоне антиклиналей западные крылья складок нередко круто опрокинуты на запад.

Синклинальные складки в пределах Майтубинского антиклинория сложены кордовской и тумурзинской свитами. В центральных частях трех наиболее крупных складок расположены массивы диоритов. Западная синклинальная складка находится в районе горы Алтуайт; восточная часть ее перекрыта каменноугольными отложениями. Крупная синклиналь прослеживается от района горы Майтубе на севере до верховьев сая Сарыбулак на юге. На севере ее центриклинальное замыкание осложнено рядом дополнительных складок. Южное ее центриклинальное замыкание, так же как и западное крыло, связано крупным разрывным нарушением север-северо-западного простираения. Западное крыло складки круто наклонено к востоку под углом 70—75°, а восточное — круто опрокинато на запад. Отчетливая синклинальная складка располагается в верховьях Тумурзасая между горой Тумурзашоки на западе и горой Керегетас на востоке. В этой синклинали на западном крыле все породы обнаруживают пологие восточные падения (10—25°), а на восточном — круто падают на запад под углами 60—70°.

Породы акдымской серии резко трансгрессивно с азимутальным несогласием перекрывают образования боровской серии и вместе с ними участвуют в строении западной части Майтубинского антиклинория.

На северо-западе в районе р. Байконура породы татпенской свиты образуют круто падающую (60—70°) на запад моноклиналь. В юго-западной части антиклинория в районе сая Татпен и Жаункар они образуют наложенную синклиналь с кварцитами карсакпайской свиты в ядре. Породы в крыльях этой синклинали имеют крутое падение под углом 70—80°. Часть западного крыла синклинали срезана меридионально ориентированным сбросом.

Большую роль в строении Майтубинского антиклинория играют тектонические нарушения. Наиболее крупные из них — меридиональные — приурочены к западной его части. Эта система нарушений осложняет структуры, образованные докембрийскими, нижне- и среднепалеозойскими породами. Северная и северо-восточная части Майтубинского антиклинория осложнены также се-

рий нарушений северо-западного простираания. В юго-западной части развиты разрывные нарушения северо-восточного направления.

Карсакпайский синклиниорий прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии около 400 км при ширине 20—30 км. На всем своем протяжении он сложен породами акдымской серии.

Карсакпайский синклиниорий располагается в восточной части исследованной территории. Его граница со смежным с ним на западе Майтубинским антиклинорием проходит по системе разрывных нарушений, описанных ранее. Восточная часть Карсакпайского синклинория перекрыта девонскими и каменноугольными отложениями, развитыми в Джезказганской впадине. В северной части описываемого района Карсакпайский синклиниорий и Джезказганская впадина сопряжены по крупному крутому (50—60°) надвику, по которому докембрийские отложения надвинуты на среднепалеозойские. Это крупное разрывное нарушение было названо Ю. А. Зайцевым (1958) Западно-Улутаским разломом.

Внутренняя структура Карсакпайского синклинория очень сложна. Для него характерно веерообразное строение: все осевые плоскости мелких складок в западном крыле падают на восток, а в восточном — на запад.

Западное крыло Карсакпайского синклинория сложено породами татпенской, белкудукской и боздакской свит. К северу от сая Тумурза западное крыло Карсакпайского синклинория оборвано серией крупных широтно ориентированных разрывных нарушений, по которым приведены в тектоническое соприкосновение породы боровской и акдымской серий. К югу от широты Тумурзасая западное крыло синклинория характеризуется крутым восточным падением слагающих его образований. Углы падения пород здесь колеблются от 40 до 85°, в целом увеличиваясь по мере приближения к центральной части синклинория. В западном крыле синклинория обнаруживается целый ряд сложно построенных изоклиналиных складок, к числу которых принадлежит крупная антиклинальная складка в верховьях сая Шаупкель.

Центральная часть Карсакпайского синклинория сложена породами бурмашинской и карсакпайской свит. На севере она ограничена с двух сторон крупными разломами, вдоль которых породы бурмашинской свиты соприкасаются с породами боровской серии. Восточный из этих разломов в районе междуречья Бала-Джезде и Кумула отворачивает к юго-востоку, вследствие чего к югу от него появляются породы кумолинской и керегетасской свит, слагающих восточное крыло синклинория. Западный разлом прослеживается далее на юг, и, южнее пос. Карсакпай, распадается на ряд близко расположенных друг к другу и меридионально ориентированных разрывных нарушений. Именно вдоль этой зоны происходит опрокидывание на восток осевых плоскостей всех складок, развитых в докембрийских породах. К этой же зоне разломов приурочены отдельные приразломные синклинали, сложенные породами карсакпайской свиты. К ним относятся Балбраунская синклиналь и ряд более мелких, известных в районе широтной излучины р. Дюсембай. В целом центральная часть Карсакпайского синклинория имеет синклинальное строение. Для этой узкой линейно вытянутой синклинали характерна частая ундуляция шарнира, при общем погружении его к югу. Вследствие этого, в местах воздымания шарнира наблюдаются поперечные антиклинальные перегибы, один из которых отчетливо обнаруживается к югу от пос. Карсакпай по центриклинальному замыканию по подошве средней подсвиты бурмашинской свиты.

Восточное крыло Карсакпайского синклинория построено довольно просто. На большом протяжении оно представляет собой моноклиналь, наклоненную в сторону центральной части синклинория. В северной части, в районе р. Кумула, восточное крыло Карсакпайского синклинория осложнено крупной антиклинальной складкой, ширина которой равна 1,5 км. В восточном ее крыле породы нижнебоздакской подсвиты падают на восток (10—25°), а в западном — на запад (40—50°). Углы наклонов пород в восточном крыле синклинория колеблются от 10° до 80° и постепенно увеличиваются с востока на запад. В крыльях Карсакпайского синклинория имеется ряд небольших наложенных синклиналей, выполненных отложениями карсакпайской свиты. Наиболее

типичной из них является Кызымчекская, расположенная в западном крыле синклинория.

В Карсакпайском синклинории широко развиты мелкие изоклиналиные складки и плейчатость; амплитуда их не превышает, как правило, 10 м. В результате картируемые геологические границы в масштабе аэрофотоснимков (1:30 000) оказываются в плане прямыми, на их конфигурации не отражается упомянутая выше мелкая сложная складчатость.

В местах развития изоклиналиных складок контуры внутренней структуры Карсакпайского синклинория угадываются лишь по смене крупных стратиграфических комплексов. Своеобразной особенностью этого крупного синклинория является то, что направление падения крыльев мелких складок, как правило, совпадает с направлением падения крыльев крупных складчатых форм. В связи с этим в тексте и на карте приводятся элементы залегания крыльев мелких изоклиналиных складок, осложняющих крупные плейквативные формы. Замеренные в поле и приведенные в тексте элементы залегания изоклиналиных складок не полностью соответствуют элементам залегания описываемых крупных структурных элементов. Истинные углы падения слоев в последних значительно положе (15—40°). Углы падения крыльев крупных складчатых элементов, определяемые по данным анализа мощностей, по сменам пачек пород и путем графических построений, оказываются всегда более пологими, чем углы падения, измеренные в обнажениях.

Помимо описанных выше разломов меридионального направления, складчатые элементы синклинория осложнены системой сбросов северо-западного простираания и взбросов северо-восточного направления. Первые развиты в основном в западном крыле синклинория, в северной половине исследованной территории, а вторые — в южной.

ВЕРХНИЙ ПОДЭТАЖ

Байконурский синклиниорий является частью большой линейно вытянутой геосинклинали, простирающейся от района р. Ишим на севере до гор Каратау и северных отрогов Тянь-Шаня на юге. В пределах исследованной территории вскрыта южная часть синклинория, который прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 160 км. Южнее р. Белеуты (лист L-42-VII) он перекрыт рыхлыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями, выполняющими Чуйскую синеклизу. На западе (лист L-41-VI) и на севере нижнепалеозойские отложения перекрыты меловыми и палеогеновыми отложениями, участвующими в строении Тургайской синеклизы. Восточной границей Байконурского синклинория служит крупное разрывное нарушение, простирающееся в меридиональном направлении и отделяющее его от докембрийского Майтубинского антиклинория. В пределах исследованной территории внутри Байконурского синклинория выделяются Ачимирская синклиналь и Курайлинская антиклиналь (ее юго-восточная часть). Кроме того, к этому же структурному подэтажу должны быть отнесены наложенные структурные элементы, образованные нижнекембрийскими отложениями и расположенные вдоль западного ограничения Майтубинского антиклинория.

Ачимирская синклиналь, сложенная породами коньсурьской свиты, протягивается узкой меридионально вытянутой полосой от территории гор Жалатау (лист M-42-XXXI) на севере до р. Белеуты (лист L-42-VII) — на юге; ширина ее исследованной 10—12 км. На западе она граничит с Курайлинской антиклиналью, а на востоке — с Майтубинским антиклинорием. Вдоль западного и восточного крыльев Ачимирской синклинали все породы моноклинально падают к центру под углами 60—70°; в западном же крыле наблюдаются опрокинутые залегания пород, описанные Л. И. Боровиковым (1955) на р. Коктал. Все складки, наблюдаемые в восточной части Ачимирской синклинали, имеют удлиненную форму с круто (60—70°) падающими крыльями. В западной части Ачимирской синклинали преобладают более пологие складки с углами падения пород в крыльях, не превышающими 40°. Центральная часть Ачимирской синклинали рассечена крупным разрывным нарушением, простирающимся в меридиональном направлении от пос. Байконур на юг. Это нару-

шение, носящее характер сброса с опущенным восточным крылом, простирается в общем согласно с элементами простираения синклинали.

