

STAT

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ  
ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 25

АЛМАТЫ 1956 АЛМА-АТА

STAT

КАЗАКССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫ  
АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

КАЗАК ССР ҒЫЛЫМДАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ  
ХАБАРЛАРЫ  
— \* —  
ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ВЫПУСК 25



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
АЛМАТЫ 1956 АЛМА-АТА

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

*У. М. Ахмедсафин, Р. А. Борукеев, М. И. Ломоносов,  
Г. Ц. Медоев, К. И. Сатпаев (ответ редактор),  
Е. Д. Шлыгин.*

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

В. В. ЛАВРОВ

## ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Под Северным Казахстаном принято понимать территорию, расположенную севернее Акмолинска, между рр. Ишимом и Иртышом. Сюда входят Кокчетавская и Северо-Казахстанская административные области и северные части Павлодарской и Акмолинской областей.

В геологическом отношении Северный Казахстан является областью соприкосновения двух различных регионов Зауральской эпигерцинской платформы. Север этой географической области лежит на окраине Иртышской впадины и является по существу Западной Сибирью, юг принадлежит денудационной мелкосопочной равнине Казахского нагорья.

Значительную часть Северного Казахстана занимают отложения третичной системы. В пределах Иртышской впадины они господствуют безраздельно, сплошь слагая под маломощным четвертичным покровом аккумулятивные низменные равнины между Ишимом и Иртышом. Что касается северной части приподнятого Казахского нагорья, то здесь третичные отложения распространены также повсюду, но они маломощны и залегают не сплошь, а фрагментарно, сохранившись от денудации лишь в депрессиях.

Третичные толщи Северного Казахстана слагаются двумя сериями: морской и континентальной, сформированными в условиях устойчивого платформенного режима.

По совокупности признаков они разделяются на ряд свит, которые для равнинного Зауралья имеют значение межрегиональных (провинциальных) ярусов в том содержании, какое вкладывается в этот термин стратиграфической комиссией ВСЕГЕИ (1954). Эти ярусы в большинстве своем прослеживаются на значительной части Западно-Сибирской и прилегающей к ней Арало-Тургайской низменности; менее известны их континентальные фации на Казахском нагорье. Все эти межрегиональные свиты-ярусы получили в последнее время обоснование — литогенетическое, палеонтологическое и палеогеографическое. Их выделение в качестве основных для Зауралья местных стратиграфических единиц — ярусов обосновано к настоящему времени всей суммой накопившихся данных, пожалуй, не менее, чем выделение давно известных для юга Русской платформы местных ярусов: каневского, бучакского, киевского и харьковского.

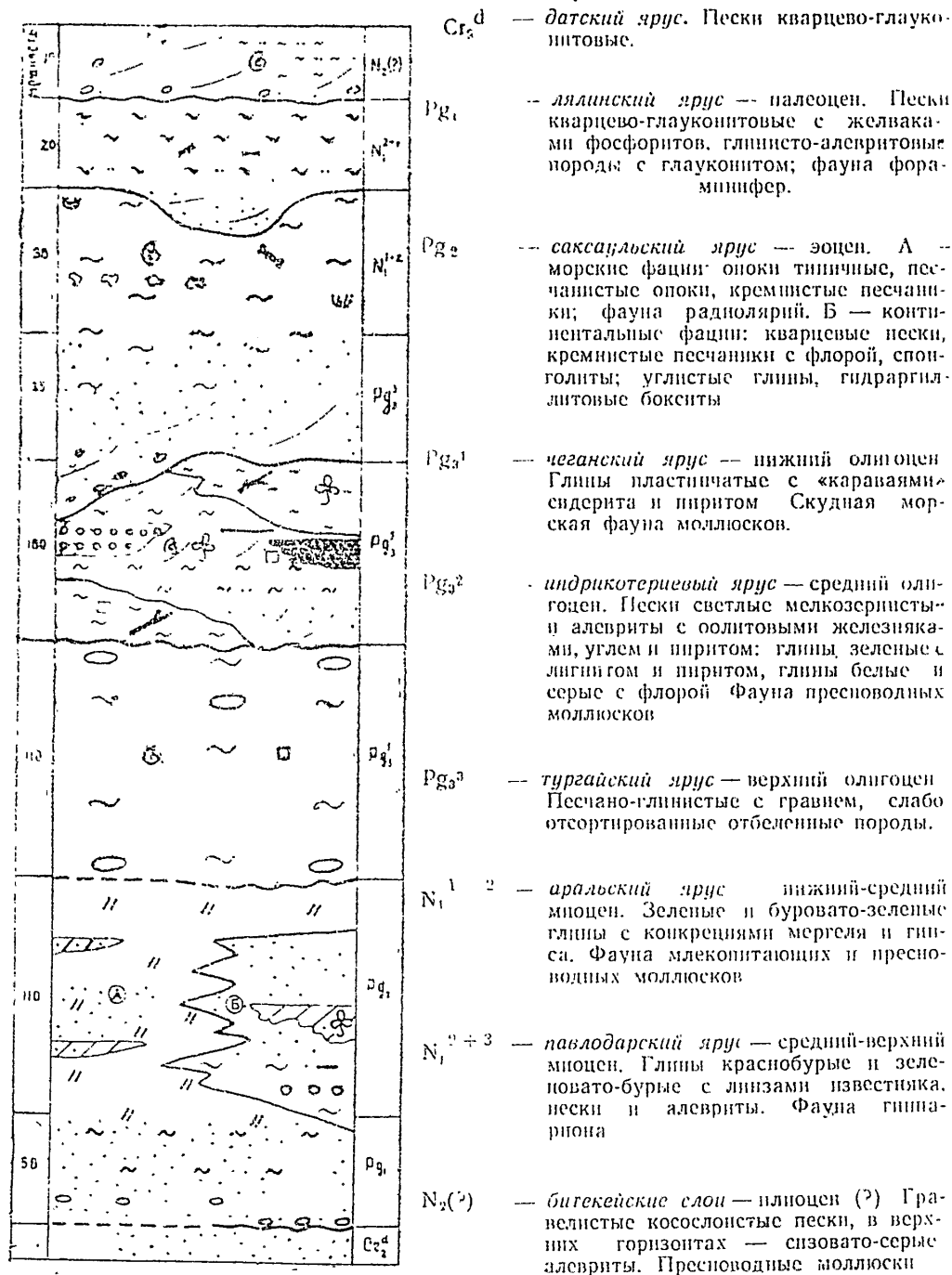
**Морская палеогеновая серия**

Палеогеографически она отвечает времени существования в Зауралье устойчивого верхнемелового-палеогенового морского бассейна. Последний занимал территории Западно-Сибирской и Арало-Тургайской

В. В. ЛАВРОВ

низменностей, не заходя на приподнятое Казахское нагорье. Геохронологически серия охватывает палеоцен, эоцен и нижний олигоцен. Соответственно делится на три межрегиональных яруса: лялинский, саксаульский и чеганский (рис. 1). Каждый из них составом своих пород и комплек-

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка третичных толщ Северного Казахстана (В. В. Лавров, 1955)



сом фауны и флоры обозначает определенный, достаточно ясно очерченный палеогеографически, этап геологического развития территории — век.

*Лялинский ярус — палеоцен.* Залегает на глауконитовых песках датского яруса и литологически обособляется от них обычно нечетко. Наиболее типично выражен и лучше обнажен в приуральской части Западной Сибири. Здесь, в выходах на р. Ляле (приток р. Сосьвы), хорошо изучен и наиболее подробно описан В. П. Ренгартен (1951) и Н. В. Ренгартен (1944, 1950). По наименованию реки автором и предложено название этой межрегиональной свиты-яруса.

На дневную поверхность ярус обнажается лишь в единичных местах Северного Казахстана, в частности по р. Битекей — правому притоку р. Ишима. Он вскрыт многими буровыми скважинами, как в прииртышском, так и в прииртышском районах южной окраины Западно-Сибирской низменности.

Сложен зеленоватыми, до темнозеленых, глауконитово-кварцевыми песками (нередко с фосфоритовыми желваками) и карбонатными алевритами, содержащими глауконит. Включает прослой глауконитово-кремнистых песчанников и алевролитов, которые приурочены преимущественно к верхней половине разреза пород яруса.

Намечается определенная закономерность изменения зернового состава и литохимического характера пород яруса снизу вверх. В основании преобладают пески, к ним приурочены желваки фосфоритов и наибольшая обогащенность глауконитом. По мере движения вверх по разрезу уменьшается количество песчаного материала и глауконита и возрастает роль глинисто-алевритовых фракций и хемогенного кремнезема, цементирующего осадки. Так постепенно по разрезу глауконитово-песчаные породы становятся глауконитово-алевритовыми и глауконитово-кремнистыми, переходя в чисто кремнистые светлые отложения вышележащего саксаульского яруса.

Такая общая и повсеместная для Западной Сибири и Тургай тенденция изменения состава пород лялинского яруса по разрезу указывает на постепенную смену условий осадконакопления в начале палеогена. Она имеет практическое значение для оценки водоносности, а также при поисках глауконитового сырья.

Наблюдается также смена состава пород и в пространстве; ближе к Казахскому нагорью, т. е. к берегу палеоценового моря, в разрезе лялинского яруса возрастает роль песков и как будто становится больше глауконита.

Мощность лялинского яруса в пределах Северного Казахстана достигает 40—50 м.

Палеонтологически ярус охарактеризован достаточно определенно. Он заключает зубы акул и фауну мелких известковых фораминифер из семейства аномалинид. Этот комплекс, по Р. Х. Липман (1953), должен считаться характерным для палеоцена, в особенности такие его представители, как *Bolivinopsis Scandica Brotzen*, *Cibicides favorabiles Vass.*, *Cibicides vassilenkovi Lipm.*, *Anomalina infrapaleogenica*.

Из пород яруса выделен своеобразный комплекс спор и пыльцы, переходный по своему составу от верхнемелового к типично палеогеновому. В правобережном Прииртышье, по материалам Степной экспедиции Запсибгеолуправления, спорово-пыльцевой состав кремнисто-глауконитовых пород основания палеогена (местная ключевская свита И. Г. Зальцмана) включает пыльцу меловых форм тропического и субтропического облика и тургайских листопадных форм. Весьма обильны покрытосеменные, среди которых разнообразно представлены семейства — *Myrtaceae*, *Proteaceae*, *Leguminosae*, *Rubiaceae*. Среди хвойных имеются меловые *Podocar-*

pus, Cedrus, большое количество Araucaria, Taxodiaceae, Phyllocladus, Dacrydium, Pinaceae, Pinus sec. Strobilus. В составе папоротникообразных имеются меловые Gleicheniaceae, Polypodiaceae, Cyataeaceae и др.

В более северных районах Западно-Сибирской низменности в образцах из тюменской скважины для льялинского яруса установлен спорово-пыльцевой спектр нижнетретичного-верхнемелового облика со спорами теплолюбивых папоротников из родов *Dicsonia*, *Gleichenia* и обильной пыльцой миртовых и таксодиевых (В. А. Хабаков, 1954).

Льялинский местный ярус литогенетически и по положению в сводном разрезе мезо-кайнозоя параллелизуется с верхней частью пудинской свиты в восточном районе низменности (М. А. Толстихина, 1955), с тасаранской свитой Северного Приаралья и сулукопинской свитой Мангышлака (Н. Ф. Кузнецова, 1952).

По палеофлористическим данным и составу аутигенных минералов, сформированных в осадках палеоценового Западно-Сибирского моря, климат льялинского века представляется семиаридным. С равнинных континентов Казахского нагорья и Урала в эпиконтинентальное море поступали в большом количестве железо, кремнезем и калий. Они дали материал для глауконита, который определяет литохимический профиль морских отложений зауральского палеоцена. В отдельных участках суши миграция железа и марганца с суши в море была настолько интенсивной, что в прибрежной зоне прилегающего палеоценового моря отложились оолитовые железняки (с. Колпашево на р. Оби), марганцевые и железо-марганцевые руды (Полупочное и Марсяты на Урале).

Сходство палеоценовых отложений названных рудных районов с осадками льялинского яруса в Северном Казахстане позволяет считать, что и здесь не исключена возможность накопления прибрежно-морских руд железа или марганца. Действительно, тонкие прослойки оолитовых железняков были встречены автором в 1952 г. среди глауконитовых песков льялинского яруса, обнажающихся по р. Битекей в Пришимье.

Фосфоритовые же желваки рассеяны в песках, образуя лишь в единичных местах Приуралья тонкую (до 0,15 м), быстро выклинивающуюся плиту.

Полезным ископаемым, которое может быть встречено во многих местах в льялинском ярусе Северного Казахстана, является глауконит.

*Саксаульский ярус — эоцен.* Кремнисто-глауконитовые породы льялинского яруса постепенно переходят по разрезу снизу вверх в светлые кремнистые отложения саксаульского яруса. Последние весьма отчетливо прослеживаются на всем протяжении аккумулятивных равнин Зауралья на юг до Аральского моря. Эта, очень своеобразная по литологии, бедная фауной кремнистая толща была названа в 1937 г. А. К. Алексеевым в Северном Приаралье саксаульской свитой (по ж.-д. станции Саксаульская, где свита типично представлена). По принципу приоритета такое название сохранено автором и для намеченного в Зауралье межрегионального (провинциального) саксаульского яруса. Это же название принимает и К. В. Никифорова (1953) для эоценовой кремнистой толщи Павлодарского Прииртышья.

Саксаульский ярус весьма характерен по морфологии и составу пород, очень хорошо выделяющихся в разрезе морского палеогена Западно-Сибирской низменности. Это светлосерые и зеленовато-серые породы, богатые хемогенной кремнекислотой: типичные опоки, песчанистые опоки, кремнистые глины, кварцевые пески и алевриты с прослоями кремнистых песчаников. Ясного изменения состава пород по разрезу не подмечено,

наблюдается тенденция к преобладанию глинистых пород в верхней части разреза.

Ярус обнажен так же слабо, как и шжележащий. Выходы его пород наблюдались И. С. Щоблыкиным (1955) у самой окраины Казахского нагорья, близ оз. Айсары, что в 55 км южнее оз. Улькун-Карой. Здесь в сухих ложинах встречены обнажения легких, плитчатых светлосерых, слабо песчаных опок, видимой мощностью до 10 м. По отдельным выходам и высыпкам опоквая толща прослежена от оз. Айсары на запад на протяжении 12 км. Шурфами вскрыты подстилающие ее зеленые глауконитовые пески палеоцена.

Такие же взаимоотношения пород морского палеогена можно видеть в редких и сильно задернованных обнажениях правого коренного берега низовьев р. Селеты. На выравненной поверхности палеозойских пород здесь залегает толща (6—8 м) глауконитово-кварцевых (с фосфоритами) песков лялинского яруса; кверху они переходят в породы саксаульского яруса - в кремнистые глины и пески с прослоями кремнистых песчанков.

Во всех буровых скважинах, пройденных в пределах изменной части Северного Казахстана, при достаточной их глубине, отмечаются характерные кремнистые породы саксаульского яруса. В их кернах обычно можно видеть следы неоднократных внутриформационных перерывов, свидетельствующие о частых кратковременных регрессиях эоценового моря. Эти перерывы обозначены прослоями (по 0,10—0,15 м) плотных кремнистых песчанков среди кремнистых аргиллитоподобных глин и опок, в прослойки обычно включены неокатанные, либо слабо округленные куски опок и редко -- зубы акул. Наличие таких перерывов и поверхностей размыва внутри опоквой толщи эоцена отмечалось также и для Тюменской опорной скважины (А. В. Хабаков, 1954), и, видимо, это одна из особенностей морского эоцена Западной Сибири.

Максимальная для Северного Казахстана мощность кремнистых пород саксаульского яруса по скважине у оз. Қзылкак (описана автором в 1954 г.) составляет 110 м.

Палеонтологически морские фации саксаульского яруса в Северном Казахстане охарактеризованы лишь остатками кремнистых организмов и пылью наземной флоры. Отсюда известны диатомовые и радиолярии *Cenosphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Trochodisais* sp., *Sethocyrtis* ex gr. *elegans* Lipm., *Sethocyrtis* sp., *Trochodiscus* aff. *splendidus* Lipm., *Cenosphaera* ex gr. *ispharensis* Lipm., *Tecospaere* ex gr. *subliela* Lipm. Установленный для Павлодарского Прииртышья (Е. Д. Заклинская, 1953) спорово-пыльцевой спектр саксаульского яруса характерен следующим: в нем абсолютно преобладает (до 85%) пыльца цветковых растений. Наряду с доминирующим субтропическим комплексом из пальм и миртовых (в частности -- эвкалиптов) здесь присутствует (до 10%) пыльца листопадных мезофитов, таких как ольха, клен, граб, липина, ясень, ликвидамбар. Голосеменные, составляющие до 20%, представлены в основном семействами сосновых и подокарпусовых.

В принципе подобный же спорово-пыльцевой комплекс найден (В. Н. Барбашнинова, 1953) в образцах, отобранных автором из опокowych глин Прииртышья. Здесь преобладает пыльца миртовых, составляющая до 40%, что считается характерным для эоценовой толщи Приуралья (И. А. Аграновская, 1955). Состав спорово-пыльцевых спектров показывает, что во время накопления саксаульского яруса значительное и, может быть, доминирующее участие в растительном покрове принимали ксерофильные группы. К ним относятся большинство представителей семейства миртовых и такой крайний ксерофит, как вельвичия, пыльца которой



найдена в Прииртыше. Все это позволяет считать климат саксаульского века теплым и аридным, способствующим переходу на континенте в растворы кремнезема, который, мигрируя в море, дал здесь начало разнообразным кремнистым осадочным породам.

Саксаульскому ярусу отвечает в Восточном Приуралье опоковая толща, впервые описанная здесь А. П. Карпинским (1893), а в восточной части низменности — васюганские слои — М. А. Толстихиной (1955) и радиолярная микрофаунистическая зона, намеченная в Западной Сибири работами микропалеонтологов-нефтяников еще перед войной.

Полезные ископаемые морских фаций яруса — опоки, кварцевые пески и диатомиты.