Курайлинская антиклиналь на исследованной территории представлена лишь участком восточного крыла, расположенным в районе нижнего течения сая Ащимир. Эта часть ее сложена коктальской свитой, образующей ряд сложных складок, опрокинутых на восток под углами 45—60°.

Наложенные структурные элементы, образованные кембрийскими отложениями в зоне западного ограничения Майтубинского антиклинория. В пределах западной части Майтубинского антиклинория нижнекембрийские отложения пользуются широким развитием и образуют полосу, постепенно сужающуюся в северном направлении. Западной границей распространения нижнекембрийских пород служит система разрывных нарушений в районе сая Курайлы, смыкающаяся с разрывным нарушением, ограничивающим Майтубинский антиклинорий от Байконурского синклинория. Восточная граница нижнекембрийских образований имеет прихотливые очертания. Это обусловлено, очевидно, тем, что она является не какой-либо тектонической линией, а по-существу трансгрессивной границей нижнекембрийских отложений на докембрийском основании.

В целом нижнекембрийские отложения образуют сложно построенную синклинали, замыкание которой по подошве верхнебулантинской подсвиты четко устанавливается в верхнем течении р. Байконура. Крылья ее сложены отложениями верхнебулантинской подсвиты и ранской свиты, распространенными восточнее и западнее выходов пород верхнебулантинской подсвиты, приуроченных к ядру синклинали складки. Внутреннее строение этой складки очень сложно. В районе верхнего течения р. Байконура все нижнекембрийские отложения под крутыми углами (70—80°) падают к центру синклинали. Западное крыло ее, а также центральная часть рассечены целой серией сбросов, в зоне которой отмечаются интенсивные изменения пород. Иное строение имеет эта же синклинали складка на широте сая Курайлы. Здесь восточное крыло синклинали устанавливается по выходам кварцитов нижнебулантинской подсвиты, залегающих на порфириодах боровской серии, а западнее — прорвано гранодиоритовым массивом. Последние четко прослеживаются в более северных участках, где в районе гор Жилантубе и Карадыр встречены выходы пород булантинской и ранской свит.

Центральная часть складки сложена отложениями булантинской свиты, которые обнажаются по правому берегу сая Курайлы на расстоянии 13 км. Здесь осадки верхнебулантинской подсвиты образуют ряд узких пережатых складок, нередко осложненных изоклинальными складчатостями. Для этого участка характерна необычайно интенсивная складчатость слагающих ее кремнистых образований, смятых в ряд мелких пloyчатых складок с очень крутыми углами падения к востоку и западу. Отложения этой свиты рассечены целым рядом небольших ступенчатых сбросов и взбросов, амплитуда которых не превышает мощности свиты. Необходимо отметить, что такие формы пликвативных и дизъюнктивных дислокаций полностью отсутствуют в нижнебулантинской подсвите и ранской свите¹. Массивные породы, имеющиеся в этих толщах, особенно в нижнебулантинской, в фации оолитовых кремней пород образуют ряд пологих и крутых складок, не осложненных мелкой складчатостью. Поэтому есть все основания предполагать, что такой характер складчатости сохраняется в ранской свите и нижнебулантинской подсвите и в тех местах, где они перекрыты отложениями верхнебулантинской подсвиты. Если это так, то на широте сая Курайлы породы нижнебулантинской подсвиты на расстоянии 13 км (от восточного крыла складки до массива гранодиоритов) находятся на небольшой глубине, максимально — 250 м (т. е. на полную мощность

¹ С этим нельзя согласиться, ибо нами наблюдались сложные крупные и более мелкие пликвативные и дизъюнктивные дислокации как в булантинской, так и в ранской (улутауской) свитах, по общему структурному плану мало отличающихся друг от друга. Однако следует заметить, что мелкие складки и разрывы в ранской (улутауской) свите заметны хуже из-за литологических особенностей пород, участвующих в ее строении (прим. ред.).

верхнебулантинской подсвиты) и залегают практически почти горизонтально, несмотря на то, что перекрывающие их породы обладают чрезвычайно сложными формами мелких складок. Таким образом, в поперечном сечении описываемая синклинали в разрезе имеет широкую плоскую форму.

Из всего вышесказанного можно сделать следующий вывод: нижнекембрийские отложения резко трансгрессивно перекрывают западную часть Майтубинского антиклинория и образуют на древних докембрийских и синийских породах наложенную синклинали.

Разрывные нарушения играют существенную роль в строении описываемого района, образуя целую серию сбросов, дающих систему сложно пересекающихся в плане линий. Наиболее протяженным из них является сброс, начинающийся от горы Усгырлатау на севере (лист М-42-XXXI) и затухающий в районе сая Курайлы на юге; протяженность его равна 80 км. Вторым таким же по протяженности сбросом является разрывное нарушение, прослеженное на расстоянии 75 км от горы Актас на севере до сая Ащимир на юге. Именно этот сброс с опережающими его нарушениями ограничивает все многочисленные муьды и грабен-синклинали, выполненные среднепалеозойскими отложениями.

Средний структурный этаж

К более молодому структурному этажу относится ряд структурных элементов, сложенных девонскими, каменноугольными и пермскими породами, залегающими резко несогласно и с огромным стратиграфическим перерывом на подстилающих их докембрийских и нижнепалеозойских образованиях. Местоположение этих структурных элементов целиком связано с расположением разломов в древнем основании. К числу этих тектонических форм могут быть отнесены западное крыло Джезказганской впадины, а также многочисленные грабен-синклинали (Зайцев, 1958) и наложенные муьды, наиболее широко распространенные вдоль западного крыла Майтубинского антиклинория и в Байконурском синклинории.

Строение западного крыла Джезказганской впадины достаточно просто: это, в общем, пологая в восточной и более крутая в западной части моноклинали, сложенная породами девонского, каменноугольного и пермского возраста. На севере западное крыло Джезказганской впадины осложнено крупным разрывным нарушением, вдоль которого протерозойские породы, образующие Карсакпайский синклинорий, надвинуты на среднепалеозойские отложения. К северу от р. Бала-Джезды в нижнекаменноугольных породах развита сложная система фестончатых складок.

Многочисленные грабен-синклинали обычно объединяются в ряд групп, связанных с разрывными нарушениями. На исследованной территории выделяются три такие группы: а) связанная с разрывным нарушением, проходящим в центральной части Ащимирской синклинали и названная нами бозингенской. К этой группе относятся небольшие разобщенные выходы фаменских известняков в районе пос. Байконура и турнейских известняков по сая Ащимир; б) ащилинская группа грабен-синклиналей, протягивающаяся вдоль системы меридионально ориентированных разрывных нарушений от Ащилисыя на севере до сая Ащимир на юге; в) группа, к которой относится северное окончание Джездинской грабен-синклинали, расположенной на продолжении крупного разрывного нарушения, ограничивающего Карсакпайский синклинорий от Майтубинского антиклинория. Все вышечисленные структурные элементы сложены известняками турнейского яруса и обладают удлиненной, веретенообразной формой в плане. В их крыльях породы, рассеченные разломами, смяты в мелкие сложные складки с крутыми (50—80°) углами падения. Нередко наблюдаются надрывы досреднепалеозойских пород на среднепалеозойские. Породы в этих зонах сильно ожелезнены и окварцованы. Нормальные крылья грабен-синклиналей характеризуются пологими (15—20°) углами падения к центру складок.

Наложенные муьды, к числу которых относится Сарысайская, обычно обладают неправильной, но в общем удлиненной формой. Западное крыло

Сарысайской мульды ограничено разрывным нарушением. Характер залегания пород в нарушенном крыле не отличается существенно от залегания в ранее описанных грабен-синклиналях. В нормальных центриклинальных замыканиях среднепалеозойские породы падают под углом $5-8^\circ$ к центру мульды. Сложена Сарысайская мульда средне-верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями.

Верхний структурный этаж

В пределах исследованной площади верхний структурный этаж можно подразделить на два подэтажа, различных не только по характеру своего развития, но и по генезису типичных для них структурных элементов.

Нижний подэтаж образован юрскими отложениями, известными лишь в окрестностях пос. Байконур, которые слагают небольшой грабен шириной 1,5 и длиной 3—4 км. С запада грабен обрамлен разломом и углы падения пород здесь достигают $60-80^\circ$, а иногда бывают даже запрокинуты в сторону центральной части грабена. В восточной же части грабена породы падают к его центру под углами $15-20^\circ$.