*Чеганский ярус — нижний олигоцен.* Толща глинистых отложений чеганского яруса завершает морскую палеогеновую серию. Характерная морфология этих пород и исключительная их выдержанность как по разрезу, так и в пространстве на многие сотни километров, делают чеганский ярус главнейшим опорным горизонтом при увязке разрезов морского палеогена Зауралья от Приобья до Устьюрта (В. В. Лавров, 1951, 1953).

Толща, отвечающая чеганскому ярусу в типичном его виде, впервые была выделена О. С. Вяловым (1930, 1931) в северных чинках Устьюрта, близ р. Чеган, где и получила название чеганской свиты. Отсюда она была прослежена А. Л. Япшиным (1940) по Северному Приуралью и Тургайской впадине (В. В. Лавров и Е. И. Соболева, 1948; Н. К. Овечкин, 1954) до Западно-Сибирской низменности. При этом выяснилось, что она представляет собой межрегиональную стратиграфическую единицу, т. е. более высокого ранга, чем свита, и по совокупности признаков должна быть названа чеганским ярусом.

По обильной фауне моллюсков чеганский ярус Северного Приуралья и Тургай датируется одними исследователями (О. С. Вялов, Н. К. Овечкин) верхним эоценом — нижним олигоценом, другими — только нижним олигоценом (А. Л. Япшин, 1953).

Чеганский ярус в Северном Казахстане (как и повсеместно) представлен зеленовато-серыми глинами, в которых преобладающим коллоидно-дисперсным минералом является ферримонтмориллонит. Глины имеют правильную тонкую слоистость; она проявляется по распадению керна в горизонтальном направлении на пластинки (2—3 мм) с «присыпкой» по плоскостям наслоения светлого алевроитового материала. На выходах чеганские глины быстро выветриваются, образуя своеобразную листоватую «труху», по которой чеганский ярус сразу опознается в естественных обнажениях. В толще глин четко видными прослоями залегают округлые и овальные «караваи» сидерита до 1—1,5 м в поперечнике; обилец здесь серпичий колчедан в виде темных землистых конкреций мельниковита или тонких (0,5—1 мм) плотных прослоек пирита по плоскостям наслоения.

В зоне выветривания по серному колчедану развивается ярозит, канареечно-желтые примазки которого обычны для чеганских глин на выходах. В верхних горизонтах чегана нередки кристаллы вторичного гипса.

В глинах чеганской свиты Северного Казахстана часто встречается лигнитизированная древесина, обычно в виде мелкой щепы, попадающей в керне скважин, реже — в виде обломков стволов. По мере приближения к Казахскому нагорью — древнему берегу — количество лигнита в чегане как будто увеличивается.

Мощность чеганских глин в Северном Казахстане достигает 110 м (буровая скважина в центральной усадьбе Ленинского совхоза у оз. Қзыл-как).

Верхние горизонты чегана обнаруживают некоторую опесчаненность.

сами глины становятся более алевроитными и включают иногда многочисленные тонкие прослои светлого тонкозернистого кварцевого песка.

Фаунистически чеганский ярус в Северном Казахстане охарактеризован слабо. В. В. Меннер, по сборам Ю. А. Орлова (1930), и Г. Е. Быков (1941) определили отсюда зубы акул *Odontaspis macrota* Ag., *Odontaspis* sp., *Lamna vincenti* Woodw., *Oxurina desori* Ag. В «каравае» сидерита у с. Марьевка на р. Ишим попадаются плохо определяемые ядра моллюсков из рода *Surgina*. В этих же сидеритах передки зубы акул и фрагментарные рыбные остатки; И. Ф. Никитин (ИГН АН КазССР) в одном сидеритовом «караве» по р. Карасу у оз. Улькункарой встретил отпечаток целой рыбы.

Спорово-пыльцевой комплекс чеганского яруса в Прииртышье, по Е. Д. Заклинской, характерен обилием пыльцы хвойных (около 20%) среди которых преобладает болотный кипарис, значительным количеством (до 40%) широколиственных мезофитов — дубов, буков, кленов, ольхи, березы, ликвидамбара. Присутствуют (до 10%) жестколистные и ксерофильные вечнозеленые формы из родов *Mogaseae*, *Palmae*, *Staphileaceae*, *Sapotaceae* и др.

В прибрежных фациях чеганского яруса, у восточных берегов оз. Худайкуль (Прииртышье), среди толщи глин встречены маломощные (2-3 см) прослои тонкозернистого песчаника с сидеритовым цементом. На них видны отпечатки растительных фрагментов и узких кожистых древесных листьев,<sup>1</sup> принесенных с ближайшего берега. В верхней части глин найдены остатки растения на месте его произрастания (водоросль?) в виде лигнитизированной древесины и множества цилиндрических побегов и корней, нацело сидеритизированных.

Чеганскому ярусу отвечает надпоковая свита пластичных глин, выделенная А. П. Карпинским в Приуралье, и нижнеолигоценовая тавдинская свита, намеченная Н. Н. Ростовцевым (1955) в средней части Обь-Иртышского бассейна.

Спорово-пыльцевые данные и состав аутигенных минералов (сидерит, пирит) чеганских глин позволяют предполагать в это время близкий к субтропическому гумидный климат. Казахское нагорье (в части его, принадлежавшей к сибирскому Чеганскому морю) представляло собой равнину, обильно увлажненную и во многих местах залесенную и заболоченную. Отсюда по гидрографической сети в Чеганское море поступало много железа, которое образовало в морских нлах карбонаты и сульфиды закиси, обособившиеся затем в сидерит и серный колчедан.

#### Континентальная третичная серия

В Иртышской впадине распространена повсеместно, перекрывает морскую палеоген и всюду обнажается на дневную поверхность из-под покрова четвертичных отложений. На приподнятом регионе Казахского нагорья сохранилась от плиоценово-четвертичного размыва лишь в отдельных участках, главным образом в депрессиях, где чрезвычайно плохо обнажена и поэтому мало изучена.

В континентальной третичной серии аккумулятивных равнин Казахстана в последние годы выделен ряд межрегиональных свит, имеющих по существу значение ярусов.

*Континентальный палеоцен — эоцен.* Отложения распространены только в пределах Казахского нагорья. Стратиграфически они отвечают

<sup>1</sup> Образцы, собранные здесь Л. Ю. Буланцевым, переданы для определения В. С. Корниловой.

иялинскому и саксаульскому ярусам, являясь их континентальными эквивалентами.

Из-за малой распространенности, плохой обнаженности и слабой изученности палеоценовые и эоценовые континентальные отложения Казахского нагорья далеко не всегда достоверно различаются между собою. Поэтому описываем их совместно.

Эти континентальные отложения представлены в северной части Казахского нагорья в основном тремя литологическими группами пород.

Светлосерые и желтоватые пески и аллювиального происхождения, косослончатые, мощностью до 10 — 12 м. Заключают тонкие (0,20 — 0,50 м) линзы светлых кремнистых песчаников, быстро выклинивающиеся и залегающие на разных уровнях. Иногда попадаются бурые железисто-кремнистые песчаники.

В таких песках близ Экибастуза и Боцкуля И. И. Деониском (1939) описаны спонгилиты. Они представляют собой неплотные, порою даже рыхлые и сыпучие породы, сложенные по преимуществу мелкими игольчатыми опаловыми иголочками скелета кремнистых губок. Включающие их пески часто также содержат значительное количество кремнистых игл и тогда называются спонгнево-кварцевыми песками.

Экзогенные кремнистые образования. Представлены генетически единой гаммой кремнистых пород: песчаников, конгломератов, алевролитов и прокремненных пород нижнемезозойской коры выветривания, описанных И. И. Бокон (1941) в Прииртышье под названием пеликанитов.

Кремнистые породы чрезвычайно широко распространены на Казахском нагорье; они описаны в разных местах многими геологами под названием дырчатых кварцитов, опоковидных песчаников и сливных песчаников. Встречаются они то в виде отдельных глыб, сохранившихся от денудации и выветривания благодаря своей прочности, то в виде глыбового развала, возникшего при разрушении древнего «кремнистого панцыря», до 1,5 — 2 м мощности, сплошь занимавшего некогда площади в несколько квадратных километров. Особенно много кремнистых пород эоцена встречается у северо-восточной окраины Казахского нагорья. Здесь они распространены широкой (40 — 50 км) полосой, проходящей от оз. Селегы до гор Семейтау более чем на 400 км. Меньшие площади развития кремнистых пород известны в районе г. Акмолинска и вдоль западной окраины нагорья, граничащей с Тургаем.

Кремнистые породы изобилуют ветвистыми трубчатыми отверстиями — следами крупных и мелких корневых систем. Изредка в них попадаются участки с отпечатками прекрасно сохранившихся листьев, хвон и веточек, слепками плодов, семян и шишек, беспорядочно размещенных в кремнисто-алевритовом материале (местонахождение Такырсор).

В генетическом отношении кремнистые породы Казахского нагорья, видимо, представляют собой особую кремнистую кору эоценового выветривания и различные ее дериваты. Геохимическая обстановка эоцена складывалась таким образом, что на суше проходило интенсивное щелочное выветривание с распадом алюмосиликатов (и в частности каолина) и переходом в растворы глинозема и кремнезема.

За счет освобожденного кремнезема, при выпадении его на месте, формировался «кремнистый панцырь». При перемещении кремнезема с растворами происходило поверхностное и глубинное покремнение рыхлых пород, с образованием кремнистых песчаников и пеликанитов. Значительная часть подвижного кремнезема уходила по гидрографической сети в море, где в итоге были отложены мощные опоковые толщи.

Углисто-глинистые породы с бокситами Эта третья

литологическая разность континентальных палеоцен-эоценовых пород известна на Казахском нагорье меньше всего. Она залегает в депрессиях типа Белояровской, находящейся у одноименного селения в 110 км к юго-востоку от Акмолинска. Депрессия палеозойского субстрата глубиной около 100 м (по Е. В. Дручинину, 1951) выполнена углито-глинистыми породами с линзами гидраргиллитовых бокситов и пластами угольных, землистых бурых углей, богатых фюзеном.

Спорово-пыльцевые анализы отобранных автором углистых пород продуктивной толщи подтвердили прежнее высказывание Г. Е. Быкова (1938) о третичном возрасте бокситов Белояровки. Исследования Л. Н. Ржаниковой (1952) и В. Н. Барбашиновой (1953) показали, что спорово-пыльцевой спектр бокситоносных углистых пород Белояровки сходен с пыльцевым спектром изученных теми же лицами пород саксаульского яруса из Приишимья. Для Белояровки также характерно исключительное обилие ксерофитов миртовых (до 56%) наряду с присутствием в небольших количествах листопадных мезофитов из родов — *Carua*, *Alnus*, *Ilex*. Таким образом, теперь можно считать установленным синхронность белояровских бокситов саксаульскому ярусу морского палеогена и их эоценовый возраст.

В кремнистых алевролитах и песчаниках севера Казахского нагорья недавно собрана довольно богатая листовая флора. Так, у оз. Такырсор, в 100 км к юго-западу от г. Павлодара, Л. Ю. Буданцев в 1951 г. собрал из светлых кремнистых алевролитов коллекцию, в составе которой, по его определениям, оказались хвойные *Podocarpus eocenica* Ung., *Pinus Nikitini* Bud., *Sequoia coultsiac* Heer., вечнозеленые *Sabal haeringiana* (Ung.) Schimp., *Myrica haeringiana* Und., *Lomatia firma* Heer., *Santalum oserinum* Etl., *Laurus primigenia* Heer., *Oreodaphne* sp., *Ilex parschlugiana* Und., *Celastrus elaeus* Ung., *Sterculia variabilis* Sap., *Leptospermites spicatus* Schm., *Eugenia haeringiana* Ung., *Myrtophyllum* sp., *Neritium* sp., *Echilonium sophiae* Web., *Andromeda protogaea* Und., *Banksia helvetica* Heer.; предположительно листопадные *Macclintokia irtyschensis* Bud., *Podogonium Klotzii* Heer.

У оз. Жамантуз (140 км к югу от г. Павлодара) из железисто-кремнистых песчаников М. С. Быковой, а позже Л. Ю. Буданцевым собраны отпечатки, среди которых В. С. Корнилова (1952) определила: *Pinites* sp., *Sequoia Langsdorfii* Heer., *Musites pulvillensis* Krasn., *Dryophyllum* sp., *Quercus palaeovirens* Schm., *Quercus neriifolia* A. Br., *Quercus Liellii* Heer., *Quercus* cf. *Denticulata* Heer., *Dewalquea gelidensis* Sap., *Cinnamomum Scheuschzeri* Heer., *Andromeda protogaea* Und., *Myrsine doryphora* Ung.

Обе коллекции представлены преимущественно вечнозелеными формами, среди которых много ксерофитов, таких, например, как *Lomatia*, *Banksia*, *Myrtophyllum*.

Можно предполагать, что флора Жамантуза, богатая вечнозелеными жестколистными дубами, древнее флоры Такырсора и, возможно, отвечает палеоцену, когда климат был более влажным, чем в эоцене.

По общему типу ископаемой флоры (а отчасти и по видовому ее составу) палеогеновые кремнистые породы Казахского нагорья отчетливо сопоставляются с флороносными эоценовыми кремнистыми песчаниками Южного Урала. По спорово-пыльцевому спектру бокситоносную толщу Белояровки, очевидно, нужно параллелизовать с эоценовыми бокситами Енисейского края.

Наиболее важным полезным ископаемым континентальных палеоцен-эоценовых толщ Северного Казахстана являются гидраргиллитовые бокситы. Их происхождение можно связывать со щелочным выветриванием в обстановке аридного климата. Освобождающийся при щелочном распаде

алюмосиликатов (главным образом, каолина мезозойской коры выветривания) глинозем выпадал в болотно-озерных депрессиях, образуя скопления гидраргиллита. Решающую роль для выпадения алюмогелей и накопления бокситов в определенных участках, видимо, имели воды, богатые коагулятором кальций-ионом в местах развития известняков (к ним и бы- вает приурочено большинство бокситовых месторождений).

Широко могут использоваться и кремнистые песчаники эоцена как сырье для динаса и кремнистых сплавов (ферросилиция, карборунда и др.). Кварцевые пески и спонголиты Экибастузского горнопромышленного района пригодны для стекольного производства и изготовления силикатного кирпича.

*Индрикотериевый ярус — средний олигоцен.* Континентальная толща индрикотериевого яруса повсюду распространена в смежных регионах Иртышской и Тургайской впадин; на Казахском нагорье она известна лишь по р. Шидерты, в урочище Сасай.

Ярус выделен вначале как региональная стратиграфическая единица — свита — в Тургайской впадине, вслед за А. А. Борисяком, который обособлял здесь среднеолигоценовые «индрикотериевые» слои<sup>1</sup> с фауной млекопитающих: гигантского носорогообразного *Indricotherium asiaticum* Boris., мелкого носорога *Allacerops turgaicum* Boris., примитивного халикотерия *Schizotherium turgaicum* Boris. и др.

Залегает на морских отложениях чеганского яруса и, как правило, отделен от них ясно выраженной поверхностью размыва. Сложен главным образом отложениями аллювиального комплекса осадков, в меньшей степени — озерными и лагунными (?) фациями.

Аллювиальный комплекс пород представлен светлосерыми (иногда синевато-серыми), мелко- и равномернозернистыми песками, имеющими спокойную-косую и полого-наклонную слоистость, что свидетельствует об их отложении из медленно и равномерно текущих потоков. Пески фациально могут переходить в зеленатово- (или голубовато-) светлосерые алевроиты или в глины.

Сюда относится толща, описанная К. Н. Пестовским (1936) в районе оз. Тске и Улькункарой и Г. Е. Быковым (1941) в Петропавловском районе, как аквитанская, а Б. Ф. Сперанским (1946) для Омского района, как миоценовая и плиоценовая. Довольно подробно описал как миоценовую эту же существенно песчаную, регионально-водоносную толщу для Кудунды, М. И. Кучин (1932). Разногочия в датировке одних и тех же стратиграфических горизонтов в Казахстане и Сибири и основные причины этих разногочий разобраны автором в специальной статье (1956).

Отличительным признаком как аллювиальных, так и озерных пород индрикотериевого яруса является их углистость и наличие в них пирита в форме желваков и тонких линзочек; по пириту часто развивается ярозит и лимонит. Повсюду в породах яруса встречаются буроугольные линзы и пласты, а также темные гумусированные прослои, углистый растительный детрит и куски лигнитизированной древесины. Несмотря на очень плохую обнаженность равнин, бурый уголь известен здесь в обнажениях Прииртышья у озер Кемиртуз, Алтыбайсор, Карасор, а также по р. Шидерты. Скважинами бурый уголь встречен у оз. Кзылкак и в Чаглинском районе, на территории совхозов им. Маленкова и Кирова. П. М. Пономаревым близ ж.-д. станции Таинча разведано (1943 г.) буроугольное

<sup>1</sup> А. А. Борисяк. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих Союза ССР. Фрунзе, 1943. А. А. Борисяк и Е. И. Беляева. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Труды Палеонтологического института Академии наук СССР. Т. XV, вып. 3, 1948.

месторождение, названное Танинчинским, и отмечено такое же по типу месторождение Октябрьское. Угленоявления в гидрокотериевой свите известны также в ряде точек Прииртышья.

Кроме углености и ширита, для песков гидрокотериевого яруса Северного Казахстана характерно наличие мелкооолитовых железняков сложного гидрогетит-сидерит-лептохлоритового состава и фациально замещающих их железистых песчанников.

В восточной части железняки встречены в 1950 г. Е. Д. Шлыгиным в низовьях р. Шидерты, откуда они по высыпкам и единичным выходам прослежены автором на 50 км вверх по реке. Вслед за этим оолитовые железняки найдены в обнажениях у северных берегов оз. Кзылкак. Здесь пласт плотного оолитового железняка мощностью 3—5 м установлен автором по меридиональному профилю гидрогеологических скважин<sup>1</sup> на протяжении нескольких десятков километров к югу от пос. Лоциновка (В. В. Лавров и И. В. Орлов, 1954).

Железняки Прииртышья так же, как и лисаковские в Северном Тургае, относятся к гидрокотериевому ярусу. Они принадлежат к своеобразному, ранее не известному типу континентально-долинных оолитовых руд, распространенному внутри Арало-Сибирской угленосной и железорудной провинции среднего олигоцена (В. В. Лавров, 1955). Кроме прииртышских руд, сюда относятся месторождения: Талдыэспе, Кокбулак, Карасандык и другие в Северном Прииртышье, обильные рудооявления в Центральном Тургае, Лисаковское и Кушмурунское месторождения в Северном Тургае.