Верхний подэтаж образован меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, залегающими с угловым несогласием на подстилающих толщах. На западе, востоке и юге исследованной территории, на площадях, тяготеющих к бортовым частям Тургайской, Чуйской и Сарысайской синеклиз, они залегают плащеобразно на подстилающих докембрийских и палеозойских породах с небольшим наклоном в сторону этих синеклиз. При этом наблюдается закономерная смена более древних пород более молодыми с запада на восток и с юга на север. В восточной части района наблюдается такая же закономерность, но здесь смена более древних образований более молодыми происходит с востока на запад. На севере и востоке исследованной территории преимущественное развитие имеют неогеновые отложения, которые выполняют депрессии, в основном, эрозионного происхождения, часто являющиеся реликтами древней речной сети.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемый район представляет собой область погружения южной части докембрийских и палеозойских сооружений Улутау под мезозойские и кайнозойские отложения, выполняющие Тургайскую, Чуйскую и Сарысайскую синеклизы. В мезозойский и кайнозойский этапы развития Центрального Казахстана эта область была юго-западной частью Казахского щита (Петрушевский, 1955). Рельеф рассматриваемой территории характеризуется рядом морфогенетических типов, отражающих геологическое строение отдельных участков, и тесно связан с проявлением молодых тектонических движений в конце неогенового и начале четвертичного времени (рис. 2). Выделяются следующие морфогенетические типы рельефа.

1. Мелкосопочный сильнорасчлененный рельеф области южного погружения складчатых сооружений Улутау структурно-эрозионного генезиса, возникший в результате поднятий в конце неогенового и начале четвертичного периода. Указанный тип рельефа развит в центральной части района, в области распространения докембрийских отложений Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория. Он характеризуется рядом отдельных останцовых гор или групп гор, сложенных в основном породами докембрия, с сильно расчлененной глубокой овражно-балочной сетью и узкими межгорными депрессиями, часто выполненными неогеновыми отложениями. Эти депрессии иногда представляют собой остатки древней гидрографической сети. Абсолютные высоты на севере (севернее пос. Карсакпая) достигают 580—600 м, на юге — в районе р. Дюсембай — 420—450 м.

2. Мелкосопочный слаборасчлененный рельеф области Казахского нагорья эрозионно-денудационного генезиса сформирован в основном в конце неогено-

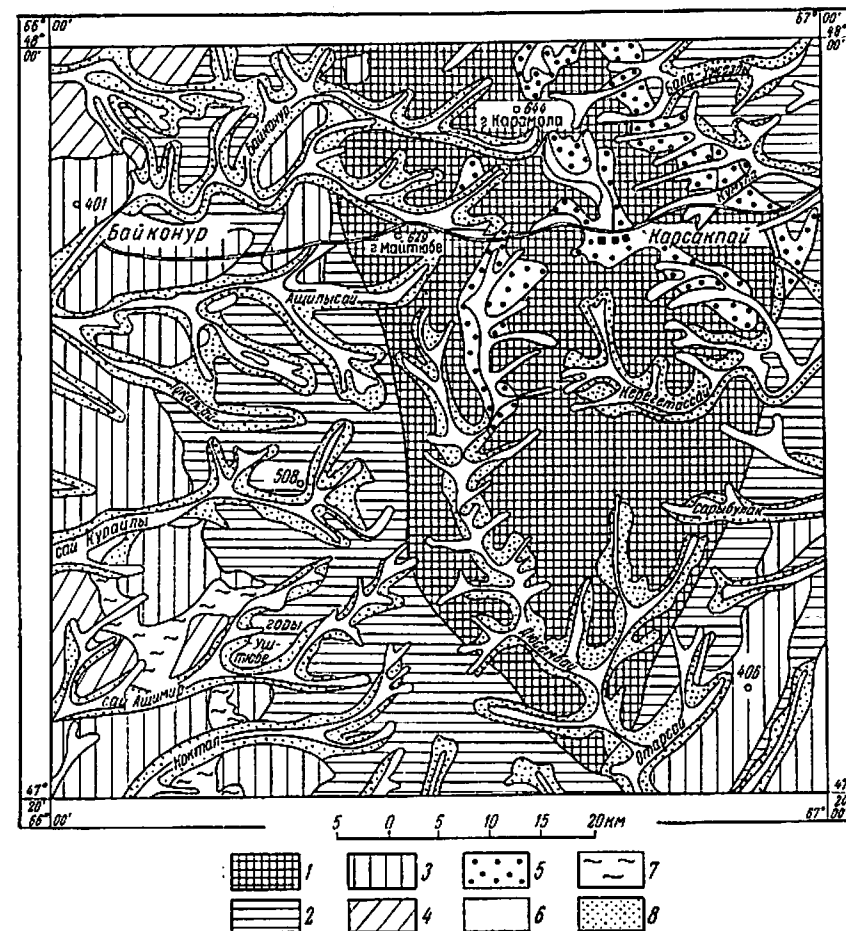


Рис. 2. Схематическая геоморфологическая карта

1 — мелкосопочный сильнорасчлененный рельеф области южного погружения складчатых сооружений Улутау на отметках 450—600 м структурно-эрозионного генезиса (N_2-Q); 2 — мелкосопочный слаборасчлененный рельеф области Казахского нагорья на отметках 460—360 м эрозионно-денудационного генезиса (N_2-Q); 3 — приподнятая слаборасчлененная остаточная наклонная равнина на отметках 400—350 м аккумулятивно-эрозионного генезиса (Pg^3-Q); 4 — увалистая наклонная равнина на палеозое с отметками 350—300 м преимущественно денудационного генезиса (Q); 5 — участки древних неогеновых речных долин (N_2); 6 — речные террасы (I надпойменная терраса и пойма); 7 — крутые уступы останцовых плато и возвышенностей (чирки); 8 — склоны речных долин и логов.

вого и начале четвертичного времени. Этот тип рельефа характеризуется уже менее расчлененными, сглаженными формами, образованными в основном палеозойскими породами. Как правило, палеозойские гряды разделяются широкими плоскими межгорными долинами, заполненными либо маломощными третичными отложениями (павлодарской свитой), либо корой выветривания. Абсолютные высоты для западных (район р. Байконура и сая Курайлы), восточных (р. Кумула, сай Сарыбулак) и южных (сай Татпен, Жуанкар) участков примерно одинаковы и колеблются от 360—460 м. Некоторым общим наклоном поверхности к западу, юго-западу, востоку и юго-востоку, в стороны молодых синеклиз Урало-Сибирской эпигерцинской платформы (Петрушевский, 1955), объясняется соответствующее направление современных речных долин. По долинам рек, отличающихся резкой асимметрией, отдельными участками прослеживается I надпойменная терраса, сложенная суглинками и песчано-галечными отложениями; ширина ее не превышает 0,2—0,3 км, обычная высота 0,5—1,5 м, как исключение, 2—3 м.

3. Приподнятая слабобасчлененная наклонная остаточная равнина аккумулятивно-эрозийного генезиса, начало формирования которой относится еще к верхнему олигоцену. Этот тип рельефа развит на западе и юго-востоке исследованной территории, т. е. в прибортовых частях Тургайской и Сарысульской синеклиз, и представлен выровненными остаточными участками третичного плато, как бы наложенного на палеозойский цоколь. Абсолютные высоты не превышают 350—400 м и заметно убывают в сторону синеклиз. Плато расчленяется реками и многочисленными оврагами. Борта их долин образуют в рельефе, как правило, крутые уступы (чинки), сложенные породами палеогеновой системы. Долины рек в данной области уже значительно более разработаны. Пойменная, а также I надпойменная террасы сопутствуют всему течению реки, достигая в некоторых местах ширины 0,8—1 км. Рельеф этой области первоначально был создан в верхнеолигоценное время, в результате аккумулятивной деятельности древних потоков и озер, питавшихся материалом, возникавшим при разрушении возвышенных участков горной гряды Улутау. В дальнейшем, в результате поднятий, охвативших эту область, усилившаяся эрозийная деятельность привела к расчленению данной территории и размыву большей части палеогеновых отложений. В результате была сформирована описанная выше наклонная остаточная равнина.

4. Увалистая наклонная равнина на породах палеозоя, преимущественно денудационного генезиса, сформированная в течение четвертичного времени. Абсолютные высоты не превышают 300—350 м. Это выровненные, слабобасчлененные участки поверхности прибортовых частей Тургайской синеклиз. В пределах описываемой территории они характерны для ее северо-западной и юго-западной частей. Здесь на породах нижнего палеозоя особенно широко развита кора выветривания, в пределах распространения которой наблюдаются обширные, наиболее выровненные участки поверхности, находящиеся среди отдельных выходов коренных пород. Поверхность этих участков расчленена многочисленными логами и руслами. В долине р. Коктал, Джусасая и Аши-мирская наблюдаются I надпойменная и пойменная террасы. Ширина их колеблется от единиц и первых десятков метров до 150 м, высота — от 0,3 до 1,5 м.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На описываемой площади имеется довольно большое количество различных полезных ископаемых. Среди них известны проявления и месторождения как черных, цветных и редких металлов, так и рассеянных элементов и нерудных ископаемых. Наиболее важное народно-хозяйственное значение имеют железные руды Карсакапая.

Горючие ископаемые

БУРЫЙ УГОЛЬ

С нижнеюрскими породами связано Байконурское бурогоугольное месторождение, расположенное в западной части описываемого района. Здесь среди

мергелей и углистых сланцев залегают три пласта бурого угля мощностью от 0,5 до 1,1 м. Уголь многослойный, дававший 9—28% золы. Месторождение отработано в 1951 г.

Металлические ископаемые

Черные металлы

ЖЕЛЕЗО

Все известные железорудные месторождения на исследованной территории расположены в виде двух меридионально вытянутых полос, одна из которых приурочена к центральной части Карсакапайского синклинория (месторождения — Каратюбе, Каратас, Сазтюбе, Караджал I, Балбраун, Керегетас, Дюсембай), другая — к западному крылу Майтубинского антиклинория (месторождение Караджал II Колдыбайшоко). Железные руды первой полосы приурочены к бурмашинской и карсакапайской свитам верхнего протерозоя, а второй полосы — к тумурзинской свите нижнего протерозоя.

Основные промышленные запасы железных руд Карсакапая сосредоточены в месторождениях Балбраун и Керегетас.

Первые геологические работы на месторождениях были произведены в 1931—1935 гг. Джезказганским ГРК под руководством К. И. Сатпаева. В результате этих работ данные месторождения были рекомендованы для постановки на них геологоразведочных работ. В 1941—1942 гг. месторождения разведывались геологами Казахского геологического управления И. В. Дюгасевым и С. Г. Анкиновичем, которые дали месторождениям отрицательную оценку. Проводивший в 1943 г. дополнительные обследования месторождений П. М. Каниболоцкий пришел к заключению, что И. В. Дюгасев и С. Г. Анкинович занизили качество руд. Вследствие этого в 1948—1950 гг. была проведена дополнительная разведка месторождений геологами Карсакапайской ГРЭ В. Б. Рабиновичем, Г. А. Казарьяном, М. Р. Узбековым и др.

Месторождение Балбраун расположено в 5 км к югу от пос. Карсакапай. Железрудный горизонт, представленный железистыми кварцитами (джеспилитами), залегает среди кварц-серпичитовых, кварц-хлорит-серпичитовых сланцев и кварцитов карсакапайской свиты верхнего протерозоя. В собственно рудном горизонте, наряду с пачками сплошных руд, часто наблюдаются пачки руд, тонко переслаивающихся со сланцами. Эти пачки по простиранию переходят как в сплошные руды, так и в безрудные сланцы. На месторождении зафиксировано около 25 рудных тел различных размеров. Из них практическое значение имеют лишь семь, нумерация которых идет с запада на восток. По мнению М. Р. Узбекова, Г. А. Казарьяна и др., рудные тела представляют собой меридионально вытянутые полосы различной ширины, иногда прерывающиеся вследствие ундуляции складок и неодинакового эрозийного среза последних; максимальная длина рудных тел достигает 5 км, ширина 300 м. Изучение нами некоторых тел железистых кварцитов, расположенных в пределах месторождения Балбраун, показало, что по мере приближения к их окончанию наблюдается разубоживание железистых кварцитов и постепенное увеличение числа безрудных прослоев. Кроме того, по периферии этих тел не удается обнаружить элементов залегания, свидетельствующих о наличии центри- или периклинального замыкания складок. Эти данные заставляют нас рассматривать железистые кварциты не в виде выдержанного и хорошо прослеживающегося горизонта, а как линзовидно залегающие тела.

В текстурно-минералогическом отношении железные руды месторождения Балбраун, так же как и всех других Карсакапайских месторождений, Т. А. Сатпаева и М. А. Яренской подразделяют на три типа: гематитовые чушуйчатые сланцеватые руды; гематито-магнетито-мартитовые сланцевато-слоистые руды и магнетито-мартитовые зернистые слоистые руды. Содержание железа в этих рудах колеблется от 20 до 63%, составляя в среднем 37—44%. Основными минералами промышленных железистых кварцитов являются гематит и мартит, при подчиненном количестве гетита, лимонита и гидрогематита. Же-

лезные руды содержат малое количество вредных примесей, таких, как сера, мышьяк, фосфор и цинк.

По условиям обогатимости железные руды дают вполне удовлетворительные концентраты с содержанием железа от 54% до 60%. При этом возможны довольно разнообразные варианты процесса обогащения и в том числе такие, которые не требуют больших расходов воды. В общем же методы обогащения довольно сложны и сравнительно дорогостоящие, но, однако, не исключающие возможности использования их в ближайшее время.

Генезис Карсакпайских железистых кварцитов осадочно-метаморфический. К этому мнению приходят все исследователи, занимавшиеся их изучением. Однако, спорным остается вопрос об источнике железа. Одни исследователи (М. Р. Узбеков и др.) предполагают, что железо выносилось в морской бассейн в виде окислов из древней коры выветривания, образовавшейся по основным эффузивам. Другие же исследователи (Ю. И. Половинкина) считают, что тесная связь джеспилитов с основными эффузивами и их туфами, скорее всего свидетельствует о выносе железа в морской бассейн в результате подводной фумарольно-сульфатной деятельности, сопровождающей излияния основных лав.

Месторождение Керегетас расположено в 18 км к югу от пос. Карсакпай. В структурном и минералогическом отношении, а также по морфологии и генезису рудных тел месторождения Балбраун и Керегетас совершенно одинаковы. На месторождении Керегетас выделено пять рудных полос, которые по простиранию прослеживаются от 0,5 до 2,5 км; ширина их колеблется от 10 до 220 м. Здесь также наблюдаются фациальные переходы богатых руд в бедные, переслаивающиеся с сланцами, а затем в кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы.

Остальные месторождения (Каратюбе, Каратас, Сазтюбе и др.) относящиеся к непромышленным, по своему геологическому строению повторяют в главных чертах месторождения Балбраун и Керегетас. Рудные горизонты на этих месторождениях представлены теми же железистыми кварцитами, переслаивающимися с кварц-серицитовыми сланцами. Здесь встречены те же разновидности руд, что и на вышеупомянутых месторождениях, но отличающиеся более бедным содержанием железа. Сами рудные тела имеют меньшие размеры.

МАРГАНЕЦ

Рудопроявление марганца приурочено к зеленым и зеленовато-серым глинам аральской свиты ($N_1^{1-2} ar$), выходы которой имеются к востоку от Талдысайского ультрабазитового массива. Рудопроявление представлено мелкими оолитами железомарганцевого состава и небольшими пропластками, мощностью от 0,1—0,2 до 1,5—2 м, коричнево-черных омарганцованных глин с обильным включением оолитов. Содержание марганца в омарганцованных прослоях колеблется от 2,8 до 8,2%. Промышленного интереса оруденение не имеет.

ВАНАДИЙ

Для отложений булантинской и коктальской свит на исследованной территории характерна общая зараженность ванадием. Содержание пентоксида ванадия колеблется обычно от сотых до десятых (реже) долей процента. Однако в пределах Курайлинской тектонической зоны, проходящей по контакту булантинской свиты с нижнекарбонowymi отложениями, спектральным опробованием установлено повышенное содержание ванадия (до 1%). Такое же содержание ванадия установлено на Сарысайском фосфоритовом месторождении в пробах, взятых из отложений булантинской свиты.

Цветные металлы

СВИНЕЦ И ЦИНК

Рудопроявление свинца и цинка встречено в 4 км к югу от горы Алтауйт в северной части Курайлинской тектонической зоны, впервые выделенной

К. А. Рачковской (1953) в качестве перспективной на поиски цветных и редких металлов. Оруденение приурочено к зоне брекчирования, имеющей ширину 50—100 м, прослеженной на расстоянии 800—1000 м вдоль контакта нижнекембрийских кремнисто-углистых сланцев булантинской свиты с окремнелыми турнейскими известняками. Рудные тела представлены линзами, залегающими в пределах зоны брекчирования, размеры которых не установлены.

По данным спектрального анализа в пробах, взятых из рудных линз, обнаружено присутствие свинца (от 1% и выше) и цинка (более 1%). По данным же химического анализа содержание свинца колеблется от 0,01 до 4,82%, цинка — от 0,1 до 0,70% и молибдена — от 0,114 до 0,17%.

По генезису оруденение относится к гидротермальному типу и приурочено к зонам разломов, служивших подводящими каналами для глубоких гидротермальных растворов. Данный участок свинцово-цинково-молибденового оруденения безусловно заслуживает проведения более детальных поисковых работ.

КОБАЛЬТ И НИКЕЛЬ

Оруденение кобальта и никеля связано с корой выветривания Талдысайского ультрабазитового массива, расположенного в северо-восточной части. В районе оруденения в коре выветривания выделено несколько зон, обогащенных кобальтом и никелем. По данным Г. А. Казарьяна и др. (1953) повышенное содержание кобальта и никеля приурочено к асболоан-нотронитовой зоне, представленной коричнево-черными рыхлыми образованиями, пропитанными гидроокислами железа и марганца. Опробованием всех горизонтов разреза коры выветривания установлено, что все они не имеют промышленного интереса. Среднее содержание никеля во всех горизонтах колеблется от 0,03 до 0,1%, а кобальта до 0,01%. По условиям образования оруденение относится к числу гипергенных силикатных руд никеля и кобальта.

Неметаллические ископаемые

Из числа неметаллических полезных ископаемых в изученном районе встречены: оптическое сырье, минеральные удобрения, силикаты и строительные материалы.

Оптическое сырье

ПЬЕЗОКВАРЦ

Хрусталеносные кварцевые жильные поля сосредоточены в западной половине описываемой площади, где они приурочены главным образом к окремненным известнякам турнейского яруса (Сарысайское, Шубаркудукское, Караадырское, Токалсайское), каледонским гранодиоритам (Ашимирское, Татпенское) и кембрийским сланцам (Курайлинское).