Озерные фации гидрокотериевого яруса представлены каолиново-монотермитовыми и каолиновыми глинами, то светлосерыми до белых, то черными, гумусированными. Они попадаются среди песчано-алевритового аллювия в виде линз, обозначающих древние пойменные, часто заболоченные озера и содержащих лигнит, углистые прослои и отпечатки листовой флоры. Особенно много таких глин в верхних горизонтах яруса, отвечающих времени одряхления речных систем гидрокотериевого века и отложения в долинах преимущественно алевритово-глинистых фаций. Эти верхние горизонты гидрокотериевого яруса мощностью до 10—12 м, можно выделить в особые болаттамские слои (по названию урочища Болаттам в Тургае).

Каолиновые глины болаттамских слоев особенно широко распространены в левобережном Прииртышье, в треугольнике с. Подпуск — оз. Кемиртуз — с. Майское. Известное Майское месторождение каолинов принадлежит болаттамским слоям гидрокотериевого яруса, оно сходно по генетическим признакам с Часовъярским месторождением Украины. Одногипные месторождения глин имеются вдоль северной и западной периферии Казахского нагорья.

Другая, сравнительно мало распространенная группа озерных и лагунных (?) фаций гидрокотериевого яруса, сложена зелеными и голубовато-зелеными алевритистыми глинами.

В основании или в нижней части разреза иногда встречаются глины, отложенные в соленоводных озерах-лагунах (?), оставшихся после отступления Чеганского моря. Эти глины описаны автором в обнажениях у восточных берегов озер-соров Карасор (северное) и Худайкуль в Павлодарском Прииртышье. Мощность их, как правило, не превышает 4—5 м. Внешне они несколько напоминают подстилающие их морские глины чегана, отличаются от последних зернистой структурой, иногда засолен-

<sup>1</sup> При первичной документации скважин оолитовый железняк описывался как «зеленый песчаник», установить его подлинную природу удалось лишь при осмотре керн

ностью и загипсованностью, наличием песчаных линзочек и тонких прослоев, а также обилием мелких кусков лигнита; иногда в них присутствуют тонкие линзовидные прослои сидерита. Нередко такие глины лежат не в самом основании разреза индрикотериевого яруса, а отделены от поверхности чегана тонким (до 0,5 м) прослоем типичных для яруса светлых мелкозернистых песков с обильной гумусированностью и конкрециями серного колчедана.

Подобные же глины (но не засоленные, а содержащие мелкие линзы озерного известняка) нередко попадают в верхней части разреза индрикотериевого яруса, и в таких случаях они являются фациальным аналогом каолиново-моготермитовых глин болаттамских слоев. Такие разрезы яруса встречаются в отдельных местах у восточных берегов оз. Карасор-северное, а за пределами Северного Казахстана — у оз. Маралды, в 55 км к востоку от г. Павлодара.

Мощность отложений индрикотериевого яруса в Северном Казахстане, как правило, не превышает 30—40 м, однако к северу она несколько увеличивается, достигая в отдельных местах 110 м (буровая скважина на центральной усадьбе совхоза Ленинского у оз. Кзылкак).

Обнажения светлых гумусированных и углистых мелкозернистых индрикотериевых песков и алевролитов имеются по р. Ишим и по впадающим в него оврагам повсюду от с. Державинское до г. Петропавловска и ниже до самого г. Тобольска.<sup>1</sup> Восточнее индрикотериевый ярус обнажается лишь по р. Чаглинке, в карьере МПС у ж.-д. разъезда № 11, а дальше — только в бортах глубоких котловин озер Калибек, Улькун-Карой, Теке, Кзылкак и Селеты. В Прииртышье хорошие разрезы яруса имеются у края Казахского нагорья в бортах котловин озер Карасор-северное, Худайкуль, Алтыбайсор, Кемиртуз. По направлению к Иртышу индрикотериевый ярус нолого погружается под более молодые толщи.

Индрикотериевый ярус Северного Казахстана довольно хорошо охарактеризован палеонтологически. Отсюда известна листовая флора, подробно изучена пыльца, собрана фауна моллюсков.

Автором из железорудных горизонтов в низовьях р. Шидерты и у оз. Кзылкак в 1951—52 гг. собраны типично пресноводные моллюски (определения Г. Г. Мартинсона) *Unio elongatum* Mart. n. sp., *Unio* sp., *Unio chasaricus* Bogatsch., *Unio protractus* (Lndh.) var. *nodulariaeformis* nov. var., *Unio pseudoimmulatus* Mart. n. sp., *Unio* cf. *irtyshensis* Lndh., *Unio* cf. *fissidentatus* Lndh., *Planorbis* sp., *Planorbis* cf. *utahensis* Meek, *Viviparus* cf. *suissi* — *rapponica* N. Характерно интенсивное ожелезнение всех раковин; большинство форм сохранилось в виде ядер, замещенных на сидерит, или в виде полостей среди железистых песчаников и бурых железняков.

В Пришимье у с. Покровки Л. Ю. Буданцев (1954) собрал из гумусированных глин болаттамских слоев листья *Populus* sp., *Alnus prostrata*, *Corylus turgaica*, веточки *Taxodium dubium*, плоды *Trapa borealis*, семена и мегаспоры *Salvinia intermedia*, *Salvinia cerebrata*, *Alisma* sp., *Typha* sp., *Alismaceae*, *Primulaceae*. Из керна скважины на левобережье р. Ишима, близ разъезда Джаныспай, А. П. Сигов (1953), по определению А. Н. Криштофовича, называет отпечаток листа субтропической формы *Cercidiphyllum elongatum*. В Прииртышье, по определениям Л. Ю. Буданцева и В. А. Вахрамеева, из отложений яруса известны *Taxodium dubium*, *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Populus balsamoides*, *Salix tenera*, *Pterocarya castaneaefolia*, *Salvinia Reussii*, *Adiantum* sp., *Cyperacites* sp.,

<sup>1</sup> А. Г. Бер (1930) отнесла эти породы к миоцену, плиоцену и даже к нижнему кварталу.

Спорово-пыльцевые комплексы яруса в Северном Казахстане недавно стали хорошо известны благодаря работам Е. Д. Заклинской (1951) и Л. Н. Ржаниковой (1952—54). Исследования углистых пород, углей, оолитовых руд и углистых глин в разных участках и из различных горизонтов индрикотериевого яруса показали устойчивость его спорово-пыльцевого спектра. Он характерен обилием пыльцы болотного кипариса, значительным количеством пыльцы хвойных, среди которых особенно разнообразно представлен род *Pinus*; наряду с различными листопадными в небольшом количестве присутствует пыльца вечнозеленых семейств (по Е. Д. Заклинской — даже пальм) и ксерофитов, вроде эфедры.

По положению в сводном разрезе, литогенетическим признакам и ископаемой флоре отложения индрикотериевого яруса Северного Казахстана вполне отчетливо сопоставляются с одноименными отложениями Тургай и Северного Приаралья (= первая + вторая свиты Приаралья, по В. А. Вахрамееву). К северу индрикотериевый ярус отвечает первой, второй и бещеульской свитам так называемого миоцена и плиоцена Западной Сибири (Б. Ф. Сперанский, 1946).

Полезные ископаемые яруса в Северном Казахстане: оолитовые железные руды Прииртышья (видимо, будут пригодны для томасовского процесса), керамические и огнеупорные глины, бурый уголь, стекольные и формовочные пески. По аналогии с Тургаем в этой толще можно ожидать находок в ряде мест древних ильменитовых россыпей косового и дельтового типа. У оз. Кзылкак и у с. Покровки на Ишиме из пиритопосных песков выходят железистые источники, воды которых, судя по составу, имеют бальнеологическое значение, подобно водам курорта «Медвежье озеро» в Курганской области (80 км западнее г. Петропавловска).

*Тургайский ярус — верхний олигоцен.* Эти отложения, под названием тургайской свиты, выделены впервые в Северном Приаралье Л. Б. Рухиным (1937), а вслед за ним А. Л. Яншиным. Последний в 1940 г. писал о них следующее: «На подстилающих породах тургайская свита лежит не только с разрывом, но и с угловым несогласием, причем это несогласие становится все более резким по приближению к Мугоджарским горам. Все вышесказанное убеждает, что отложение тургайской свиты было связано с мощным и довольно быстрым относительным поднятием палеозойского массива Мугоджар».

Впоследствии тургайская свита была прослежена от Приаралья<sup>1</sup> через весь Тургай<sup>2</sup> до Северного Казахстана (В. В. Лавров, 1951, 1953) и Прииртышья, охарактеризована литологически и палеонтологически, получив таким образом ранг межрегионального яруса, с сохранением первоначального названия.

Отложения тургайского яруса в Северном Казахстане, как и в Тургае, известны лишь у края Казахского нагорья, окаймляя его в виде древнего шлейфа сноса. Они обнажаются по р. Чаглинке в уже упомянутом балластном карьере, в единичных местах в долине р. Ишим (например, у аула Берлик), по р. Иртыш (выше с. Подпуск). На полную мощность (до 40 м) тургайский ярус вскрыт буровыми скважинами на левобережной прииртышской равнине к западу от селений Подпуск и Лебяжье.

По материалам И. С. Щерблыкина (1955) установлен выход типичных песков тургайского яруса в карьере у аула Кобенсай (по одноименной речке) в 10—12 км к юго-западу от оз. Теке. Видимая мощность песков 4—5 м; они крупнозернисты, слабо окатаны, весьма несовершенно от-

<sup>1</sup> В Приаралье В. А. Вахрамеевым в 1949 г. она была названа четвертой свитой, а Л. Н. Формозовой переименована вскоре в чаграйскую свиту.

<sup>2</sup> В Тургае первоначальное рабочее название ее было «песчано-глинистая свита» (В. В. Лавров и Е. И. Соболева, 1948).



сортированы, а полевошпатовый материал в них нацело каолинизирован. Повсюду в Северном Казахстане — это светлые, слабо сортированные, грауваксто-песчаные в основании разрезов и песчано-глинистые в верхних горизонтах осадки. В отличие от индрикотерневой свиты для них характерно полное отсутствие углестости, пирита и сидерита, а также глубокая повсеместная каолинизация полевошпатового материала. Слоистость в основании разреза, как правило, резкая, косая, потокового типа, в верхних горизонтах более спокойная, до горизонтальной, озерного типа. В нижней трети разреза нередки линзы железистых песчаников.

В обнажениях правого берега Иртыша, в 3—5 км выше с. Подпуск, можно видеть постепенный переход светлых каолиновых алевролитистых глин тургайского яруса в зеленые монтмориллонитовые глины вышележащего аральского яруса. Такое же взаимоотношение ярусов наблюдалось автором в большом числе хороших обнажений восточной окраины Тургай.

Палеонтологически тургайский ярус в Северном Казахстане пока не охарактеризован: для Тургай в нем известна обильная листопадная флора.

Главным полезным ископаемым яруса являются крупно- и среднезернистые пески, которые разрабатываются для строительных целей.

*Аральский ярус — нижний-средний миоцен.* Термин «аральский ярус» впервые применен Г. П. Михайловским в 1909 г. для обозначения толщи, содержащей раковины *Corbula helmerseni* Michx в Северном Приаралье<sup>1</sup>. Термин привился в литературе, несмотря на отсутствие в то время обоснования, что эти отложения соответствуют местному ярусу, а не более низкой таксономической единице в стратиграфии.

В послевоенные годы аральские глины были установлены в Тургае, Центральном Казахстане и на юге Западно-Сибирской низменности<sup>2</sup> (В. В. Лавров, 1951). Стало ясно, что эта межрегионально развитая и чрезвычайно выдержанная по своему составу толща действительно отвечает понятию местного яруса.

Аральский ярус широко и практически повсеместно распространен в низменной части Северного Казахстана от Ишима до Иртыша; он является в Зауралье одним из главных руководящих горизонтов кайнозоя. Это зеленые и зеленовато-бурые монтмориллонитовые и бейделлитовые глины, сильно набухающие, с заметным увеличением объема и значительной усадкой по высыханию. В редких свежих обнажениях оврагов у г. Петропавловска видна их правильная горизонтальная слоистость. В одних местах глины изобилуют округлыми друзами гипса, в других — светлыми комковатыми мергельными конкрециями; изредка в них встречаются даже линзовидные прослои плотного мергеля мощностью до 1—2 м. В глинах рассеяны черные скорлуповатые бобовины и «картечины» псиломелана, которые содержат до 29% окиси марганца и заметное количество кобальта. В единичных местах Прииртышья бобовины образуют в толще глин тонкие (до 0,15 м) линзочки, однако не приобретающие нигде практического значения.

В ряде обнажений и скважин среди аральских зеленовато-бурых глин встречаются линзы темносерых (до черных) глин, имеющие мощность до 2—3 м и быстро выклинивающиеся.

Мощность аральского яруса в Прииртышье, судя по буровым скважинам, описанным здесь А. П. Выходцевым (1939), весьма выдержана и колеблется обычно в пределах 16—20 м. В Прииртышье аральские глины достигают 35 м (буровая скважина в совхозе Ленинский).

В Северном Казахстане, в толще аральского яруса, собраны кости наземных позвоночных *Mastodon* sp., *Chilotherium* sp., *Hipparion* sp.,

<sup>1</sup> Другое название этой толщи в Приаралье — корбулевые слои (О. С. Вялов).

<sup>2</sup> Здесь они в прошлом были отнесены к плейцену.

*Hipparion longipes* (?). Ursidae, Testudinidae (определения Е. И. Беляевой, 1950; В. С. Бажанова, 1951). Из этой же свиты близ г. Петропавловска извлечен скелет крупного мастодонта с огромными (более 4 м) почти прямыми бивнями, близкого к *M. borsoni*. Тут же собраны отпечатки пресноводных рыб (В. С. Бажанов, 1951). В 55 км к северо-западу от Акмолинска в аральских мергелях встречены участки, переполненные обломками раковин, отпечатками и ядрами пресноводных моллюсков из родов *Planorbis* и *Lymnaea* (определения А. Г. Эберзипа). Указывают на находку у оз. Теке (в темных прослоях глин) пресноводных моллюсков — налюдин и унioniid, представленных главным образом девятью эндемичными видами. Небольшое количество пыльцы, установленное в аральских глинах Прииртышья (Л. Н. Ржапикова, 1951), состоит преимущественно из травянистых форм с небольшим участием пыльцы древесных. Монтмориллонитовый состав глин, наличие в них гипса и мергеля, вместе с пыльцевыми данными, ясно указывают на засушливый климат и слабую облесенность плоских озерных равнин аральского века.

В аральском ярусе известно много месторождений гипса конкреционного типа, часть из которых эксплуатируется (например, у с. Белогорье на Иртыше, на р. Мухор и у ж.-д. станции Аул, близ г. Семипалатинска).

На собранных автором образцах установлена высокая каталитическая способность аральских монтмориллонитовых глин, которые обладают очень большой поверхностной активностью (Л. А. Бувалкина, 1956). Они представляют определенный интерес для целей очистки минеральных и растительных масел и каталитического крекинга.

*Павлодарский ярус — средний-верхний миоцен.* В 1951 г. под названием миоценовой павлодарской свиты автор выделил толщу песков и глин, которая слагает обрыв Иртыша в г. Павлодаре и вмещает крупнейшее в Союзе захоронение гиппарионовой фауны Гусиный перелет<sup>1</sup>. Толща залегает с размывом на аральском ярусе, сложена в основании косо-слоистыми полимиктовыми песками; сверху пески сменяются краснобурыми и зеленовато-бурыми песчанистыми глинами и алевролитами с тонкими линзами (до 0,15 м) пресноводного мергеля (к нему часто и приурочены костеносные горизонты) и вертикально-трубчатыми известковистыми конкрециями. Кости позвоночных животных гиппарионового комплекса — гиппарионов, антилоп, жираф и других — давно известны из глинистых верхних горизонтов толщи; в 1951 г. они собраны и из нижних песков на правом берегу р. Иртыш у пос. Кенес.

Павлодарская свита отчетливо прослеживается по всему верхнему бассейну Иртыша: от хребта Саур и Монрак и Юж. Алтая, через Калбинский хребет и район г. Семипалатинска<sup>2</sup> до Павлодара и далее к Омску. В Павлодарско-Семипалатинском Прииртышье и в горных районах эта толща (в основании — пески, выше — краснобурые песчанистые карбонатные глины) мощностью до 70 м выполняет древние долины; в Казахском нагорье она также приурочена к древним долинам. Здесь кости гиппарионовой фауны из такой же толщи собрал В. Ф. Беспалов в урочище Кызлрай; она же выполняет древние долины рр. Токрау, Жамши и Моинты, верховьев Сары-Су и Кенгира. Краснобурые глины и пески с гиппарионами описаны также в Восточном Тургае, а в Приишимье по рр. Биткей и Мукор их встретил Д. Н. Казанли (1952). Наконец, в 1955 г. в Западном Тургае, близ оз. Айке, эти карбонатные краснобурые

<sup>1</sup> До 1951 г. павлодарская костеносная толща датировалась одними исследователями миоценом (Ю. А. Орлов), другими — плиоценом (Б. Ф. Сперанский, 1946).

<sup>2</sup> Здесь краснобурые известковистые глины с отдельными костями прекрасно обнажены у Красного кордона, в 18 км от Семипалатинска, ниже по Иртышу.

глины в древней долине, а под ними — пески описал по нескольким гидрогеологическим скважинам Ж. С. Сыдыков.

На юг эта толща Тургая<sup>1</sup> отчетливо сопоставляется с такими же краснобурыми мергелистыми глинами Устюрта, которые залегают на отложениях аральского яруса и перекрыты нижнесарматскими морскими известняками.

Таким образом, и павлодарская свита, будучи развитой в ряде смежных регионов, отвечает по всем признакам рангу межрегионального яруса, названного по месту характерной выраженности и наилучшей палеонтологической изученности.