Наиболее крупным жильным полем является Сарысайское, расположенное в 4 км к востоку от впадения Сарыая в р. Байконур. Здесь 20 кварцевых жил длиной от 6 до 100 м и мощностью 0,1—0,7 м; они образуют жильную зону длиной в 1 км и шириной 200 м. Жилы большей частью правильные, с резкими прямолинейными залыбандами. Большинство жил содержит дымчатые кристаллы кварца, в некоторых жилах встречается горный хрусталь. Отдельные кристаллы кварца достигают 20—30 см ширины и 40 см длины. Обычные же размеры кристаллов 5×8 см. Качество кристаллов низкое за счет большого количества «мути» (газово-жидких включений) и трещин. Кондиционные кристаллы пьезокварца были встречены в шести жилах.

Шубаркудукское, Караадырское и Токалсайское поля жил охарактеризованы не более чем десятком кварцевыми жилами длиной до 30 м. С поверхности на их площади имеются развалы жильного кварца, среди которых встречаются замутненные кристаллы горного хрусталя длиной по оптической оси

до 10 см и в поперечном сечении до 5—6 см. Иногда встречаются кристаллы с совершенно прозрачными головками. Единичные кристаллы являются кондиционными.

Ащимирское и Татпенское поля, приуроченные к каледонским гранодиоритам, охарактеризованы группой кварцевых жил меридионального и широтного простирания. Длина их колеблется от 15—20 до 100 м, при мощности 1—2,5 м. Кристаллы горного хрусталя, длиной от 1 до 5—8 см и в поперечном сечении 1—2 см довольно редки. Имеются единичные находки кондиционных кристаллов.

Курайлинское поле приурочено к кембрийским кремнистым сланцам и охарактеризовано кварцевыми жилами меридионального простирания, имеющими длину от 50 до 150 м. В россыпях встречаются полупрозрачные и прозрачные кристаллы кварца длиной до 3 см и в поперечном сечении до 2 см. Кондиционные кристаллы горного хрусталя не встречены.

Минеральные удобрения

АЛЮМОФОСФАТЫ

В Улутауском районе многочисленными исследователями (Л. И. Боровиков, Э. Д. Джавадов, И. И. Гладков и др.) уже давно отмечалось повышенное содержание фосфора, приуроченное к породам нижнего палеозоя; были обнаружены фосфатные конкреции, встречающиеся в кремнистых и карбонатных сланцах кембрия. Наиболее крупное месторождение фосфатного сырья расположено в северо-западной части исследованной территории, в районе впадения Сарысая в р. Байконур. Данное месторождение было открыто в 1955 г. сотрудником ГИН АН СССР А. Л. Книппером. Химические анализы, выполненные в ВНИИГХС, приведены в таблице. Они показали своеобразие химического состава этих пород.

№ образца	Содержание из кислотной вытяжки, %							
	P ₂ O ₅	H ₂ O	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	MgO	CO ₂	Fe ₂ O ₃
105/186	34,40	15,0	9,18	0,97	26,54	Следы	Следы	4,75
105/188	20,24	38,97	35,99	1,25	15,38	"	"	12,29
105/190	23,35	22,0	14,82	8,06	26,99	"	0,52	2,77
106/192	23,81	34,08	26,26	3,47	23,81	—	Следы	4,75

Высокое содержание Al₂O₃, находящееся в зависимости от содержания P₂O₅, малое количество CaO, а также полное отсутствие F свидетельствует о том, что руды сложены комплексом алюмофосфатных минералов, а не минералами группы апатита. В связи с вышесказанным данные фосфатные руды следует называть алюмофосфатами.

По данным А. Л. Книппера, рудная толща приурочена к восточному крылу синклинали структуры, сложенной кембрийскими образованиями. В пределах Сарысайского месторождения выделяются три горизонта плотных мелколитовых, бобовых и других алюмофосфатов, залегающих среди кремнисто-глинистых бластофосфатных сланцев. Суммарная мощность алюмофосфатных горизонтов колеблется от 2 до 3 м, при средней мощности каждого 0,7—0,8 м. Алюмофосфатная толща прослежена по простиранию на расстоянии 3600 м. Генезис месторождения — осадочный.

Помимо Сарысайского месторождения на описываемой площади известны еще четыре рудопоявления алюмофосфатов, расположенных вблизи Сарысайского месторождения и приуроченных к тем же отложениям. Сюда относятся участки: Ыздыктобе, Северный, Южный, Алтауит, которые требуют до-

полнительных разведочных работ. Из них участки Северный, Ыздыктобе и Алтауит изучены очень слабо. Здесь пройдено несколько канав, вскрывающих фосфоритоносную серию пород в зоне выветривания, представленной глинистыми сланцами, среди которых выделяются горизонты с повышенным содержанием P₂O₅.

Фосфоритоносная серия участка Южный прослежена горными выработками по простиранию на 1500 м. Здесь среди пород фосфоритового горизонта выделяются три слоя с повышенным содержанием P₂O₅: первый — 10% (мощность 5 м); второй — 9,5% (мощность 4,5 м) и третий — 23,8% (мощность 2,0 м).

Силикаты

АСБЕСТ

Проявления хризотил-асбеста отмечены в двух пунктах: в районе Талдысайского ультрабазитового массива и в районе Турашасая. В первом случае асбестоносными являются антигритовые серпентиниты, вскрытые на глубине от 5 до 140 м, мощностью 5—15 м. Асбестоносные зоны представлены рядом перемятых и раздробленных участков серпентинитов, в которых по трещинам и плоскостям скольжения развит продольноволокнистый и, реже, поперечноволокнистый асбест плохого качества. В районе Турашасая среди небольшого массива перидотитов отмечено несколько прожилков (до 0,5 см) тонковолокнистого асбеста. Оба участка промышленного интереса не представляют.

РОДУСИТ-АСБЕСТ

Проявления родусит-асбеста встречены в районе саев Кунтугай и Керегетас и приурочены к розовато-сероватым интенсивно дислоцированным песчанникам кингирской свиты, расположенным вблизи тектонического контакта с песчаниками жиделисайской свиты. Рудопоявление Кунтугай представлено несколькими прожилками, мощностью до 5—15 см, сильно опалезированного родусит-асбеста. Площадь участка равна 5 км². Это рудопоявление заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ.

Строительные и огнеупорные материалы

Строительные материалы в пределах описываемой территории имеют лишь местное значение.

Граниты, гранодиориты и диориты, развитые в центральной части района, могут применяться для изготовления бута и буто-бетона. Доломитовые мраморы, приуроченные к отложениям верхнего протерозоя, встреченные к востоку от пос. Карсакай, в урочище Джарма, в среднем течении Бурмашисая и по р. Дюсембай могут быть использованы в качестве декоративных и облицовочных камней. Запасы их в районе довольно велики.

Зернистые кварциты нижнепротерозойского возраста, хорошие выходы которых имеются на горе Аккергетас, включают в себе до 97% кремнезема (Сатпаев, 1956) и относятся к высококачественным диасовым кварцитам. Запасы их в районе велики, но специально изучению они не подвергались, как и мраморы.

Кровельные сланцы и песчаники коньурской свиты являются хорошим строительным материалом для постройки колхозных дворов и жилых помещений.

Гравий и пески, развитые в долинах рек Байконур и Дюсембай, могут быть использованы для изготовления бетонных труб при строительстве дорожных мостов. Для изготовления кирпича-сырца используются красноватые глины бетпакалинской свиты.

В качестве огнеупоров могут быть использованы доломиты Байконурского месторождения, находящегося в 2,5 км к югу от пос. Байконур. Месторожде-

ние расположено на двух небольших сопках, сложенных темно-серыми очень плотными доломитами верхнедевонского (фаменского) возраста. Оно было предварительно разведано Н. И. Любимовым в 1942 г. Запасы доломитов по категории С₂ равняются 1502 тыс. т.

Спектральное опробование

На площади листа выявлено несколько проявлений цветных и редких металлов, приуроченных к зонам тектонических нарушений.

Наибольший интерес представляет Курайлинская тектоническая зона, проходящая между кремнисто-углистыми сланцами булантинской свиты и окремненными известняками нижнекаменноугольного возраста. Здесь в пределах полосы интенсивного дробления пород на площади 10—15 км² были установлены повышенные содержания свинца (до 0,1%), цинка (до 1%) и молибдена (0,11—0,17%).

Вторая тектоническая зона — Кызымчекская — расположена в 20 км юго-западнее пос. Карсакапай и приурочена к крупному тектоническому разлому, ограничивающему с востока выходы пород карсакапайской свиты верхнепротерозойского возраста. Спектральными анализами в кварцитах и кремнисто-графитистых сланцах на площади 5 км² установлено присутствие свинца (до 1%), цинка (до 0,1%), никеля (до 0,1%), кобальта (до 0,01%) и молибдена (до 0,1%).

Значительный интерес представляет район Сарысайского месторождения, где спектральными пробам, взятыми из кремнисто-графитистых, кремнисто-глинистых сланцев и ожелезненных кварцитов, на площади около 3 км² установлены содержания ванадия (до 1%), фосфора (до 1%), свинца (до 0,1%), цинка (до 0,1%), кобальта (до 0,01%), иттрия и иттербия (до 0,01%). В первую очередь должна быть дана оценка рудному участку Курайлинской зоны, характеризующемуся повышенным содержанием молибдена.

Кроме этого, спектральному опробованию были подвергнуты почти все имеющиеся в районе разности пород, но результаты опробования их не представляют практического интереса.