Палеонтологическую характеристику и более подробные соображения по поводу возраста павлодарского яруса можно найти в ранее опубликованной статье (В. В. Лавров, 1956). Из глины яруса вырабатывается низкосортный строительный кирпич (завод в г. Павлодаре), который плохо выдерживает сушку из-за значительного присутствия монтмориллонита. С песками древних долин Казахского нагорья могут быть связаны древние золотые и другие россыпи, как это имеет место на Калбе и в Сауре.

*Битекейские слои — плиоцен (?)*. Впервые эта толща описана Ю. А. Орловым (1930) в Приишимье, по оврагу Битекей, близ с. Пески; тогда же отсюда была собрана фауна пресноводных моллюсков. Определявший ее В. А. Линдгольм (1932) установил крайний эндемизм фауны, представленный среди унioniд почти исключительно новыми видами, но он всё же счел возможным датировать ее средним плиоценом.

В Битекее и по соседнему оврагу Мукур толща сложена гравелистыми полимиктовыми серыми песками, средне- и крупнозернистыми, с косою слоистостью. В них встречаются линзы, окрашенные в ржаво-охристый цвет. Вверх по разрезу наблюдается постепенный переход в голубоватые (сизо-серые) горизонтально- и наклоннослоистые алевролитистые мелкие пески с обильными охристо-ржавыми пятнами вторичного происхождения. Для песков, слагающих нижние горизонты толщи, характерна рыхлость и склонность к осыпанию в сухом виде. Гравелистый материал в них большей частью представлен в различной степени окатанными известняково-мергельными конкрециями, вымытыми из глин аральского и павлодарского ярусов. Здесь же встречаются кости позвоночных, также вымытые из нижележащих стратиграфических горизонтов. Наряду с этим попадают кости, принадлежащие к битекейскому времени; их можно отличить по менее интенсивной фоссилизации, сравнительно с более древними, находящимися во вторичном залегании. Мощность битекейских слоев не превышает 10—12 м.

В. А. Линдгольм отсюда определил гастропод *Vallonia pulchella* O. Müll., *Lymnaea ovata* Drap., *Planorbis corneus* L., *Planorbis planorbis* L., *Planorbis spirorbis* L., *Planorbis leucostoma* Mill., *Bithynia tentaculata* L., *Viviparus polytropis* Lindh. и др.; моллюск *Corbicula fluminalis* O. Müll., *Pisidium amnicum* O. Müll., *Unio betekeiensis* Lindh., *Unio protractus* Lindh. и еще 11 видов эндемичных унioniд. Из остатков позвоночных здесь, видимо, в первичном залегании имеются кости грызунов: пищухи — *Ochotona* sp., бобра — *Castor* aff. *fiber*. А. А. Борисьяк и Е. И. Беляева отмечают, что здесь имеются «остатки животных разного возраста как ниже- и верхнеплиоценового, так и миоценового» (1948, стр. 68), смешанные в результате перемыва.

По полевым литологическим признакам битекейские слои Приишимья сопоставляются с подобной же иртышской свитой, выделенной автором (1951) в Прииртышье и прекрасно обнажающейся на правом бе-

<sup>1</sup> В 1953 г. А. Л. Яншин предложил для краснобурых глин Тургая местное название — жиландинская свита

реку р. Иртыша близ с. Подпуск, а на левом — в 5 — 6 км ниже с. Краснокутск. К западу они также условно параллелизуются с кустанайской плиоценовой свитой, установленной А. П. Сиговым (1954) вдоль речных долин в северной части Кустанайской области. Палеонтологического сопоставления еще не проведено, поэтому стратиграфический ранг биткейской молодой толщи с эндемичными унионидами определенно пока не устанавливается.

Подобные биткейской, кустанайской и иртышской маломощные гравелисто-песчаные толщи широко распространены в разных местах Северного Казахстана. Отделить среди них четвертичные от плиоценовых сейчас не представляется возможным, так как литология их сходна, а достаточно убедительные палеонтологические данные еще не собраны. Пока будет правильным биткейские слои считать условно плиоценовыми, имея в виду необходимость уточнения их возраста, а главное — отношения к аналогичным самым молодым грубообломочным толщам Северного Казахстана.

Биткейские слои и им подобные гравелистые толщи имеют важный для Северного Казахстана вид полезного ископаемого — строительные пески и гравий. Часто к этим же толщам бывает приурочен первый водоносный горизонт.

#### Некоторые практические выводы

1. Третичные толщи Северного Казахстана по совокупности литогенетических и палеонтологических признаков разделяются на семь ярусов, имеющих для Казахстанского и Западно-Сибирского Зауралья межрегиональное значение (рис. 1).

2. В каждый из веков, отвечающих межрегиональным (провинциальным) ярусам, в Северном Казахстане отлагался закономерный комплекс пород и полезных ископаемых — осадочная формация.

В палеоценовой лялинский век в море отлагается кремнисто-глауколитовая формация. В ней можно встретить промышленные месторождения глауконита, есть перспективы на наличие оолитовых железных руд прибрежно-морского генезиса и в меньшей степени — желваковых фосфоритов.

В эоценовой саксаульский век в морских толщах происходило массовое накопление опок, на суше Казахского нагорья — кремнистых песчаников и гидраргиллитовых бокситов.

В среднеолигоценовой индрикотерневый век отлагается континентальная углисто-лептохлоритовая формация с бурыми углями и оолитовыми железными рудами. Для разведки, в первую очередь, нужно рекомендовать крупное Ложиновское месторождение оолитовых железняков у оз. Кызылкак в Павлодарской области. В аллювиальных песках индрикотерневой свиты Северного Казахстана целесообразно организовать поиски древних россыпей, в частности — ильменитовых. К свите приурочены также огнеупорные и керамические глины часовъярского типа.

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада Солтүстік Қазақстандағы кездесетін теңіз және континентте пайда болған үшінші период (третичный период) тау жыныстары сыйдатылған. Бұл жыныстар 6 ярусқа бөлінген: лялин — палеоцен, саксауль — эоцен чеган — төменгі олигоцен, индрикотерий — орта олигоцен, торғай — жоғарғы олигоцен, арал — төменгі-орта миоцен, Павлодар — орта-жоғарғы миоцен; биткей қабаттары — плиоцен.

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

Г. Н. ЩЕРБАОДИН ИЗ ПРИМЕРОВ СООТНОШЕНИЯ АПЛИТОВ  
И КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

В последнее время появилось много статей о взаимоотношениях руд с дайками изверженных пород различного состава. На основании наблюдений было установлено два этапа формирования даек: дорудного и послерудного, т. е. второго этапа (В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой). Была также сделана попытка классификации рудных месторождений по их отношениям к дайкам (Ф. И. Вольфсон). В связи с выделением даек второго этапа в ряде статей проводилась мысль о связи оруденения не с конкретными интрузиями, а с более глубокими магматическими очагами, которые дали интрузии и руды. Из этого видно, какое большое значение имеют наблюдаемые факты соотношения даек и руд для уточнения их происхождения. В данной статье приводится краткое описание наблюдавшегося нами случая, который может служить одним из фактов для некоторых выводов по рудообразованию.

## Геологическая обстановка

Массив Куу расположен в западной оконечности пояса гранитных интрузий, связанных с Куу-Кзылтау-Мамантасской глубинной подвижной зоной Центрального Казахстана, вдоль которой произошло внедрение кислой магмы в среднегерцинский и позднегерцинский этапы.

Массив имеет в плане форму широтно вытянутого эллипса размерами 25 × 10 км. Он рассекает крыло герцинской антиклинальной складки почти в поперечном направлении. По направлению с запада на восток массив прорезает амфиболиты ордовика, альбитофировую толщу Д<sub>1</sub>—Д<sub>2</sub>, туфоконгломераты Д<sub>3</sub> и примыкает на востоке к известковым отложениям турне. Поверхность контактов всюду направлена в сторону вмещающих пород, особенно полого к югу, где угол наклона ее на большом протяжении составляет 7—15°. Исходя из мощностей пересекаемых толщ (с учетом особенностей их структуры) можно считать, что вертикальные размеры массива измеряются несколькими километрами. Его ложем служит денудированная поверхность протерозойских пород, обнажающихся несколько севернее и восточнее. Форма массива приближается к сплюсненному эллипсоиду, корневая система связана с почти широтной трещиной в протерозойском и архейском структурных ярусах. Судя по петрохимическому составу и данным определений абсолютного возраста, интрузия относится к комплексу позднегерцинских лейкократовых гранитов.

Массив изучался Н. М. Саловым, А. Г. Гокоевым, Е. В. Шевченко [8], Н. И. Сергеевой и другими. Точку зрения А. Г. Гокоева [3] о сложности строения массива, образованного в три стадии, подтверждают и наши наблюдения.

В первую стадию кристаллизовались порфиroidные крупнозернистые граниты, слагающие в современном денудационном срезе основную площадь массива. Во вторую стадию произошло внедрение гранитной магмы в центральной зоне с образованием среднезернистых гранитов. Наконец, более поздние мелкозернистые граниты обнажаются в виде относительно небольших штокообразных тел и пологих залежей, секущих крупнозернистые граниты I и среднезернистые граниты II. Количественное соотношение главных породообразующих минералов следующее:

Таблица 1

Породы	Минералогический состав, в %					
	кварц	кислый плагиоклаз	микроклин	биотит+мусковит	гематит, магнетит, шпирит	прочие
Крупнозернистые граниты I	36	30	26	3	1,4	3,6
Среднезернистые граниты II	38	32	24	4	1	1
Мелкозернистые граниты III	35	22	32	7	2	2

В гранитах заметно проявлены эпимагматические изменения — микроклинизация, альбитизация, имеется много участков грейзенизации и кварцевых жил. Химический состав гранитов показан в таблице 3.

Интрузивная деятельность на этом не закончилась. После мелкозернистых гранитов III образовались дайки аплита, пегматита и тела гранитпорфиоров, приуроченные к отдельным трещинным системам в гранитах.

#### Дополнительные наблюдения

Описываемый ниже участок расположен среди крупнозернистых гранитов I в южной части массива. Граниты многократно описывались в литературе [3, 8] и не имеют каких-либо существенных отличий от обычного лейкократового ряда, поэтому на их характеристике не останавливаемся. Указанный интрузивный комплекс является для данного района наиболее поздним.

Здесь, на полностью обнаженной ровной поверхности, размером  $200 \times 100$  м, наблюдались взаимоотношения даек аплитов, пегматитов, грейзенов и кварцевых жил. Выбор ограниченной площади для наблюдений оправдан, т. к. это дает возможность правильно установить последо-

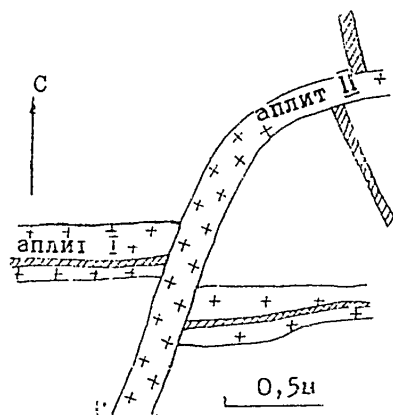


Рис. 1. Взаимоотношения даек аплита между собой и с кварцевыми жилами

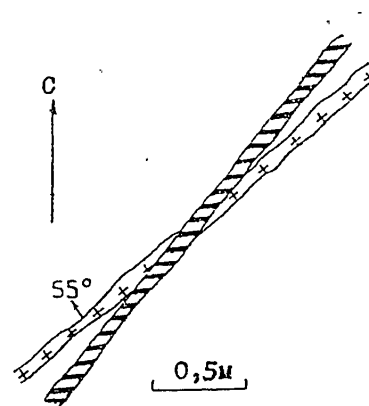


Рис. 2. Соотношение аплита I и пегматита.

вательность явлений, протекавших в одинаковых геолого-структурных условиях, в определенной позиции блока относительно активных источников магматизма и рудообразования.

**Аплиты I** — мелкозернистые породы розоватого цвета. Слагают дайки протяженном в десятки метров и мощностью от нескольких сантиметров до 0,2 — 0,3 м. Они приурочены к трем системам крутопадающих грейзенов: меридиональным, широтным и северо-восточным и секутся более поздними аплитами II (рис. 1), пегматитами (рис. 2). Представление об их петрохимическом составе дает таблица 2. Эти пересечения сопровождаются смещениями различной амплитуды. Их секут также жилы рудного высокотемпературного кварца, кварц-полевошпатовые, кварц-мусковитовые и низкотемпературные жилы гребенчатого и друзовидного кварца (рис. 3).

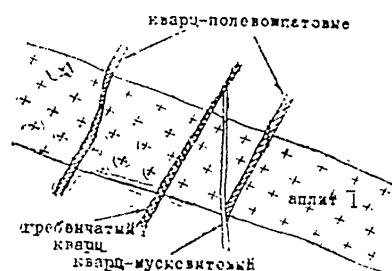


Рис. 3. Все послемагматические образования секут аплиты I.

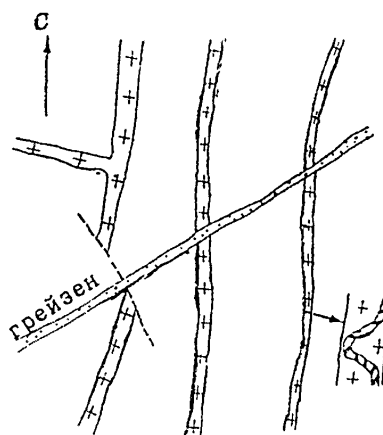


Рис. 4. Полосы грейзенов более поздние, нежели аплиты, аплит-пегматиты и нарушения в аплитах

На рисунке 4 видно пересечение аплитов полосами слюдяно-кварцевого грейзена. Некоторые дайки при этом включают извилистые жилочки пегматита. Грейзенизация происходила после деформаций и смещений даек аплитов I.

Петрохимический состав аплитов массива Куу

Таблица 2

Оксиды	Весовые %		Минералогический состав	Породы	
	аплиты I	аплиты II		аплиты I	аплиты II
SiO <sub>2</sub>	72,96	77,20	Кварц Плагиоклаз Микроклин Мусковит, серицит Акцессорные и прочие Средний номер плагиоклаза	33	40
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,06		33	35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	13,23		20	16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	0,50		8	6
FeO	0,57	0,14		6	3
MnO	0,03	0,03		6	9
MgO	0,35	0,11			
CaO	0,55	0,66			
Na <sub>2</sub> O	3,72	3,84			
K <sub>2</sub> O	4,12	3,40			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03			
SO <sub>2</sub>	0,16	0,05			
H <sub>2</sub> O	0,08	0,06			
П.п.п.	0,50	0,30			
Сумма	99,18	99,61			

Аналитик Л. В. Лисицина.

Спектральные анализы (%)

Pb	<0,01	0,01
Cu	0,0005	0,003
Zn	—	—
Ba	0,05	0,005
Mo	0,001	—
Ga	0,002	0,005
Ag	0,0001	—
Zr	0,003	—
Sr	0,01	0,003

Аплиты II отличаются от предыдущих по внешнему виду только более светлой сероватой окраской и меньшим количеством слюды. В них

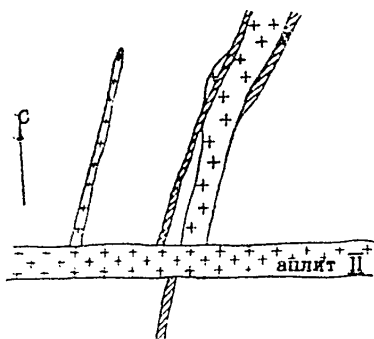


Рис. 5 Соотношение аплитов II с аплитами I и кварцевыми жилами.

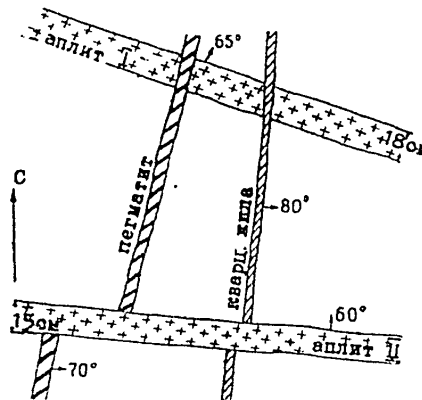


Рис. 6 Взаимоотношение пегматита и кварцевой жилы с дайками разновозрастных аплитов.

несколько больше кварца и плагноклазов (за счет микроклина), основность которых повышается от № 6 до № 9 (табл. 2). Дайки приурочены к тем же системам трещин. По своим структурным особенностям и петрографическому составу аплиты ничем не отличаются от стандартного типа.

Аплиты II отчетливо пересекают и смещают дайки аплитов I, пегматитов и высокотемпературные кварцевые жилы (рис. 1, 5, 6). Более ранними по сравнению с этими аплитами оказываются кварц-турмалиновые жилы и биотитовые прожилки в гранитах (рис. 7).

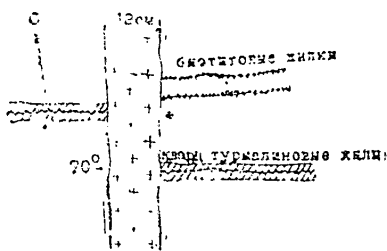


Рис. 7 Дайка аплита II пересекает рудную кварцево-турмалиновую жилку и биотитовые прожилки

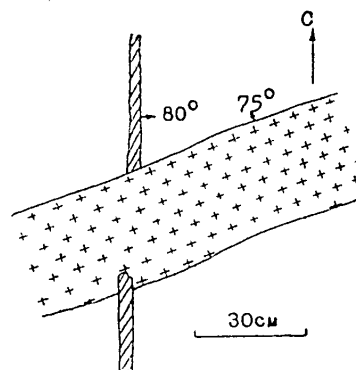


Рис. 8 Соотношение аплита II и кварцевой жилы

В некоторых случаях, в процессе раздвигания стенок трещин, вмещающих аплиты II, происходит разрыв кварцевых жил, выступающие части которых неполностью ассимилируются (рис. 8). Пересечение вольфрамосных кварцевых жил поздними гранит-порфирами ранее было отмечено Н. В. Смирняковым (рис. 9).

Как видно из таблицы 2, послерудные аплиты II содержат несколько больше свинца и меди, но меньше редких металлов.

После внедрения магмы даек аплитов II гидротермальный процесс продолжался, при этом происходило образование еще двух генераций кварцевых жил, в том числе последней генерации низкотемпературного гребенчатого кварца (рис. 10).

Послерудная интрузивная деятельность наиболее мощно проявилась



на редкометальных месторождениях Куу и Шалгиня. Кварцевожилые штокерки Шалгиня рассекаются многочисленными дайками гранодиорит-порфиров (более основной их состав связан с контаминацией амфиболами), в которых нами установлено еще девять последовательных генераций гидротермальных жил, в том числе с сульфидами.

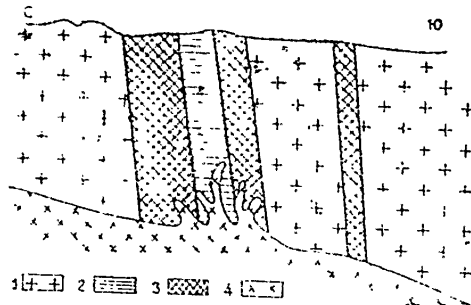


Рис. 9. Взаимоотношение структурных разновидностей гранитов, грейзенов и рудных кварцевых жил на месторождении Куу, по Н. В. Смирнякову 1 Крупнозернистые граниты, 2. кварцевая жила, 3. грейзен, 4. гранит-порфир.

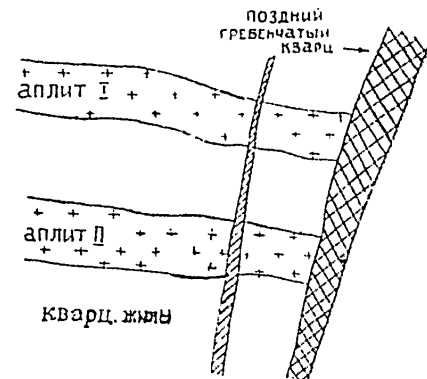


Рис. 10. Пересечение аплитов жилой позднего гребенчатого кварца.

Состав последовательного ряда интрузий в гранитном массиве Куу представлен в таблице 3.

Химический состав последовательных интрузий гранитного массива Куу

Таблица 3

Состав	Весовые %				
	1.	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	74,79	74,79	73,04	75,59	75,57
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,17	0,21	0,11	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	13,45	12,06	13,95	12,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	1,06	1,96	0,79	1,33
FeO	0,59	0,86	1,50	0,40	0,69
MnO	0,07	0,08	0,03	0,08	0,08
MgO	0,10	0,24	0,62	0,20	0,32
CaO	0,55	0,71	2,60	0,72	0,55
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,51	3,15	0,75	4,16
K <sub>2</sub> O	4,50	4,26	4,64	4,36	4,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	0,10	0,08	0,06
SO <sub>3</sub>	0,14	0,05	0,04	0,15	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,24		0,43	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,21	0,24	0,38	0,06
П.п.п.		0,29	0,30	0,14	0,17
Сумма	99,83	100,01	100,49	101,13	100,04

Примечание 1 — Порфировидные крупнозернистые граниты I, среднее из 4 анализов; 2 — Среднезернистые граниты II, среднее из 5 анализов; 3 — Мелкозернистые граниты III (А. Г. Гокоев); 4 — Дорудные дайки аплита, среднее из 4 анализов; 5 — Послерудные гранит-порфиры, 1 анализ (А. Г. Гокоев).

Влияние контаминации материалом иного состава на месте становления здесь исключено, так как интрузии, начиная со второго этапа, размещались среди гранитов I. Из анализа данных таблицы видно, что существенных изменений состава почти не наблюдается, если пренебречь некоторыми отклонениями в частных определениях (имеется в виду повышение содержания натрия в одном анализе гранит-порфиров).

### Выводы

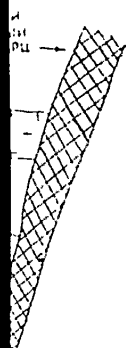
Устойчивость состава последовательного ряда интрузий Куу указывает на завершенность дифференциации в очаге и относительную кратковременность промежутков между интрузиями. Паузы между внедрениями определяются тем, что первая интрузия ко времени повторной успела затвердеть в верхней части (с образованием трещиноватости), но дайковая серия еще не сформировалась. Объемы интрузивных масс имеют тенденцию к сокращению в конечных этапах. Многоцикличность интрузий одного комплекса (что с удивительным однообразием повторяется на всей территории Центрального Казахстана и на Алтае в течение позднегерцинского магматизма, а также и более ранних циклах) можно объяснить колебаниями земной коры материкового порядка, которые вызывали периодические приоткрывания глубинных подвижных зон и синхронное поступление интрузий.

Возникновение последовательного ряда даек гранитного состава с закономерным сочетанием аплитов и пегматитов, а затем и руд, нужно рассматривать как проявление деятельности магматических центров *внутри* интрузии, в большинстве своем потерявших связь с глубинными источниками. В данном примере это находит подтверждение в пространственной и временной близости последовательно сменявших друг друга процессов магматических и гидротермальных. Более того, из этих примеров можно сделать вывод о физической природе рудоносных очагов, деятельность которых в зависимости от тектоники (состояния путей связи с более верхними структурными зонами) проявлялась то в форме магматизма (приоткрывание трещин), то в виде эпимагматических процессов. Не случайно в описанном примере дорудные дайки аплита оказались более обогащенными редкими элементами. На Жанете рудный процесс, как это наблюдали Р. Н. Чумина и мы, прерывается дайками гранит-порфира на ранней стадии образования пегматитов и кварц-полевошпатовых жил.

На других месторождениях появление послерудных даек аплита — случай довольно редкий. На Байназаре послерудными являются сиецит-порфиры, на Верхнем Кайракты — диабазовые порфиры. Следовательно, наличие или отсутствие разновозрастных даек аплита относительно оруденения связано с местными соотношениями тектоники высоких ритмов в трещинных зонах и деятельности остаточных очагов, что было отмечено В. С. Коптевым-Дворниковым [5]. Ставить же этот принцип в основу классификации месторождений (в частности, редкометалльных), как это делает Ф. И. Вольфсон [2], конечно, нельзя и критика со стороны Х. М. Абдуллаева [1] совершенно справедлива.

В этой же связи возникает вопрос о дайках второго этапа, выделяемых О. С. Полквой и В. С. Коптевым-Дворниковым [4, 6]. Дайки лампрофиров, порфиритов и диабазов, наблюдавшиеся нами в Калба-Нарымском массиве, секущие рудные жилы, по своим петрохимическим и металлогеническим особенностям никакого отношения к Калба-Нарымскому интрузивному комплексу не имеют. По возрасту эти дайки являются гораздо более поздними и приурочены к протяженным трещинным зонам, рассекающим гранитные массивы и вмещающие их породы. Протяженная:

возможные  
подпорит-  
амфиболит-  
ных гене-



ов жилон  
варца.

нве . Куу

Таб.ица 3

75,57  
0,09  
12,61  
1,33  
0,69  
0,08  
0,33  
0,55  
4,16  
4,17  
0,06  
0,17  
—  
0,06  
0,17

100,04

днее из  
из 5 ана-  
в); 4 —  
послеруд-

зона секущих даек кислого и щелочного состава установлена в Шетском районе Г. И. Бёдровым по данным аэрофотосъемки. Она протягивается на десятки километров и пространственно не связана с отдельными интрузиями гранитоидов.

Больше оснований считать, как это отмечают некоторые другие исследователи, что и в этих и в некоторых других случаях «жильные породы второго этапа» являются проявлением *другого самостоятельного* магматического комплекса, непосредственно не связанного с предыдущим по направлению дифференциации, по общности очага. К этому выводу можно прийти и на основании изучения многочисленных массивов лейкократовых гранитов позднегерцинского возраста Центрального Казахстана, в которых лампрофировые дайки «второго этапа» отсутствуют, несмотря на продолжающиеся подвижки. Возможно, что указанные выше протяженные дайковые поля возникают под влиянием вскрытия глубинными подвижными зонами самостоятельных очагов магматизма, индивидуальные особенности которых обусловили нестрогу состава даек.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1 Абдуллаев Х. М. К вопросу о металлогеническом значении дайковых образований. Зап. Узбекстанское отделение Всесоюзного минералогического общества, 1954, вып. 6
- 2 Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений М. Изд-во АН СССР, 1953.
- 3 Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан) «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1949, № 11
- 4 Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1952, № 4
- 5 Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- 6 Поляквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. Труды Института геологических наук АН СССР, петрографическая серия, вып. 107, № 31, 1950.
- 7 Хамрабаев И. Х. О соотношениях аплитов, пегматитов и некоторых других жильных пород в интрузивах Западного Узбекистана «Записки Узбекстанского отделения Всесоюзного минералогического общества», 1954, вып. 6
- 8 Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львовского государственного университета, 1951
- 9 Щерба Г. Н. По поводу статьи А. П. Никольского «О магме малых интрузий Алтая» «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1953, № 2

#### РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада аплитті интрузивтік дайка мен кварц тамырларының қарым-қатнасын баяндай келіп, суыған интрузивтік дененің типіндегі магмалық және руда көздерінің жақын екендігін көрсетеді.

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

В. К. МОНИЧО ВЕКТОРНОМ АНАЛИЗЕ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТИ  
ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Структурный анализ интрузивов способствует успеху поисков и разведки, так как структурные факторы имеют большое значение в локализации минеральных месторождений, приуроченных к тем или иным структурным элементам внутри интрузивного массива или в окружающих его породах. Структурный анализ должен решать вопросы о внутреннем строении интрузивного массива, о его форме, об отношении его строения к строению вмещающих пород и пр. Структурный анализ развивался, главным образом, на примерах интрузивов с ясно выраженной анизотропной текстурой течения. Что касается наиболее распространенных и практически важных интрузивов с неориентированной или слабо ориентированной текстурой, то для них в настоящее время мы еще не располагаем вполне разработанным методом анализа трещинной тектоники и восстановления по ней внутреннего строения и формы интрузивов. Новые поиски с целью дополнения и совершенствования методики структурного анализа — задача, имеющая актуальное значение. Поэтому хотелось бы предложить для практического внедрения и дальнейшей разработки в практике геолого-петрографических исследований новый простой метод анализа трещинной структуры изверженных пород, выработанный при изучении гранитных интрузий Баянаульского района.

В результате исследований А. А. Полканова (1934, 1945, 1946), Г. Клооса (1920 — 1936), Н. А. Елисеева (1953) и ряда других специалистов установлено, что в каждом интрузивном массиве (в процессе его остывания и позднее этого) образуются закономерно ориентированные системы трещин отдельности. Трещины эти развиваются, начиная с внешней оболочки затвердевшего интрузивного массива, и возникают в результате различных явлений:

а) в результате сокращения объема интрузива при остывании — эндогенная трещиноватость;

б) в результате внутренней кинематики, обусловленной продолжающимися движениями во внутренних частях интрузива, что приводит к напряжениям в застывающих участках — эндокинетическая трещиноватость;

в) в результате активных движений вмещающих пород рамы — экзокинетическая первичная трещиноватость;

г) в результате последующих движений интрузива совместно с породами рамы — наложенная экзокинетическая трещиноватость.

В наиболее важной для определения структуры интрузива группе первичных трещин отдельности возможно различать следующие ряды или системы трещин отдельности:

*Поперечные трещины.* Они расположены перпендикулярно к линейной и плоскостной ориентировке минералов, если таковая наблюдается в интрузиве, и поперечно к удлинению оси массива и к местным контактовым поверхностям. Поперечные трещины по своему положению должны отвечать трещинам разрыва. Но по морфологическим особенностям они ничем существенным не отличаются от трещин скалывания: они достаточно прямолинейные, протяженные по простиранию и на глубину, обычно закрытые и сжатые.

Характерной особенностью поперечных трещин отдельности является их веерообразное расположение в разрезах и радиальное — в плане. Такая структурная особенность указывает на тесную зависимость развития указанных трещин от формирования свода интрузивного массива. По этим трещинам часто проникают аплитовые и пегматитовые дайки.

*Продольные трещины.* Обычно имеют крутое падение и простираются параллельно направлению строения. Эти трещины также прямолинейны и закрыты. Вдоль трещин развиваются аплитовые, пегматитовые и более поздние жильные породы, а также кварцевые жилы.

*Диагональные трещины.* Простираются примерно под углом  $45^\circ$  к простиранию направленного строения. Они имеют обычно крутое падение, что невозможно при возникновении их в условиях горизонтального стресса. Морфологически трещины представляют собою типичные трещины скалывания. Вдоль них встречаются жильные породы и особенно часто — кварцевые рудные жилы.

*Трещины пластовой отдельности.* Обычно ориентируются параллельно своду интрузива и приобретают пологое (до горизонтального) падение в апикальной части интрузива и более крутое падение в его боковых склонах. Они ориентированы перпендикулярно к ребру пересечения продольно-поперечных трещин. В комбинации с последними образуют матрацевидную и параллелепipedальную формы отдельности в гранитах.

Параллельно этим трещинам или под острыми углами к ним развивается десквамационная пластовая отдельность поверхностного происхождения, грубо отражающая рельеф земной поверхности.

*Краевые трещины.* Располагаются вдоль крутопадающих контактов интрузивных массивов, косо ориентируясь относительно контактовой поверхности. Считается, что они образуются после того как краевые части интрузива затвердели, а магма внутренней части еще жидкая и может интродировать вверх в виде дополнительных интрузий. В этом случае контактовая зона интрузива подвергается воздействию пары сил, что приводит к образованию трещин разрыва, падающих под углом около  $45^\circ$  внутрь интрузива.

*Краевые надвиги.* При дальнейшем развитии свода краевые трещины могут переходить в краевые надвиги. В результате контакты интрузива с вмещающими породами смещаются вдоль трещин; при этом всякий бок движется вверх относительно лежащего (расширение объема интрузива).

*Пологопадающие сбросы.* Имеют обычно небольшой угол падения. Смещения по ним имеют гравитационную природу (явления оседания). Они простираются, как правило, поперечно к направлению удлинения ориентированной текстуры.

По морфологическим особенностям все системы крутопадающих трещин отдельности могут быть отнесены к трещинам «скалывания», так как они бывают сжатыми, узкими, ровными, с гладкими стенками и выдерживаются на значительном протяжении. Следует отметить, что продольные и диагональные трещины в этом отношении более совершенны, а поперечные трещины встречаются в меньшем количестве и менее выдержаны по простиранию в скалистых выходах и иногда бывают открытыми.

Аплитовые дайки и кварцевые жилы встречаются в трещинах самых различных направлений, т. е. не показывают преимущественной приуроченности к поперечным трещинам, на что указывал С. Клоос.

При изучении трещин отдельности применяются различные статистические приемы обобщения и анализа наблюдений (обычно с использованием стереографической проекции). Они детально описаны в ряде руководств (А. В. Пэк, 1937; Н. А. Елисеев, 1953; и др.). По моему опыту, самым простым и наиболее пригодным для дальнейшего анализа способом изучения трещин отдельности является методика, разработанная Е. Н. Пермяковым (1949). В пределах отдельных хорошо обнаженных площадок измеряются элементы залегания всех имеющихся трещин отдельности и описываются их особенности: выдержанность трещин, их ширина, зияние или выполнение каким-либо материалом, характер поверхностей стенок трещины, характер выветривания, средняя густота и пр. Количество измеренных трещин на отдельных обнажениях должно составлять 10—50—100. Результаты измерений по отдельным соседним обнажениям оказываются весьма близкими, вследствие чего наблюдения могут проводиться на сравнительно редкой сети опорных станций. Для площадок составляются статистические таблицы трещиноватости с распределением фактических замеров трещин по десятиградусным интервалам азимутов их простирания, с учетом магнитного склонения. Вследствие ничтожного развития в интрузивах трещин умеренно-крутого падения, возможно брать лишь крутопадающие (более 60°) и вертикальные трещины. В таблицах вычисляются средневзвешенные азимуты по каждому десятиградусному интервалу, количество замеров по каждому интервалу и пересчет этого количества замеров в процентную форму, принимая общее число замеров за 100.

Результаты статистической обработки вычерчиваются в виде роздиаграмм, которые наносятся на карту большого масштаба в центральной части соответственной площадки. Ориентируясь на ближайшие контакты интрузива и его удлинение, на этих диаграммах возможно выделить продольно-поперечную (обычно наиболее развитую) и диагональные системы трещиноватости.

Аналогичная методика выборочной площадной структурно-тектонической съемки применяется при исследовании трещиноватости вмещающих пород в экзоконтактной зоне шириной 3—5 км. Закономерности трещиноватости в стратифицированных толщах обычно целиком соответствуют общезвестным схемам, описанным в работах В. В. Белоусова (1948, 1952), А. К. Каюпова (1949), И. В. Кирилловой (1945, 1949) и Е. Н. Пермякова (1949, 1951).

Во вмещающих породах выделяются следующие системы трещин отдельности:

1. Пластовая отдельность по слоистости;
2. Система продольных трещин, простирания параллельно простиранию пластов и падающая перпендикулярно направлению падения пластовой отдельности;
3. Поперечная система, расположенная под углом около 90° к продольным трещинам;
4. Две системы диагональных трещин со значительно варьирующими углами падения.

Вблизи контактов с интрузией трещинная решетка во вмещающих породах может иметь сходство с решеткой интрузивных пород, но обычно отличается меньшей правильностью и выдержанностью трещин по простиранию и падению. Это является естественным следствием того, что интрузив бывает более или менее конкордантен по отношению к некоторым вме-

щающим породам и структурные формы вмещающих пород имеют известное сходство со структурой интрузива, будучи вовлечены в те же куполовидные поднятия и местные прогибы. В тех породах, которые несогласно пересекаются интрузивами, а также в определенном удалении от контактов с интрузивом, где ослабевает структурное воздействие интрузии, трещинная решетка вмещающих пород приобретает самостоятельный характер и значительно отличается от решетки ближайших участков интрузии. Отмеченные закономерности трещиноватости вмещающих пород позволяют полностью согласиться с выводом Г. Л. Поспелова (1941), поддержанным Л. И. Лукиным и И. П. Кушнаревым (1951), об унаследованности трещинной структуры интрузивов и ее зависимости от более древней региональной трещиноватости вмещающих пород. Унаследованность имеется, но только лишь в той степени, в какой региональная складчатая и трещинная структура участка сказывается на особенностях формы интрузива. Повидимому, это нормальный тип трещинной тектоники поздне-складчатых интрузий, форма которых в значительной мере зависит от кинематики земной коры. Как указывает А. А. Полканов (1945), может наблюдаться даже полное совпадение направлений первичных трещин интрузива с направлениями трещин вмещающих пород. Это характерно, например, для синорогенных интрузий с неавтономной структурой, форма которых целиком зависит от кинематики земной коры. В этом случае, конечно, возможно говорить о наследовании трещиноватости, но ее нельзя рассматривать как вторичную, наложенную, потому что это особый вид первичной трещиноватости, закономерно связанной с формой интрузива.