Шлиховое опробование

Минералогический состав шлихов, собранных на исследованной площади, разнообразен и характеризуется наличием: касситерита, галенита, церуссита, пироморфита, монацита, киновари, аксинита, золота, малахита, малакона, ортита, ильменита, сфена и циркона.

Касситерит в виде редких и единичных знаков встречается в аллювиальных отложениях саяв Сатан, Жаункар, Татпен и Акырлы. Небольшой ореол рассеяния с повышенным содержанием касситерита (до 90 г на 1 м³ породы) наблюдается в верховьях сая Сатан, на площади развития крупнозернистых протерозойских гранитов.

Монацит в количествах от 10 до 80 г на 1 м³ породы встречается в аллювиальных отложениях сая Жаункар.

Золото встречено в виде мелких зерен в нескольких шлихах, взятых в северо-восточной части исследованного района.

Аксинит (до 0,01—0,3 г на 1 м³ породы) отмечен в юго-восточной части района по саям Тумурза и Бурмаши. Источником аксинита, вероятно, являются жилы «альпийского типа», обычно связанные с древними метаморфическими породами.

Ильменит, сфен и циркон повсеместно встречены в шлихах, взятых в верховьях Сарысай и в среднем течении р. Дюсембай на площади распространения диоритового массива. Содержание ильменита достигает до 1860—2300 г, сфена до 700 г и циркона до 30 г на 1 м³ породы.

Киноварь отмечена в незначительном количестве проб в виде единичных и редких знаков.

Исследованный район представляет собой большой интерес в отношении целого ряда полезных ископаемых. Промышленное значение имеют железные руды Балбраун и Керегетас, запасы которых определяются в 200 млн. т. Остальные железорудные месторождения не представляют практического интереса. Район перспективен также на цветные и редкие металлы. Значительный интерес представляет Курайлинская тектоническая зона, в северной части которой выявлено рудопроявление свинца и цинка в ассоциации с молибденом, ванадием, фосфором, кобальтом, никелем, иттрием и иттербием.

Из нерудных полезных ископаемых промышленное значение имеют алюмофосфаты Сарысайского месторождения, запасы которого, по данным предварительной разведки, достигают 4—5 млн. тонн. Вновь выявленные алюмофосфатные участки (Ыздыктобе, Северный, Южный и Алтуайт) дают возможность расширить перспективы на алюмофосфаты. Большой интерес представляют проявления родусит-асбеста, приуроченные к нижнепермским песчанкам кингирской свиты, в зоне тектонического контакта последних с отложениями жиделисайской свиты. Шлиховое опробование, проведенное на всей площади, позволяет сделать вывод о бесперспективности поисков здесь россыпных месторождений.¹

При продолжении широких поисково-разведочных и разведочных работ на исследованной территории следует рекомендовать следующие работы.

1. На Сарысайском месторождении провести детальные геологоразведочные работы с целью получения полного разреза фосфоритоносных толщ и изучения алюмофосфатов на глубину и по простиранию, а также для увязки особенностей геологического строения участков Центральный, Северный, Ыздыктобе и Южный.

2. Для постановки широких поисковых работ на алюмофосфаты следует провести детальные пересечения через поля развития пород булантинской свиты в районе гор Лакбай и Алтуайт, а также в верховьях р. Коктал и сая Сатан, где спектральным анализом установлено содержание фосфора выше 1%.

3. Для полной оценки свинцово-цинкового оруденения, выявленного южнее горы Алтуайт, необходимо провести поисково-разведочные работы. В пределах Курайлинской тектонической зоны провести металлометрическую съемку с целью выявления новых ореолов рассеяния цветных и редких металлов.

4. Поиски новых хрусталоносных жил следует проводить на площади развития нижнекаменноугольных и кембрийских пород в западной половине района. При этом следует обратить особое внимание на кварцевые россыпи среди третичных отложений, так как многие жилы здесь полностью разрушены и представлены россыпями жильного кварца и кристаллами горного хрусталя.

5. Для нахождения новых точек с родусит-асбестом следует провести детальные поисковые работы в приконтактной зоне верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений, в районе саяв Керегетас, Кунтугай и Сарыбулак.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специфические условия района, характеризующиеся резко континентальным климатом полупустыни и незначительной суммой годовых осадков, обуславливают относительную бедность его подземными водами.

По характеру циркуляции и характеру вмещающих их толщ в районе выделяется пять основных типов подземных вод.

Трещинные воды в интрузивных породах. В исследованном районе интрузивные породы развиты в основном в центральной его части,

¹ Следует заметить, что в работах Л. И. Боровикова (1949, 1953) и А. В. Волина имеются некоторые высказывания о возможности алмазоносности некоторых конгломератовых толщ, приуроченных к древним толщам. Л. И. Боровиков (1953) даже указывает наиболее перспективные участки. Кроме того, имеются некоторые данные в этом отношении и в работах И. П. Михайлова и П. Г. Корейшо, рассматривающих вопросы алмазоносности отложений, развитых в пределах Казахстана (прим. ред.).

а также на небольшой площади в западной, на водоразделе саяв Токал и Курайлы. Водовмещающими породами являются граниты и гранитогайсы. Породы интрузивного комплекса разбиты многочисленными трещинами, которые служат путями для инфильтрации подземных вод за счет атмосферных осадков и конденсации паров воды из воздуха.

Воды интрузивного комплекса выходят на поверхность обычно в виде нисходящих родников, около которых нередко наблюдаются заболоченные участки. Дебит родников колеблется от 0,1 до 0,5 л/сек. Кроме того, они подпитывают речные плесы, вода в которых сохраняется поэтому в течение всего лета и имеет сравнительно небольшую минерализацию. В районах, где интрузивные породы перекрыты палеогеновыми загипсованными суглинками, воды плесов имеют повышенную минерализацию.

Трещинные воды в интрузивных породах следует считать наиболее перспективными по водообильности и вполне пригодными для питья, хозяйственных нужд и водопоя скота. Общая минерализация воды в плесах достигает 4 г/л, а в родниках 0,6—0,8 г/л; общая жесткость воды в плесах 26,9—59,5 мг/л и в родниках — от 15,8 до 22,0 мг/л.

По классификации Бродского вода относится в основном к сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевой и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевой.

Трещинные воды в протерозойских породах. Этот тип подземных вод наиболее широко распространен в исследованном районе и приурочен к протерозойским отложениям. Последние обычно сильно дислоцированы, часто смяты в сложные складки и разбиты сетью крупных и мелких трещин, которые служат каналами для циркуляции воды.

Вода в плесах, расположенных на площади развития протерозойских пород, пресная или слабосоленая. Родники этого типа подземных вод почти все восходящие, выходят в логах и на склонах долин, с довольно значительными дебитами от 0,1 до 0,5 л/сек. Колодцы, расположенные на площади развития протерозойских пород, характеризуются дебитами от 0,01 до 0,1 л/сек. По химическому составу трещинные воды описываемой толщи относятся к гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным. Общая минерализация воды в родниках и колодцах не превышает 1 г/л. В плесах вода имеет несколько повышенную минерализацию (до 3 г/л) и относится к сульфатно-натриево-хлоридно-гидрокарбонатной.

В целом, протерозойские породы следует считать достаточно водообильными, а качество воды хорошим для использования его в целях водоснабжения местного населения и для водопоя скота.

Трещинные воды в нижнепалеозойских отложениях. Воды этого типа распространены лишь в западной части района. Водовмещающими породами являются различные сланцы, а также песчаники, конгломераты и туфопесчаники. Несмотря на все разнообразие пород в гидрогеологическом отношении их можно рассматривать как однородный комплекс. Все породы сильно метаморфизованы и дислоцированы, интенсивно расщеплены и разбиты многочисленными трещинами. Трещины очень мелкие, с глубиной замыкаются и заполняются тонкой землистой массой, в силу чего циркуляция вод по ним затруднена и водообильность толщи в целом незначительна.

Родники расположены в склоновых частях долин, вытекают из трещин коренных пород. Расходы родников невелики — от 0,002 до 0,005 л/сек. Дебиты колодцев в нижнепалеозойских отложениях также невелики (0,03—0,005 л/сек).

По составу воды относятся к сульфатно-натриево-хлоридному типу. Наблюдается резкое повышение минерализации с севера на юг, обусловленное, по-видимому, тем, что к югу большая часть нижнепалеозойских отложений перекрывается палеогеновыми породами. Фильтруясь через них, вода засоляется. Так общая минерализация воды из плесов и колодцев в русле р. Байконур колеблется от 0,5—1,7 до 1,7—9,6 г/л. Минерализация же воды в плесах, расположенных южнее, в русле сая Ащимир и р. Коктал достигает 21 и даже 51 г/л. Общая жесткость колеблется от 15,3 до 326,1 мг/л.

Трещинные воды нижнепалеозойских отложений пригодны для водоснабжения лишь в северной части района; в южной, в связи с большой минерализацией, они практического значения не имеют.

Трещинно-пластовые воды в каменноугольных отложениях. Каменноугольные отложения в районе распространены главным образом на востоке, а также в западной части, где они образуют ряд небольших наложенных мульд. Наиболее обводнены известняки, что обусловлено их трещиноватостью.

Количественная характеристика водоносной толщи известняков получена на основании пробных кратковременных откачек из трех колодцев. Установившиеся расходы в колодцах составляют от 0,03 до 0,1 л/сек. Родники, имеющиеся в области развития трещинно-пластовых вод, обычно восходящего типа. Расходы родников колеблются в широких пределах — от 0,002 до 0,05 л/сек.

По своему химическому составу воды в известняках относятся к сульфатно-кальциево-натриево-карбонатным. Общая минерализация их достигает 2,8 г/л; общая жесткость изменяется от 38,8 до 49,9 мг/л. На площади развития песчано-сланцевой толщи выходов подземных вод не встречено. Это объясняется глубоким залеганием трещинно-пластовых вод этих отложений и отсутствием глубоко врезанных долин, могущих вскрыть подземные воды. Достаточная трещиноватость песчаников, пористость отдельных горизонтов создают благоприятные условия для накопления вод и циркуляции их по трещинам.

В целом, трещинно-пластовый тип подземных вод в каменноугольных отложениях следует считать перспективным для водоснабжения населения и для удовлетворения нужд в хозяйствах отгонного животноводства.

Поровые воды в четвертичных аллювиальных и пролювиальных отложениях. Аллювиальные отложения в исследованном районе развиты в долинах рек Кумула, Байконур, сая Курайлы, а также других саяв и рек, расположенных в большом количестве на всей заснятой территории. Пролувиальные отложения выполняют обычно мелкие и крупные лога и межсочные долины.

Питание подземных вод в аллювиальных отложениях происходит за счет поверхностного стока рек, инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет подпитывания трещинными водами коренных пород. Плесы, расположенные в области распространения аллювиально-пролювиальных отложений, являются естественными обнажениями поровых подземных вод.

Водообильность этого горизонта, судя по данным кратковременных откачек из колодцев, различна. Наряду с участками долин, где аллювиально-пролювиальные отложения сильно обводнены, имеются участки со слабым обводнением. Дебиты колодцев колеблются от 0,1 до 0,4 л/сек.

Результаты химического анализа показали, что поровые воды пестры как по минерализации, так и по составу. Минерализация меняется от 0,7—0,8 до 5—10 г/л. В целом поровые подземные воды в аллювиально-пролювиальных отложениях имеют довольно высокую минерализацию и относятся к сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевым. Они перспективны для целей организации отгонного животноводства и в меньшей степени для водоснабжения населения.

К породам, практически безводным, относятся палеогеновые красноцветные глины и делювиально-аллювиальные образования, распространенные на западе и востоке района. Однако, следует отметить наличие воды в песчаных и галечных прослоях палеогеновых отложений. Воды, вскрытые скважинами, не были опробованы ни качественно, ни количественно.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Александрова М. И., Борсук Б. И. и др. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу L-42 (Карсакпай). Госгеолиздат, 1949.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геол., сб. 41, 1954.

Беспалов В. Ф. О стратиграфии верхнего палеозоя Джезказганского района. Сов. геол. 8—9, 1938.

Боровиков Л. И. Основные черты стратиграфии, вулканизма и тектоники в нижнем палеозое Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 85, № 1, 1952.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского р-на западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. VI, 1955.

Боровиков Л. И. Нижнепалеозойские фосфориты в западной части Центрального Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., геол. и рудн. м-ния, вып. 3, мат-лы по геол. и пол. ископ., ч. III. Госгеолтехиздат, 1956.

Бутакова Е. П. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакапайского района. Зап. мин. об-ва, сер. II, ч. 16, вып. 4, 1937.

Волгин А. В. Варисийская складчатость в Джезказганском р-не и ее фундамент. Изв. АН СССР, сер. геол. 6, 1947.

Дуброва Б. С., Курдюков В. А. Объяснительная записка к гидрогеологической карте листа L-42-B м-ба 1 : 500 000, 1946.

Дуброва Б. С. Карсакапайское железорудное месторождение в Казахстане. Разв. недр, № 23, 1936.

Емельянов А. А., Курдюков В. А. Объяснительная записка к гидрогеологической карте листа L-42-A, м-ба 1 : 500 000, 1946.

Зайцев И. К. Гидрогеологический очерк Карсакапай-Байконурского района. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 323, 1934.

Зайцев Ю. А. Объяснительная записка к листу М-42-XXXI. Госгеолтехиздат, 1958.

Зайцев Ю. А. Объяснительная записка к листу М-42-XXXII. Госгеолтехиздат, 1959.

Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. Сов. геол., т. VIII, № 11, 1938.

Кассин Н. Г. Кембрий Казахстана. Сов. геол., № 4, 1940.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана, 1947.

Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в южном Улутау Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т. 115, № 3, 1957.

Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан). Сов. геол., № 10, 1959.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 103, сер. геол., № 36, 1950.

Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакапайского синклинория. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1958.

Никитин П. М. Геолого-экономический очерк рудных месторождений Улутауского района. Тр. КГРС, вып. 233, 1933.

Никифорова К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысуйской депрессии и прилегающей к ней территории Бет-Пак-Далы. Тр. межвед. совещ. по стратигр. Сибири, Госгостехиздат, 1957.

Никифорова К. В., Гербова В. Г., Константинова Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Северного Приаралья и Юга Западно-Сибирской низменности. Тр. ГИН АН СССР, вып. 26, 1959.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.

Половинкина Ю. И. Основные черты геологии и месторождений железистых кварцитов. В сб. «Полезные ископаемые», № 4, 1948.

Половинкина Ю. И. Стратиграфия и основные черты тектоники Карсакапайского месторождения железистых кварцитов. Сов. геол., № 31, 1948.

Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карсакапая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1958.

Сапожников Д. Г. К вопросу о возрасте Джезказганской свиты. Докл. АН СССР, 1938, 20, № 5.

Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР, т. 1, 1948.

Сатпаев К. И. Ископаемые угли Джезказганского района. В сб. «Большой Джезказган». Тр. Казахстанской базы АН СССР, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1935.

Сатпаев К. И. Основные специфические особенности геологии и металлогении Джезказган-Улутауского района. Алма-Ата, 1956.

Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района. В сб. «Большой Джезказган», 1935.

Сатпаев К. И. Геология Джезказганского района. Цветметаллы, № 9, 1936.

Сатпаев К. И. Минералогия руд Карсакапайского месторождения железистых кварцитов. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 19, 1955.

Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакапайского района Центрального Казахстана. Зап. всес. мин. об-ва, т. 67, сер. 2, вып. 1, 1938.

Соколов В. А. Кембрийское ванадиевое море. Докл. АН КазССР, т. VI, № 1, 1940.

Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1960.

Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улутау). Сов. геол., № 52, 1956.

Яговкин И. С. Минеральные ресурсы Джезказганского района. Изв. Геол. ком., № 3, 1925.

Яговкин И. С. Окрестности Карсакапайского завода. Изв. геол. ком., т. 46, 1927.

Яговкин И. С. Геологический очерк Джезказганского района. В сб. «Большой Джезказган», 1935.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 15(19), МОИП, 1953.

Фондовая

Боровиков Л. И., Шапошникова Е. Н. Геологическое строение юго-восточной части Тургайской впадины (лист М-41-Г). Фонды ЦКГУ, 1947.

Боровиков Л. И. Материалы к стратиграфии нижнего палеозоя западной части Центрального Казахстана (отчет о работе в 1947 г. в западной части Улутауского района). Фонды ЦКГУ, 1948.

Боровиков Л. И. Материалы к стратиграфии нижнего палеозоя западной части Центрального Казахстана (отчет за 1948 г.). Фонды ЦКГУ, 1949.

Боровиков Л. И. Предварительный отчет по теме: «Стратиграфия нижнего палеозоя западной части Центрального Казахстана» (отчет за 1949 г.). Фонды ВСЕГЕИ, 1949.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана, ч. 1, 2, 3. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.

Волгин А. В. Отчет Улутауской геологосъемочной партии по работам 1943 г. Фонды ЦКГУ, 1944.

Волгин А. В. Отчет Калмак-Кырганской геологосъемочной партии по работам 1945 г. Фонды ЦКГУ, 1946.

Волгин А. В. Отчет Улутауской геологосъемочной партии Центрально-Казахстанской аэрогеологической экспедиции по работам 1947 г. Фонды ЦКГУ, 1947.

Волгин А. В. Стратиграфия и тектонические структуры южной части Улутауского района. Фонды ВАГТ, 1952.

Волгин А. В. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000 листа L-42-A. Фонды ЦКГУ, 1952.

Воронов Н. П. Геологические исследования в Карсакапайском и Улутауском районах в 1938—39 гг. Фонды ЦКГУ, 1943.

Венедиктов С. Н., Захарченко А. И. и др. Расширенный промежуточный отчет по теме № 38 «Геология и генезис пьезокварцевых месторождений Казахской ССР» (Джезказган-Улутауский район. Фонды ЦКГУ, 1955.
Габай Н. Л., Белов Г. В. Отчет Маманской п. с. п. за 1956 г. Фонды ЦКГУ, 1957.

Гладков И. И., Джавадов Э. Д. Отчет о поисково-съемочных работах отряда № 1 Южно-Тургайской партии за 1949 г. Фонды ЦКГУ, 1950.

Добрынин В. М., Сигитова Е. М. Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе за 1955 г. Фонды ЦКГУ, 1956.

Книппер А. Л. Стратиграфия верхнекембрийских и ордовикских отложений Южного Улутау. Предварительный отчет о результатах полевых работ 1957 г. Фонды ЦКГУ, 1958.