Явления такого рода, нам думается, указывают на то, что поднятие магмы в форме интрузий прежде всего отражает общее восходящее движение масс (М. М. Тетяев, 1940, 1941, 1948) и что в основе разнообразных структурных форм в зоне интрузивной деятельности лежат первично вертикальные движения.

Специфичность движений и проявлений деформации в интрузивах и во вмещающих их породах выражается не столько в различных азимутах простирающихся трещин отдельности в тех и других, сколько в изменении интенсивности трещиноватости по отдельным направлениям и в индивидуальных отличиях распределения фигур деформации (роз-диаграмм трещиноватости) на площади каждой структурной формы. В тех участках, где структура интрузива более или менее согласуется со структурой вмещающих пород (конкордантные контакты, куполовидные формы сходных размеров и т. п.), трещинные структуры в интрузиве и в окружающих породах являются весьма близкими, но в других участках наблюдаются существенные различия.

В условиях преобладающего развития в интрузивах первичной трещиноватости, закономерно связанной с формой интрузивного тела, можно считать, что структура интрузива построена из элементарных блоков горной породы, ограниченных трещинами отдельности; последние повидимому выражают остаточную деформацию в определенном силовом поле и представляют, по существу, векториальную систему. Розы-диаграммы трещин отдельности характеризуют векториальную систему и по направлению и по интенсивности каждого ряда трещин.

Известно два основных способа суммарного анализа векториальных систем: 1) геометрический анализ по правилу параллелограмма, который используется для изучения роз-диаграмм трещиноватости, как это разработано Е. Н. Пермяковым (1949, 1951) на примере трещиноватости осадочных пород; 2) более общий путь векторного анализа, который возможно применить, если учесть углы падения трещин отдельности каждого ряда и представить эти ряды в векторном изображении.

На основе векторного анализа П. К. Соболевским разработаны простые графические приемы геометрического анализа векторных полей и соответственных им геометрических поверхностей, в применении к горно-геометрическим задачам. В работах видного ученика П. К. Соболевского — П. А. Рыжова (1950, 1952) содержится богатый материал по конкретному применению методики П. К. Соболевского в горной геометрии. Эти работы показывают, какие большие возможности геометризации геологических структур открываются перед исследователями при введении векторного изображения структурных элементов. Несомненно, что этому методу, созданному трудами советских ученых, принадлежит большое будущее.

Первый опыт структурного анализа интрузивов при помощи горно-геометрического векторного метода П. К. Соболевского, насколько мне известно, был сделан А. Ж. Машановым в 1946 г. В одной из работ им приводится геометризация выхода гранитов вблизи Текелийского рудника. Структурная поверхность гранитного выхода изображена в изолиниях. Исходным вектором для построения этой поверхности взят результирующий вектор всех трещин отдельности каждого изученного обнажения, за исключением очень пологопадающих трещин. По мнению А. Ж. Машанова, результирующий вектор трех рядов трещин однозначно представляет ориентировку в пространстве элементарного структурного блока, а структура участка складывается из совокупности ориентировки всех структурных блоков, так что поверхность, построенная на суммарных векторах, является тектонической, или структурной поверхностью, представляющей собой общую фигуру деформации данного участка.

Этот первый опыт применения векторного анализа к изучению структуры интрузива, интересный по новизне методики, нельзя признать удачным по конкретности и реальности познания структуры интрузива. Прежде всего, вызывает сомнение исходное положение о том, что результирующий вектор трех рядов трещин однозначно представляет ориентировку в пространстве элементарного структурного блока. Во многих обнажениях более трех рядов трещин, в других же имеется лишь два ряда, причем в двух соседних обнажениях могут быть развиты структурно неравноценные ряды, например, в одном случае — продольно-поперечная система, а в другом — диагональная. Следовательно, необходим какой-то геологический подход к выбору измеряемых трещин для того, чтобы не нарушить единства изучаемой тектонической поверхности. Затем возникает вопрос, ориентировка какого именно конкретного элементарного структурного блока определяется, каковы его форма и отношение к форме интрузива. Наконец, совершенно не ясно, как связана полученная структурная поверхность с контактовой поверхностью и формой интрузива. Без решения всех этих вопросов структурный анализ теряет конкретное содержание. Поэтому необходимо найти иное конкретное решение.

Структурно-петрографические исследования гранитных интрузий показывают, что среди элементарных блоков, характеризующих структуру гранитных массивов, особо важное значение по своей правильности, выдержанности и распространенности имеет так называемый основной структурный блок, образованный продольно-поперечными и пластовой трещинами отдельности (Н. А. Елисеев, 1953). Основной структурный блок в некоторых интрузивах сохраняет более или менее однообразную ориентировку в различных пунктах массива, но во многих других случаях пространственное расположение основного структурного блока изменяется от места к месту, как это наблюдается в исследованных нами интрузивах. Задача структурного анализа интрузивов облегчается, если мы нанесем на карту разрезы интрузивного массива, положение основного структурного



блока в различных участках интрузива и выясним его расположение относительно контактовой поверхности интрузива.

В обычно применяемой методике структурного анализа основной структурный блок наносится на карты путем изображения в определенном масштабе системы трещин отдельности данного интрузива, или путем составления статистических диаграмм трещиноватости для отдельных небольших участков, или другими довольно громоздкими чисто качественными способами.

Методика П. К. Соболевского указывает очень простой и более точный способ изображения трещиноватости интрузива и, в частности, изображения основного структурного блока на картах и разрезах в виде векторов-градиентов. Для этого в отдельных обнажениях или на некоторых опорных станциях (площадках) каждый ряд трещин отдельности изображается в виде вектора-градиента по направлению падения трещин данного ряда. Длина вектора-градиента определяется преобладающим углом падения данного ряда трещин в определенном масштабе заложения. Преобладающий угол падения находится статистически по максимуму частот, т. е. на розе-диаграмме для углов падения трещин данного ряда. Масштаб заложения, вообще говоря, не зависит от масштаба карты и вследствие преобладания крутых углов падения для удобства изображения может быть взят более крупным, чем масштаб карты. Например, на карте масштаба 1 : 50 000 масштаб заложения может быть взят с интервалом сечения, равным 4 см, т. е. нижний конец вектора будет проектироваться на карту с глубины 2 км. Но это не значит, что трещины отдельности и структурный блок экстраполируются на такую именно глубину. Увеличенный масштаб заложения необходим лишь для уточнения графических построений на основе крутонадающих трещин. Достоверное построение распространяется, конечно, лишь на ту небольшую глубину, до которой сохраняются характерные для изученного выхода средние углы падения трещин. Все же следует заметить, что эта глубина, повидимому, измеряется несколькими сотнями метров, так как боковые грани основного структурного блока на поверхности прослеживаются без значительных изменений простирания и углов падения более чем на километр и на 200—250 м по вертикали (в участках пересеченного рельефа). Отмеченная М. М. Тетяевым (1948) опасность геометризации складчатых структур из-за усложнения изгибания слоев с глубиной, возможно, менее велика для изверженных пород (по сравнению с осадочными).

Изображение системы трещин отдельности в виде векторов-градиентов позволяет простыми, быстрыми и точными графическими методами сложения векторов находить линии пересечения различных плоскостей отдельности.

Сложение двух векторов-градиентов, или определение линии пересечения двух плоскостей трещин, проводится следующим образом (рис. 1). Для двух данных плоскостей находят две общие точки. Одна из них — точка замера трещин (обнажение или центр элементарной площадки). Другая точка определяется как пересечение двух нормалей из концов соответствующих векторов  $V_1$  и  $V_2$ . Через указанные две точки проводится результирующий вектор  $S_1$ , который является проекцией линии пересечения двух плоскостей. Путем последовательного попарного сложения возможно суммировать сколько угодно векторов, т. е. получить суммарный вектор всей системы трещиноватости.

При перенесении вектора на разрез на линию разреза сносится (по нормали к данному вектору) его начальная и конечная точка, а затем, в соответствии с принятым масштабом заложения, в разрезе строится век-

тор: начальная точка остается на поверхности, а конечная переносится вниз, соответственно с принятым интервалом сечения (рис. 1).

Путем проведения перпендикулярных к векторам линий через определенные интервалы, пропорциональные величине данного вектора, возможно изобразить на картах и разрезах положение некоторых структурных плоскостей.

В условиях простой одноосной деформации, например, легко выразить в изолиниях поверхность максимальной деформации. Исходным вектором для этого необходимо взять результирующий вектор двух сопряженных трещин скалывания, т. е. линию пересечения сколовых трещин, которая в данных условиях является средней осью ( $b$ ) эллипсоида, а изолинии найденного вектора изображают плоскость ( $ac$ ) эллипсоида деформации.

Как уже сказано, за основу векторного изображения структуры интрузива следует принять вектор, соответствующий главному ребру «с» основного структурного блока, образованного продольно-поперечными трещинами. Этот структурный блок выражен в виде реально существующего тела, которое наблюдается в обнажениях, где имеется возможность определить его форму, размеры и прямыми измерениями проверить найденную построением ориентировку его ребер. Кроме того, непосредственными измерениями вполне возможно определить расположение контактной поверхности интрузива (в отношении данного структурного блока) в различных частях массива и тем самым подойти к определению формы интрузива по ориентировке основного структурного блока.

Путем детального исследования интрузивов Баянаульской зоны выяснено, что общая картина изменения ориентировки основного структурного блока в крупных многофазных интрузивах отличается большой сложностью. Выделяются отдельные участки с вертикальным положением главного ребра структурного блока, окруженные зонами наклонного расположения этого блока, причем наклон его часто изменяется и по углу и по направлению. Анализируя систему векторов качественно, в связи со структурой интрузива, можно видеть, что она выражает сложную структуру сводово-куполовидного типа. Участки с вертикальной ориентировкой вектора соответствуют вершинам свода и отдельных куполов. Векторы; наклоненные по направлению к этим участкам, и вообще направленные к внутренней части массива, отмечают склоны свода и отдельных куполов, а векторы, направленные к периферии массива, намечают зоны впадин и обратных склонов массива.

Количественный анализ этой сложной векторной системы с целью определения внутренней структуры и формы интрузива является довольно трудной задачей.

Для практических целей возможно ограничиться анализом структуры интрузива по разрезам вдоль направлений преобладающей ориентировки вектора главного ребра структурного блока, с использованием дополнительного структурного элемента — пластовой отдельности.

Возможность использования пластовой отдельности для структурного анализа интрузивов была намечена еще в первом этапе развития струк-

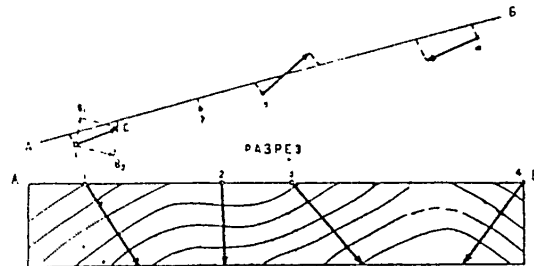


Рис. 1. Сложение векторов трещин отдельности и построение структурного разреза через интрузив.

турных методов, причем на многих примерах была установлена простая геометрическая зависимость между трещинами отдельности основного структурного блока. Пластовая отдельность в гранитах, как правило, располагается перпендикулярно к продольно-поперечным трещинам (Н. А. Елисеев, 1953), являясь как бы структурным аналогом поверхности напластования в осадочных породах, где продольно-поперечные трещины также нормальны к поверхности напластования (И. В. Кириллова, 1945, 1951; В. В. Белоусов, 1954; А. К. Каюпов, 1949).

Генезис пластовых, сводовых и вообще пологопадающих трещин отдельности в интрузивах недостаточно выяснен. Первоначально они связывались с нагрузкой (тяжестью) свода интрузива, а позднее — с активным тектоническим действием магмы снизу и сопротивлением вмещающих пород (Г. Клоос, 1921, 1936). Последующие работы показали, что пологопадающие трещины в интрузивных породах могут иметь различное происхождение (Э. Лджунгер, 1927; А. В. Пэк, 1939; Н. А. Елисеев, 1953). Но до настоящего времени пологопадающие трещины обычно рассматриваются вне связи с объемно-напряженным состоянием горных пород в условиях активного поднятия интрузивного массива и возможных активных движений (кинематики) вмещающих пород. Именно эти условия могут объяснить возникновение пологопадающих трещин отдельности, закономерно связанных с крутопадающими трещинами, так как главные нормальные напряжения по направлению ребра структурного блока должны отличаться по знаку (растягивающие и сжимающие) и нередко по величине, поскольку интрузив в процессе куполообразования способен преодолеть сопротивление и активные движения пород кровли. Безусловно, в интрузивах имеют некоторое развитие и вторичные пологопадающие трещины отдельности (например, согласованные с рельефом поверхностные отдельности), но они в значительной своей части создаются на основе первичных трещин пластовой отдельности, которая надежно отличается от всех прочих пологопадающих трещин своей правильностью, выдержанностью и закономерной ориентировкой относительно продольно-поперечных трещин. Кроме пластовых трещин, составляющих верхнюю грань основного структурного блока, в изученных гранитах встречаются и другие первичные пологопадающие трещины, расположенные нормально к сопряженным парам диагональных трещин отдельности, но они гораздо слабее выражены и менее выдержаны по простиранию и падению.

В дальнейшем мы будем иметь в виду лишь главную, или основную, пластовую отдельность интрузива, которая составляет верхнюю и нижнюю грани основного структурного блока.

Мы произвели многочисленные измерения угла между крутопадающим ребром основного структурного блока и указанной первичной пластовой отдельностью в различных типах гранитов и в разных участках массива. Угол между ними колеблется в пределах  $85^\circ$  —  $90^\circ$ , и в среднем значении (из 80 измерений) ребро основного блока является нормально к пластовой отдельности. Эта эмпирически проверенная закономерность позволяет нам определять пространственное положение пластовой отдельности даже в тех случаях, когда она недостаточно четко выражена на выходах гранита или несколько замаскирована другими пологопадающими трещинами. Закартированная система векторов основного структурного блока позволяет нам достаточно точно (с ошибкой не более  $5^\circ$ ) определить положение пластовой отдельности в любом участке интрузива, причем вычисления всегда можно проверить непосредственным измерением на обнажениях.

На геологические разрезы интрузива проектируются векторы ребра «с» структурного блока, а нормально к ним наносятся линии, представ-

ляющие след пластовой отдельности в плоскости разреза. В случае, если вектор «с» не был параллелен плоскости разреза, линии, представляющие следы пластовой отдельности, наносятся под исправленным углом, отличающимся от  $90^\circ$ . Если изолинии тектонической поверхности строятся по нормальям к вектору через интервалы, *пропорциональные величине данного вектора*, то для построения структурного блока в разрезе мы должны провести нормали через *равновеликие* интервалы, отложенные по направлению каждого вектора, так как форма и размеры структурного блока не меняются в связи с изменением его наклона. Значительная устойчивость формы структурного блока была установлена еще в первом этапе структурного анализа (Cloos, 1921, 1925) и затем подтверждена многочисленными наблюдениями в различных типах интрузий (Н. А. Елисеев, 1953).

По данным трещиноватости в разрезах для важнейших направлений, мы получаем изображение внутренней структуры интрузива, что позволяет составить представление о структурных особенностях интрузива.

Возможно и более полное изображение структуры интрузива — в виде изолиний пластовой отдельности на всей площади интрузива. Для этого достаточно выразить в изолиниях поверхность, построенную на дополнительных векторах пластовой отдельности. Наблюдающееся изменчивое расположение основных векторов в крупных интрузивах свидетельствует об очень сложном характере этой структурной поверхности во многих интрузивах.

Форма верхней части интрузива в общих чертах должна соответствовать этой структурной поверхности. Общепринятым является мнение, что пластовая отдельность более или менее точно повторяет контуры интрузива, причем на этом сходятся как сторонники тектонического происхождения отдельности (М. А. Усов, 1940), так и сторонники эндогенного образования пластовой отдельности при охлаждении и сжатии интрузива (В. В. Белоусов, 1954). Согласно этим представлениям, в верхней части интрузива пластовая отдельность почти горизонтальна, в участках склонов она падает параллельно склонам, а в крутопадающих боковых контактах превращается в крутопадающие трещины, составляя как бы концентрически-скорлуповатую, или луковичную, т. е. сфероидальную, отдельность крупного масштаба. При этом приходится допускать, что где-то в эндоконтактной зоне происходит поворот на  $90^\circ$  около горизонтальной оси всего структурного блока, вследствие чего наблюдающиеся в приконтактной зоне пологопадающие трещины считаются за повернутые продольные или поперечные трещины (рис. 2А). Подобный переход пластовой отдельности в крутопадающие трещины предполагается, например, В. Н. Павлиновым (1946, 1949) при изучении малых интрузий типа зерновидных лакколлитов. Но следует отметить, что, насколько мне известно, настоящая скорлуповатая сфероидальная отдельность устанавливается в эффузивных образованиях и микролакколитах. Что же касается крупных интрузивов, то ни один исследователь еще не наблюдал в природной обстановке и не проследил тщательным образом непосредственные переходы пластовой отдельности в крутопадающую, а также обратный переход вертикальной трещиноватости в пологопадающую пластовую систему. Наиболее категорические заключения в этом отношении сделаны В. А. Апродовым (1943), который, исходя из гипотезы упругих волн, считает, что каждая трещина описывает в пространстве поверхность эллипсоида и является вертикальной, диагональной и горизонтальной — в зависимости от местоположения наблюдаемого отрезка ее поверхности. Но и этот автор говорит лишь о тенденции крутопадающих трещин к выполаживанию вверх и о том, что «при помощи диагональных трещин можно по-

лучить постепенный переход от горизонтальных к вертикальным» по падению и от продольных трещин к поперечным в плане. Но приводимые им розы-диаграммы не подтверждают этой предполагаемой возможности, так как для каждого ряда трещин основного структурного блока имеются четко намеченные максимумы, в промежутках между которыми отсутствуют переходные ряды (В. Апродов, 1943, стр. 73, фиг. 4).

Если проанализировать со стороны исходного фактического материала работы Г. Клооса, уверенно допускавшего, что пластовые трещины параллельны сводовой и, вероятно, подошвенной части горизонтальных плутонов, то окажется, что даже это положение, основное для работы Клооса, является лишь предположением и недостаточно подтверждено фактическими наблюдениями в контактах. Детальные карты и эскизы, приложения к монографиям Г. Клооса (1925, 1927) показывают, что ему почти не приходилось изучать в непосредственных обнажениях взаимоотношения контактовой поверхности и пластовой отдельности, а также переходов пластовой отдельности в крутопадающую. Фактические соотношения, по видимому, не вполне соответствуют сделанному предположению, так как во всех случаях крутопадающие системы трещин выходят в приконтактную зону интрузива без значительного выполаживания, т. е. ни о каком крутом повороте структурного блока говорить не приходится. В тех немногих случаях, когда удалось изучить контактовую поверхность, например, в огромных провесах кровли массива Штрелсен (Г. Клоос, русский перевод, 1936) трещины L прослеживаются до самого контакта и падают положе, чем боковые контакты включений кровли. Клоосовская расшифровка горизонтальной формы плутонов, по видимому, недостаточно достоверна. В ряде случаев, когда пологопадающая ориентированная текстура была не отчетливой и поверхность интрузива восстанавливалась по ориентировке пластовой отдельности (например, в массиве Хауценберг) остались невыясненными соотношения между пластовой отдельностью и контактовой поверхностью.

Очевидно, что для более надежного определения формы интрузива необходимо иметь данные о взаимоотношении пластовой отдельности с контактовой поверхностью в различных участках интрузива. В настоящее время наблюдений еще мало и вопрос этот решается, в основном, умозрительным путем. Например, для герцинских интрузий Казахстана многими геологами предполагается очень пологое падение контактов и плоская или почти горизонтальная форма верхней части интрузии. Такое предположение сделано, главным образом, на основании расположения пластовой отдельности, но почти нет наблюдений над фактическими соотношениями между пластовой отдельностью и контактовой поверхностью.

На примере нескольких десятков наблюдений для герцинских гранитных интрузий Казахстана, часть которых выполнена на хорошо обнаженных или вскрытых горными выработками контактах, нами установлено, что пластовая отдельность во всех случаях падает в направлении падения контакта, но обычно под более пологим углом. Расположение пластовой отдельности параллельное контакту характерно лишь для верхней (апикальной) части интрузивов, отличающейся пологопадающими контактами. Боковые, более крутопадающие контакты всегда пересекаются пла-

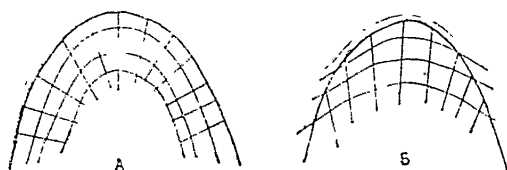


Рис. 2. Схема ориентировки пластовой отдельности в разрезе гранитного купола. А — по Г. Клоосу; Б — по новым данным

стовой отдельности, отличающейся пологопадающими контактами. Боковые, более крутопадающие контакты всегда пересекаются пла-

товой отдельностью под различными углами, причем этот угол несколько увеличивается по мере увеличения крутизны контакта (рис. 2Б).

Таким образом, существующие представления о соответствии пластовой отдельности контактовым поверхностям интрузива необходимо уточнить, прежде всего путем накопления фактического материала для различных морфогенетических типов интрузивов. Теоретический анализ не обеспечивает нас надежными данными по этому важному разделу структурного анализа интрузивов, так как эмпирических данных еще недостаточно, и генезис трещиноватости нуждается в дальнейшей разработке.

Векторный анализ трещин отдельности представляется наиболее применимым при детальных съемках, где имеется возможность сгущать сеть опорных станций и где существует необходимость выявить детали строения интрузива, а также возможно проверить геолого-структурные выводы при разведочных работах и геофизических исследованиях.

Несомненно, что этот метод окажется очень полезным также при изучении строения вулканогенных массивов, где определение элементов залегания пород обычно сильно затруднено и во многих участках исследуемого вулканогенного массива трещины отдельности являются основной опорой для определения пространственного положения данного слоя или залежи. Так же как и в интрузивах, ребро пересечения параллелепипеда продольно-поперечной системы трещин отдельности в эффузивах составляет с пластовой отдельностью, которая приблизительно параллельна слоистости вулканогенной толщи, угол близкий к  $90^\circ$ . После определения непосредственно в обнажениях, где это возможно, элементов слоистости эффузивных пород и ориентировки основного параллелепипеда отдельности относительно слоистости, допустимо (по ориентировке этого параллелепипеда) восстанавливать элементы залегания в более массивных участках эффузивных пород.

### Краткие выводы

1. Автор предлагает статистическим путем, с помощью участковых роз-диаграмм трещиноватости, находить продольно-поперечную систему трещин отдельности, образующую боковые стенки основного структурного блока и затем изображать каждый ряд трещин отдельности данной системы в виде вектора-градиента по направлению падения трещин данного ряда, учитывая их преобладающий угол падения.

2. Графическим сложением векторов-градиентов легко находится главное ребро основного структурного блока. Перпендикулярно к этому ребру располагается пластовая отдельность, которая намечает основные элементы внутреннего строения интрузива (куполовидные выступы, впадины, своды и пр.).

3. В интрузивах купольно-сводовой морфологии, пластовая отдельность расположена параллельно контактовой поверхности лишь в верхней апикальной части интрузива. Относительно крутопадающие боковые контакты пересекаются менее крутопадающей пластовой отдельностью под различными углами (преимущественно  $20-40^\circ$ ), причем этот угол увеличивается по мере увеличения крутизны контакта.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В. А. Роль трещиноватости в поздние фазы образования плутонов «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1943, № 5.
2. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948

- 3 Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Труды геофизического института Академии наук СССР, № 17 (144), 1952.
- 4 Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
- 5 Каюпов А. К. О некоторых закономерностях развития трещиноватости в осадочных породах «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1949, вып. 11, стр. 125—133.
- 6 Кириллова И. В. Опыт анализа трещиноватости в слоистых толщах восточного погружения Триалетской складчатой области. «Доклады Академии наук СССР», 1945, т. 50, стр. 389—392.
- 7 Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования Труды геофизического института Академии наук СССР, № 6 (133), 1949.
- 8 Клоос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Перевод по геологии и полезным ископаемым, ЦНИГРИ, 1937, № 42.
- 9 Лукин Л. И. и Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1951, № 5, стр. 58—67.
- 10 Павлинов В. Н. О структуре некоторых лакколлитов района Кавказских минеральных вод. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отделение геологическое, 1946, т. XXI, вып. 2, стр. 58—81.
- 11 Павлинов В. Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколлитов М, Изд. Московского геолого-разведочного института, 1949.
- 12 Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы Изд-во Московского общества испытателей природы, 1949.
- 13 Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей Труды Московского филиала Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геолого-разведочного института. Вып. II, 1951, стр. 122—158.
- 14 Полканов А. А. Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород. Горногеологическое нефтяное изд., 1934.
- 15 Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел Труды юбилейной научной сессии Ленинградского государственного университета, секция геолого-почвенных наук, 1945.
- 16 Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1946, № 6.
- 17 Поспелов Г. Л. Материалы к тектонике интрузивов «Известия Томского ордена Трудового Красного Знамени Индустриального института им. С. М. Кирова», 1941, т. 62, вып. 1, стр. 39—106.
- 18 Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- 19 Рыжов П. А. Из истории развития горногеометрических работ Углетехиздат. М., 1950.
- 20 Рыжов П. А. Геометрия недр М, Углетехиздат, 1952.
- 21 Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа «Советская геология», 1940, № 8, 9.
- 22 Тетяев М. М. Современное состояние геотектоники и пути ее дальнейшего развития «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1941, № 4—5, стр. 3—26.
- 23 Тетяев М. М. Генезис складчатой структуры и пути его изучения «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1948, № 6, стр. 31—42.
- 24 Усов М. А. Структурная геология. Госгеолгиздат, 1940.
- 25 Cloos H. Geologie der Schollen Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt, 1920.
- 26 Cloos H., Cloos E. Monogr. z. Geol. und Pal. Berl. gerb. Borntraeger, Ser. 2, № 3, 1927.

## РЕЗЮМЕ

Мақалада тау жыныстарының жарықтарын зерттеу және оларды картада қалай көрсету методикасы айтылған. Бұл жарықтар интрузия массивтерінің ішкі құрылыстарын білуге көмек көрсетеді.

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

Г. П. БОЛГОВ и И. В. ПОКРОВСКАЯОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ  
ПАРЫГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АЛТАЕ

Участок Парыгинского месторождения сложен из гранодиоритов и кварцевых диоритов, которые покрывают осадочно-метаморфические породы Д<sub>2</sub>—Д<sub>3</sub>. Возраст интрузивных пород относится к нижнему карбону.

По данным В. А. Комар, гранодиоритовый массив разбит серией многочисленных тектонических трещин почти широтного простирания. К этой системе трещин приурочены многочисленные дайки порфиритов, которые на отдельных участках интенсивно раздроблены и расщеплены. Эти пути, повидимому, и были использованы гидротермальными растворами, которые дали полиметаллическое оруденение, представленное здесь тремя рудными телами.

*Главное* рудное тело залегает в зоне дробления гранодиоритов, расположенной между двумя порфиритовыми дайками.

*Второе* рудное тело также залегает в зоне дробления и является как бы естественным продолжением Главного рудного тела по простиранию на запад.

*Третье* рудное тело является слепым и расположено в 25 м к северу от Главного.

Первичные руды, по данным ученых и нашим исследованиям, представлены в основном тонкопрожилковым и гнездово-вкрапленным типом оруденения. Главными рудными минералами являются: *сфалерит, галенит, пирит, халькопирит*; второстепенное значение имеют пльменит, рутил, магнетит, очень редко встречаются молибденит, пирротин и касситерит (?). Из нерудных преобладающую роль в составе руд играют *кварц, эпидот, хлорит* и в меньшей мере — турмалин, мусковит, биотит, апатит, гранат и др.

## Общая характеристика зоны окисления

Окисленные руды месторождения распространяются в среднем до уровня горизонта штольни на глубину около 70 м, хотя в отдельных случаях вторичные минералы отмечались даже в интервале 140 — 160 м. Таким образом, несмотря на то, что месторождение залегает в мало активных силикатных породах и в составе первичных руд содержатся незначительные количества пирита, руды окислены на значительную глубину. Этому, по нашему мнению, способствовали следующие факторы: 1) залегание рудных тел на контакте порфиритовых даек с гранодиоритами в зонах расщепления и 2) крутое (почти вертикальное) падение рудных залежей.

Нижняя граница зоны окисления представляет собой довольно не-



ровную поверхность, повторяющую в общем рельеф рудной горы: в центральной части она выпуклая и находится на меньшей глубине от поверхности, а в краевых частях рудной залежи опускается на более значительную глубину. Так, на горизонте штольни центральная часть рудного тела сложена в основном первичными минералами с небольшим количеством вторичных сульфидов — смитсонита и церуссита (около 10%), тогда как в периферических частях залежи преобладают руды, в значительной степени окисленные, с обильным развитием в них лимонита, малахита, каолинита и других вторичных минералов.

### Типы окисленных руд и их характеристика

В зависимости от развития в отдельных частях зоны окисления тех или иных комплексов можно выделить две подзоны: подзону нацело окисленных руд и подзону смешанных руд.

*Подзона нацело окисленных руд* захватывает самые верхние части рудной залежи и простирается от поверхности до глубины 30—40 м. Главные минералы окисленных руд этой подзоны: *смитсонит, церуссит, биверит, алюмосиликат цинка и лимонит*. Малахит, азурит и хризокolla относятся к второстепенным или редким минералам, встречающимся в нижней части подзоны. В этих рудах в единичных случаях были встречены куприт, кирпичная медная руда, псиломелан, розазит и гематит. Из нерудных минералов широким распространением пользуются каолинит и галлуазит.

*Подзона смешанных руд* имеет более значительную мощность. Ниже V подэтажа (15—20 м) нацело окисленные руды постепенно сменяются рудами смешанного состава, в которых первичные и вторичные сульфиды вначале встречаются лишь в виде редких реликтов (на IV и III подэтажах, глубина — 25—40 м), а затем начинают играть основную роль в составе руд.

Таким образом, в сравнении с окисленными рудами смешанные руды являются более сложными по своему минералогическому составу. Детальное их изучение, а также данные рационального анализа технологической пробы<sup>1</sup> (табл. 1) показывают, что основными минералами в их ряду с первичными сульфидами — галенитом и сфалеритом являются также *церуссит и смитсонит*. Кроме того, значительная часть цинка (16,5%) находится в форме *алюмосиликата цинка* или адсорбирована минералами типа галлуазита.

Таблица 1

Компоненты	Содержание (в %)	Компоненты	Содержание (в %)	Компоненты	Содержание (в %)
<i>Свинца общего</i>	100,0	<i>Цинка общего</i>	100,0	<i>Меди общей</i>	100,0
Сульфида	22,70	Сульфида	52,6	Сульфида перв.	21,0
Сульфата	6,95	Сульфата	0,7	Сульфида втор.	37,2
Карбоната	55,5	Карбоната	30,2	Сульфата	Следы
Пироморфита, кро- конта	11,90	Силката	16,5	Окисленной	41,8
Плюмбоярозита (?)	2,95				

Наряду с церусситом значительная часть свинца представлена сульфатами (*биверитом*), в меньшей степени — *англезитом*, наличие которых

<sup>1</sup> Проба отобрана из рудоспусков №№ 1—10 задиркой по стенкам вкост простирания рудного тела и по забоям в местах подъема по вертикали рудоспусков

в данных рудах подтверждено минералогическим их изучением. Выделение же пирморфита, кроконита и ванадинита является необоснованным и, по-видимому, обусловлено дефектами рационального анализа. Эти минералы не установлены при тщательном минералогическом исследовании руд так же, как не обнаружен и плумбоярозит. В последнем случае вероятнее всего, что рациональным анализом учитывается разновидность ярозита, содержащая свинец.

В смешанных рудах в ничтожных количествах встречается гипергенный галенит.

Среди медных минералов почти в равных количествах присутствуют вторичные сульфиды (37,2%) и карбонаты меди (41,8%). В форме халькопирита находится всего лишь около 20% меди. В целом медные минералы в рудах не играют какой-либо существенной роли, так как общее содержание в них меди в 7—8 раз меньше содержания свинца или цинка.

### Минералогия зоны окисления

В зоне окисления данного месторождения установлено около 20 минералов, следующим образом распределяющихся по классам: сульфиды—3, окислы—2, гидроокислы—2, карбонаты—5, сульфаты—3, силикаты—4.

Вторичные сульфиды представлены халькозином, ковеллином и галенитом. Все они чаще всего встречаются в нижней части подзоны смешанных руд (на горизонте штольни), где халькозин и ковеллин образуют рыхлые скопления черного или синевато-черного цвета в пустотках выщелачивания или в виде налетов на поверхности первичных сульфидов. Под микроскопом наблюдаются в виде узких каемок вокруг зерен сфалерита, халькопирита и реже галенита или образуют в них жилочки и небольшие скопления.



Рис 1. Тонкие жилочки гипергенного галенита в ковеллине и сфалерите. Sp — гипогенный галенит, Sf—сфалерит, Py—пирит, Cov—ковеллин. Аншлиф  $\times 90$

*Гипергенный галенит* встречается очень редко и в тесной ассоциации с вторичными сульфидами меди замещает сфалерит и халькопирит, образуя тонкие (сотые и тысячные доли мм) жилки или каемочки вокруг их зерен. Отчетливо устанавливается несколько более позднее выделение гипергенного галенита в сравнении с ковеллином (рис. 1).

*Окислы* представлены *кирпичной медной рудой, гематитом и гидрогематитом*, пространственно чаще всего приуроченных (особенно последние два) к верхним частям зоны окисления. Установлено, что гематит как вторичный минерал развивается при окислении магнетита, образуя тонкие каемки вокруг его зерен или пластинки по плоскостям отдельности. Гидрогематит обычен в смеси с гидрогетитом и, повидимому, образуется в результате дегидратации последнего. Местоположение кирпичной медной руды в парагенетических рядах определяется тем, что она выделяется позже халькозина и гидрогетита, но раньше малахита.

Гораздо больше распространены в рудах *гидроокислы* железа и частью марганца. Первые встречаются, главным образом, в самых верхних частях месторождения в нацело окисленных рудах (особенно V подэтаж), где образуют слабо дифференцированные смеси с ярозитом и биверитом.

*Гидроокислы марганца* являются редкими минералами. Они наблюдались в виде тонких корочек и пленок на вмещающих породах, кварце, смитсоните и розазите. По данным спектрального анализа двух проб гидроокислов марганца, в одной из них установлено значительное содержание меди, а в другой — свинца. Если наличие свинца обусловлено примесью в пробе церуссита, то медь, вероятно, адсорбирована, так как медные минералы в ассоциации с гидроокислами марганца не встречаются. Не исключено, что медьсодержащая разновидность относится к *лампадиту*.

Среди *карбонатов* значительным развитием в окисленных рудах пользуются *смитсонит и церуссит*. Малахит, азурит и розазит относятся к мало распространенным минералам.

*Смитсонит* представлен маложелезистой, чаще совершенно бесцветной и прозрачной разновидностью. Наибольшие концентрации смитсонита приурочены к верхним горизонтам месторождения, где он тесно ассоциирует с церусситом, алюмосиликатом цинка и другими минералами подзоны нацело окисленных руд. В более низких горизонтах на глубине 24—40 м (III и IV подэтажи) смитсонит встречается в меньших, но все же заметных количествах в виде жилочек и скоплений во вмещающей породе и находится в парагенезисе с малахитом, церусситом и лимонитом. Наконец, на горизонте штольни (70 м), т. е. в пределах нижних частей подзоны смешанных руд, смитсонит — сравнительно редкий минерал, тесно ассоциирующий со сфалеритом, который он замещает с образованием оторочек и сплошных скоплений.