Каниболоцкий П. М. Карсакапское железорудное месторождение. Фонды ЦКГУ, 1944.

Казарьян Г. А., Кругляков Ю. И. Отчет по работам Улутауской и Талдысайской партий за 1951—1952 гг. Фонды ЦКГУ, 1953.

Кругляков Ю. И., Кузнецов В. А. Отчет по предварительной промышленной оценке Сарысайского фосфоритового месторождения в Центральном Казахстане. Фонды ЦКГУ, 1956.

Косубаев Х. Д. Предварительный отчет о результатах поисковых работ Белеутинского поисково-разведочного отряда за 1949 г. Фонды ЦКГУ, 1949.

Любимов Н. И. Промышленный отчет по геологоразведочным работам на Байконурском месторождении доломитов. Фонды ЦКГУ, 1942.

Рачковская К. А. Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе за 1950—1952 гг. Фонды ЦКГУ, 1953.

Рачковская К. А. Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе за 1953 г. Фонды ЦКГУ, 1955.

Рабинович В. Б., Шуренко Е. Ф. Отчет по Талдысайской разведочной партии за 1952 г. Фонды ЦКГУ, 1953.

Узбеков М. Р. Карсакапский железорудный бассейн (отчет о геологоразведочных работах за 1949—1950 гг.). Фонды ЦКГУ, 1952.

Штрейс Н. А. Докембрий южной части Улутауской складчатой системы. Фонды ЦКГУ, 1951.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника южной части Улутауской складчатой системы. Фонды ЦКГУ, 1952.

Штрейс Н. А., Марков М. С. Докембрий южной части Улутауской складчатой системы. Фонды ЦКГУ, 1953.

Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. Фонды ЦКГУ, 1954.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Л. И. Боровиков	Нижний палеозой Джезказган-Улутауского р-на западной части Центрального Казахстана. ч. 2	1953	Фонды ЮКГУ, ВСЕГЕИ
2	Л. И. Боровиков	Нижнепалеозойские фосфориты в западной части Центрального Казахстана	1956	ВГФ, Москва
3	С. М. Венедиктов Захарченко и др.	Джезказган-Улутауский рудный район	1955	Фонды ЦКГУ
4	А. В. Волин	Отчет Калмак-Курганской ГСПЭ за 1945 г.	1946	То же
5	А. В. Волин	Отчет Улутауской ГСП за 1945 г.	1946	„ „
6	В. М. Добрынин, Е. М. Сигитова, Г. Н. Байдашвили	Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском р-не за 1956 г.	1956	„ „
7	Б. С. Дуброва	Карсакапское железорудное месторождение в Казахстане. Разв. недр. № 23	1936	Москва
8	И. В. Дюгаев, С. Г. Анкинович	Промышленный отчет Карсакапской ГРП по работе 1941 г.	1942	Фонды ЦКГУ
9	Г. А. Казарьян, Ю. И. Кругляков	Отчет Улутауской и Талдысайской партий	1953	То же
10	П. М. Каниболоцкий	Карсакапское железорудное месторождение	1944	„ „
11	А. Л. Книппер	Геосинклинальные фосфориты в южном Улутау Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т. 115, № 3	1957	Москва
12	Х. Д. Косубаев	Предварительный отчет о результатах поисковых работ Белеутинского поисково-разведочного отряда за 1949 г.	1949	Фонды ЦКГУ

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала его фондовый № или место издания
13	Ю. И. Кругляков, В. А. Кузнецов	Отчет по предварительной промышленной оценке Сарысайского фосфоритового месторождения в Центральном Казахстане	1956	Фонды ЦКГУ
14	Н. И. Любимов	Промышленный отчет по геологоразведочным работам на Байконурском месторождении доломитов	1942	То же
15	М. В. Мазуркевич, В. М. Добрынин, Е. М. Сигитова	Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе за 1954 г.	1955	" "
16	П. М. Никитин, Г. М. Пашаев	Геолого-экономический очерк рудных месторождений Дзезказган-Улутауского р-на, тр. КГРС, вып. 233	1933	Москва
17	В. Б. Рабинович Е. Ф. Шуренко	Отчет по Талдысайской РСП за 1952 г.	1952	Фонды ЦКГУ
18	К. А. Рачковская	Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе в 1950—1952 гг.	1953	То же
19	К. А. Рачковская	Отчет по поисково-съемочным работам в Карсакапском районе за 1953 г.	1954	" "
20	Сборник	Большой Дзезказган	1935	Ленинград — Москва
21	К. И. Сатпаев	Основные специфические особенности геологии и металлогении Дзезказган-Улутауского района	1956	Алма-Ата
22	М. Р. Узбеков, В. Б. Рабинович	Карсакапский ж/р бассейн (отчет о геологоразведочных работах за 1942—1950 гг.)	1952	Фонды ЦКГУ
23	И. С. Яговкин	Минеральные ресурсы Дзезказганского района. Изв. Геол. ком., № 3	1925	Ленинград
24	И. С. Яговкин	Окрестности Карсакапского азвода. Изв. Геол. ком., т. 46	1927	То же

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ L-42-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыльное)	№ использованного материала по списку (см. прил. 1)
Горючие ископаемые					
14	II-1	Бурый уголь Байконурское	Выработано	К	19
Металлические ископаемые					
Черные металлы					
		Железо			
22	II-3	Балбраун	Не эксплуатировалось	К	6, 9, 21
23	II-3	Керегетас	То же	К	6, 9, 21
Неметаллические ископаемые					
		Алюмофосфаты			
2	I-1	Сарысайское	" "	К	10, 12
		Доломиты			
15	II-1	Байконурское	" "	К	

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ L-42-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторож- дения (К-ко- ренное, Р-рос- сыпное)	№ исполь- зованного материала по списку
Металлические ископаемые					
Железо					
6	I-2	Қараджал I	Не эксплуати- ровалось	К	21
8	I-3	Сазтүбе	То же	К	21
9	I-3	Қаратүбе	" "	К	21
10	I-3	Қаратас	" "	К	21
21	II-3	Қараджал II	" "	К	21
27	III-2	Қолдыбайшоқы	" "	К	21
32	IV-3	Дюсембай	" "	К	21

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ L-42-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ исполь- зованного материала по списку (см. прил.1)
Черные металлы				
Марганец				
13	I-4	Талдысайское	Приурочено к глинам аральской свиты; пред- ставлено оолитами же- лезо-марганцевого соста- ва и пропластками мощ- ностью 0,1—2,0 м	8, 16
Ванадий				
3	I-1	Сарысайское	Связано с отложени- ями булантинской сви- ты, выявлено спектраль- ным анализом	5, 17, 18
19	II-1	Алтуайт	То же	5, 17, 18
Цветные металлы				
Свинцово-цинковые				
18	II-1	Алтуайт	Приурочен к зоне раз- лома на контакте кем- брийских и турнейских отложений	5, 17, 18
Никель-кобальтовые				
11	I-4	Талдысайское	Связано с корой вы- ветривания ультрабази- тов	8, 16
Оптическое сырье				
Пьезокварц				
7	I-2	Сарысайское поле	20 кварцевых жил в турнейских известняках длиной до 100 м и мощ- ностью 0,1—0,7 м; кон- диционные кристаллы обнаружены в шести жи- лах	2

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (см. прил.1)
16	II-1	Шубаркудукское поле	Развалы кварцевых жил длиной до 100 м, шириной до 50 м; много замутненных кристаллов горного хрусталя; кондиционные кристаллы единичные	2
17	II-1	Караадырское поле	10 кварцевых жил в турнейских известняках длиной 30 м; встречены кристаллы прозрачного замутненного кварца до 10 см длиной	2
25	III-1	Токалсайское поле	10 кварцевых жил в турнейских известняках длиной до 30 м; кондиционные кристаллы не встречены	2
26	III-1	Курайлинское поле	Кварцевые жилы в кембрийских сланцах, длиной до 30 м, мощностью 1—1,5 м; кондиционные кристаллы не встречены	2
31	IV-1	Ацимирское поле	Кварцевые жилы в гранодиоритах, длиной до 70 м, мощностью 1,0—2,5 м; кондиционные кристаллы единичны	2
30	IV-1	Татпенское поле	Кварцевые жилы залегающие среди гранодиоритов; длина их до 100 м, мощность 1,5—2,5 м; кондиционные кристаллы единичны	2

Минеральные удобрения

5	I-2	Алюмофосфаты Участок «Северный»	Приурочено к кембрийским отложениям; изучено слабо	12
1	I-1	Участок «Издыктобе»	То же	12

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (см. прил.1)
4	I-1	Участок «Южный»	Представлено тремя горизонтами (5; 4,5 и 2,0 м) протяженностью 1500 м	12
20	II-2	Участок «Алтуайт»	Приурочено к кембрийским отложениям; изучено слабо	5

Силикаты

Асбест				
12	I-4	Талдысайское	Представлено асбестоносными зонами (от 5 до 15 м) в серпентинитах	8, 16
29	III-4	Участок Турашасай	Представлено несколькими прожилками (до 0,5 см) в массиве перидотитов	14
24	II-4	Родусит-асбест Шотыбасский участок	Представлен несколькими прожилками среди нижнепермских отложений	5
28	III-4	Кунтуганский участок	То же	5