Таким образом, смитсонит в данном месторождении представлен двумя генерациями, из которых наиболее ранняя (I генерация) образуется путем замещения сфалерита, а более поздняя (II генерация) — перетолжением из растворов.

*Церуссит* — также самый распространенный минерал. Он образует две генерации. Первая (наиболее ранняя) генерация встречается в незначительных количествах в смешанных рудах на глубинах 60—70 м. Для церуссита характерна тесная связь с галенитом, по которому он либо развивается непосредственно, либо замещает предшествующий ему англезит, образуя каемки, прожилки и небольшие скопления. В подзоне нацело окисленных руд церуссит I генерации обнаруживается обычно в виде реликтовых участков в смитсоните.

*Церуссит II генерации* гораздо более распространен, входя в состав

церуссита  
проявлен  
ся редко  
рации, не

Мал

верхних  
живаюто  
75 м. Ха  
сутствие  
повлено  
зования  
розазито

Азу

виде на  
на смит  
хита к р

Суль

них уста  
очень ре  
только  
тонкие

Нес

с гидро  
местно

Бив

ко расп  
навлива  
метно м  
данным  
сульфа

На

и визуа  
го анал  
ярозита  
чистое  
ветств  
держат  
бивери

В

залеж  
остав  
стител  
дошвы  
видно.  
менес  
все по  
давая

новато  
да на  
слои  
ного  
микро  
бивери  
ассоц  
реже

церуссито-биверитовых руд верхних горизонтов месторождения. Формы проявления его обычны. Кристаллы призматического габитуса встречаются редко. По времени выделения близок к малахиту и смитсониту II генерации, но почти всегда более ранний, чем биверит.

*Малахит* заметных концентраций не образует и обычно встречается в верхних горизонтах месторождения; редкие его включения иногда обнаруживаются в различных частях подзоны смешанных руд до глубины 70—75 м. Характерной особенностью для малахита является постоянное присутствие в нем цинка. Полярнографическим методом в одной из проб установлено содержание цинка — 7,6% и кадмия — 0,04%. По времени образования малахит является более ранним по сравнению с хризokolлой и розазитом.

*Азурит и розазит* — очень редкие минералы. Первый установлен в виде палетов на лимоните, а второй в виде почковидных образований — на смитсоните и малахите. Наблюдались постепенные переходы от малахита к розазиту.

*Сульфаты* в количественном отношении уступают карбонатам. Среди них установлены только *англезит, биверит и ярозит*. Англезит встречается очень редко среди смешанных руд (на глубинах 45—70 м) и наблюдался только в аншлифах, где образует узкие каемки вокруг зерен галенита и тонкие жилочки по плоскостям спайности.

Несколько чаще встречается *ярозит* в виде охристых скоплений в смеси с гидроокислами железа и биверитом, а также в виде тонких жилочек (совместно с лимонитом и более ранним церусситом) во вмещающих породах.

*Биверит* — один из основных свинцовых минералов. Особенно широко распространен в подзоне нацело окисленных руд, что отчетливо устанавливается наблюдениями в горных выработках V и IV подэтажей. Заметно меньшие его количества встречаются и в смешанных рудах, где по данным рационального анализа устанавливается около 10% свинца в сульфатной форме (англезит, биверит и Pb-ярозит).

Наличие в рудах месторождения биверита (хорошо диагностируемого и визуально) подтверждено данными спектрального и полярнографического анализов. В последнем случае в пробе, содержащей примесь кварца и ярозита, установлено 27,6% свинца и 6,54% меди, что при пересчете на чистое вещество близко соответствует теоретическому содержанию этих компонентов в биверите.

В верхней части рудной залежи в небольшом целике, оставшемся близ шахты Крестительской (в 6 м выше подошвы V подэтажа), хорошо видно, как биверит более или менее равномерно пронитывает все породы рудной зоны, придавая им специфическую зеленовато-желтую окраску. Иногда наблюдаются тонкие прослойки (2—5 см) почти сплошного рыхлого биверита. Под микроскопом установлено, что биверит, находящийся в тесной ассоциации с гидрогетитом и реже алюмосиликатом цинка



Рис 2 Тонкозернистые выделения биверита, замещающего церуссит. Cer. — церуссит. Прозрачный шлиф Ник 11 × 55

(или галлуазитом), а также реликтовыми зернами церуссита, образует небольшие скопления в пустотках выщелачивания вмещающих пород (рис. 2). В биверите в виде включений и жилочек развивается гидрогетит (лимонит).

Положение биверита в парагенетических рядах вторичных минералов определяется тем, что он является более поздним минералом в сравнении с церусситом, смитсонитом, англезитом. Хризоколлы и розанит, частью гидрогетит (лимонит) являются более поздними. Взаимоотношения с карбонатами меди не установлены, но, по всей вероятности, они несколько более поздние.

Силикаты представлены галлуазитом, каолинитом, алюмосиликатом цинка и хризоколлой. Все они (за исключением хризоколлы) пользуются широким распространением в зоне окисления данного месторождения, особенно в верхних ее горизонтах.

Галлуазит и каолинит диагностированы только на основании оптических свойств. Данные спектрального и полярографического анализов показывают, что эти минералы (особенно галлуазит) почти всегда содержат в себе значительные количества адсорбированной меди (до 12%), цинка (до 9%) и реже свинца (до 5%). Формы проявления их обычны. По времени выделения являются то наиболее ранними, то завершающими гипергенный процесс.

Гораздо больший интерес представляет алюмосиликат цинка, который, повидному, в данном месторождении пользуется широким распространением и возможно частью образует смеси с галлуазитом. Полярографическим методом анализа в этих цинк содержащих минералах установлены следующие содержания металлов (табл. 2).

Таблица 2

№ п/п	Наименование минералов	Содержание (в %)			
		цинка	меди	свинца	кадмия
1	Алюмосиликат цинка светлокориичневый	23,1	2,47	Нет	Нет
2	Алюмосиликат цинка голубовато-зеленый	16,2	3,32	6,18	Нет

Полных анализов не производилось. Приведенные содержания цинка, дополненные спектральными анализами этого вещества, с учетом микроскопических исследований, не оставляют сомнения в принадлежности его к алюмосиликату цинка, детально описанному для других месторождений Алтая Г. П. Болговым (1956).

Под микроскопом установлен однородный характер минерала, обладающего спутанно-волокнуистой структурой (рис. 3). Для светлокориичневой разновидности определены следующие показатели преломления:  $N_g = 1,580$ ,  $N_m = 1,573$ ,  $N_p = 1,567$ ,  $N_g - N_p = 0,013$ . Для светлой голубовато-зеле-

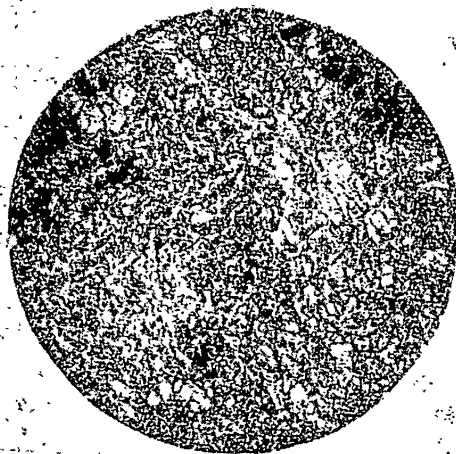


Рис. 3. Спутанно-волокнуистая и чешуйчатая структура цинкового алюмосиликата. Прозрачный шлиф. Ник. + X 55.

кой разновидности средний  $N = 1,540$ . Минерал двуосный, оптически положительный.

Встречается алюмосиликат цинка в виде жилочек и небольших скопленений непосредственно во вмещающих породах или в окисленных рудах в тесной ассоциации со смитсономитом. В шлифах отчетливо наблюдается замещение смитсономита алюмосиликатом цинка, развивающимся в виде жилочек и петельчатых образований. Минерал характеризует собою наиболее поздние стадии выветривания сульфидов.

*Хризокolla* встречается сравнительно редко в виде корочек на смитсономите, церуссите и малахите или в виде жилочек по трещинкам вмещающих пород. Под микроскопом наблюдается две разновидности: аморфная и кристаллическая; первая постепенно переходит во вторую. Спектральным анализом в хризоколле установлено повышенное содержание свинца ( $> 1\%$ ).

### Выводы

Анализ приведенного выше фактического материала по минералогии зоны окисления Парыгинского месторождения позволяет установить следующие особенности в его развитии:

1. Наиболее характерной особенностью для месторождения является сравнительно широкое развитие в окисленных рудах сульфата свинца, меди и железа — *биверита*. Основная масса этого минерала приурочена к самым верхним частям рудного тела, тогда как церуссит и смитсономит сосредоточиваются в более низких горизонтах. Изучение парагенетических ассоциаций показывает, что биверит по отношению к церусситу является более поздним минералом и развивается за счет последнего. Этот обратный порядок выделения, свидетельствующий о процессах омоложения зоны окисления, несомненно, вызван особыми условиями ее формирования, в частности, резкими колебаниями уровня грунтовых вод. Поскольку биверит локализован существенно в непосредственной близости к поверхности, а современный уровень грунтовых вод находится ниже биверитового горизонта, приходится предполагать, что образование этого минерала происходило в период, предшествующий современному. Колебания уровня грунтовых вод могли быть следствием вертикальных движений рассматриваемого участка Рудного Алтая или резкого изменения климатических условий.

Из-за отсутствия точных сведений о палеофизиографии данного района в дочетвертичный период трудно воспроизвести более или менее точно последовательность событий, приведших к такой своеобразной «зональности» зоны окисления Парыгинского месторождения.

По всей вероятности, еще в мезозое месторождения Рудного Алтая были вскрыты эрозией и таким образом подготовлены к образованию зоны окисления, которая к началу третичного периода была уже сформирована. Об этом свидетельствуют следующие наблюдения как в пределах района, так и на всей территории Рудного Алтая:

- а) срезание верхних частей рудных тел древними погребенными долинами (Белоусовское, Зырянское);
- б) факты перекрытия пестроцветными третичными глинами и песками выходов окисленных руд Зырянского месторождения;
- в) образование золотоносных россыпей в аллювии древних долин в районе некоторых полиметаллических месторождений;
- г) находки элювия золотоносных бурых железняков, погребенных среди пестроцветных глин древнечетвертичного или третичного возраста (на участке Сугатовского и Сургатановского месторождений);
- д) широкое распространение на плато гор Южного Алтая, в долине

Таблица 2

Свинец (%)	
в рудах	в каменной
Нет	Нет
6,18	Нет

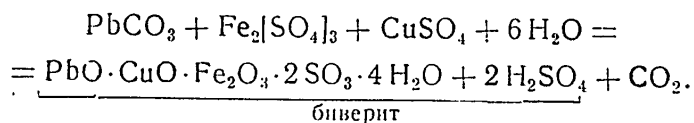
содержания свинца спектральным анализом этого вещества, количественных исследований его к цинку, детали других месторождений Г. П. Болото-

ном установлен характер минерального спутанной структурой светлокорицие-ти определены факторы преломления,  $N_m = 1,573$ ,  $N_p = 0,013$ . Оливково-зеле-

р. Бухтармы и в других местах Рудного Алтая, пестроокрашенных глинистых толщ, которые представляют обычную каолиновую кору выветривания подстилающих палеозойских пород. Эта кора выветривания, по данным Е. Н. Шукиной (1940), может быть отнесена и к мезозою, и к началу третичного периода.

Таким образом, наличие коры выветривания в пределах Алтая указывает, что к моменту её образования горы варисского орогенеза были денудированы. Образование коры выветривания и, следовательно, зоны окисления полиметаллических месторождений могло происходить лишь в условиях сильно выравненного рельефа. На этот счет как будто бы нет разногласий среди исследователей Алтая. Об этом довольно определенно высказался В. П. Нехорошев (1936), отметивший, что «... к началу кайнозойской эры, Алтая, как горной страны, не существовало». Длительная и относительно устойчивая выравненность рельефа этого периода предопределила устойчивое положение уровня грунтовых вод, благодаря чему зона окисления развивалась с нормальным вертикальным профилем. Кажется вполне вероятным предположение, что в данном месторождении наряду с богатыми окисленными рудами, которые представлены, главным образом, карбонатами свинца и цинка, была в какой-то мере выражена и зона вторичных сульфидов с остатками реликтовых минералов первичной зоны (главным образом пирита). Вероятность такого предположения вполне подтверждается разрезами зоны окисления ряда других месторождений Рудного Алтая и в частности Белоусовского (Черепнин, 1950), где в отдельных участках уцелели от замещения богатые купритовые руды, развившиеся, несомненно, за счет вторичных медных сульфидов.

В последующий период (повидимому, в неогене) в связи с общим поднятием Алтая (Нехорошев, 1936) начавшиеся эрозионные процессы привели к довольно резкому понижению уровня грунтовых вод. Созданные к тому времени в нижних частях зоны окисления руды смешанного состава, обогащенные вторичными сульфидами, оказались в условиях сильного притока свободного кислорода. Начался процесс интенсивного окисления сульфидов, в частности пирита, который в значительной мере мог сохраниться среди вторичных сульфидов, а в отдельных участках, возможно, и в связи с уцелевшими блоками первичных руд. Этот пирит и служил, повидимому, главным источником для образования  $Fe_2[SO_4]_3$ . Последний (вместе с сульфатом меди, образующимся за счет вторичных сульфидов) вступал во взаимодействие с находящимся в рудах церусситом, обуславливая образование биверита по следующей схематической реакции:



Таким образом, преобладающая часть меди и железа, находящихся в сульфидах смешанных руд, расходовалась на образование биверита.

Увлажнение климата, имевшее место в четвертичном периоде, могло вызвать заметное повышение уровня грунтовых вод, которые частично затопили образованную ранее зону окисления ниже биверитового горизонта, что мы и наблюдаем в настоящее время. В связи с этим процесс развития зоны окисления в целом крайне замедлился. Однако не исключено, что незначительное количество биверита, находящегося в наблюдаемых в настоящее время смешанных рудах, является результатом «заболачивания» этих руд, развившегося одновременно с формированием древнего биверитового горизонта.

2. Не менее характерной особенностью в развитии зоны окисления месторождения является факт значительной концентрации цинка в силикатной форме (в виде *цинкового алюмосиликата* или цинксодержащего галлуазита). Широкое развитие в окисленных рудах этих минералов является следствием силикатности среды, представленной гранодиоритами и порфиритами, полевые шпаты которых, как известно, в условиях гипергенеза являются крайне неустойчивыми и разлагаются с образованием  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Последние, переходя в раствор, образуют гели, которые, подвергаясь коагуляции, а вместе с этим и протекающим сорбционным явлениям, приводят к образованию указанных минералов. Как правило, эта группа минералов характеризует собою наиболее поздние стадии выветривания и пространственно чаще приурочена к контактам с вмещающими породами.

3. При почти полном отсутствии карбонатов во вмещающих породах и первичных рудах, в зоне окисления широко представлены *церуссит* и *миллсонит*, которые являются главными минералами как в целом окисленных, так и в смешанных рудах. Этот факт в подобной обстановке может быть объяснен только древностью формирования зоны окисления, когда состав грунтовых вод на отдельных этапах развития зоны окисления мог быть существенно бикарбонатным. Этому, видимо, способствовал древний выровненный рельеф. В современном виде рудная гора полностью изолирована от осадочной серии пород до уровня верхней границы первичных руд.

4. В вертикальном разрезе зоны окисления нет более или менее четко выраженной дифференциации материала и по всей своей глубине (кроме самых верхних частей) ее руды представлены одним и тем же комплексом минералов. Зона вторичного сульфидного обогащения практически отсутствует.

5. Несмотря на весьма слабую пиритность первичных руд, зона окисления глубоко проработана, что в какой-то мере является косвенным свидетельством ее древности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1 Болгов Г. П. О биверите и его парагенезисе в зоне окисления сульфидных месторождений. «Известия Академии наук Казахской ССР», 1956, № 23.
- 2 Кассин Н. Г. К характеристике четвертичных отложений. «Проблемы Советской геологии» 1936, т. VI, № 2.
- 3 Нехорошев В. П. О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана. «Проблемы Советской геологии» 1936, т. VI, № 7.
- 4 Черепнин В. К. Минералогия и генезис вторичных зон одного сульфидного месторождения Алтая «Известия Томского политехнического института», 1950, т. 65, вып. 2.
- 5 Щукина Е. Н. К истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыша. В кн. Материалы по геологии рудного Алтая, СОПС. Изд-во АН СССР, Институт геологических наук, 1940.

#### РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада рудалы Алтай кен орындары гранодиориттердің арасында жатқан сирек-кездесетін тотығу зонасының минералогиялық сипаттамасы беріледі. Сонымен қатар, бұл зонаның бірнеше ерекшеліктері — оның ішінде биверит, мырышты аллюмосиликат және шпергенді галенит көп ұшырайтындығы, мұның үстіне бұл зонаның ескі екендігі көрсетілген.



В. Г. САГУНОВ

### БЕНТОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ КАРАКАЛПАКИИ И ВОСТОЧНОГО ПРИАРАЛЬЯ

В Директивах XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР предусмотрено: по Казахстану увеличение добычи нефти в 1,4 раза и строительство двух нефтеперерабатывающих заводов; по Узбекистану — увеличение добычи нефти в 1,5 раза и ввод в действие одного нефтеперерабатывающего завода. Намечено также дальнейшее развитие маслобойной промышленности, связанной с хлопководством.

Эти отрасли промышленности остро нуждаются в поглощающих глинах: бентонитах и флоридинах, которые необходимы для очистки и осветления бензина, керосина, различных смазочных масел и других нефтепродуктов, для рафинирования растительных масел и очистки животных жиров. Однако добыча поглощающих глин в этих республиках не налажена (за исключением Мопракских бентонитов в Восточно-Казахстанской области). Поглощающие глины в Казахстан и Узбекистан в настоящее время завозятся из РСФСР, Украины и Грузии. Такие дальние железнодорожные перевозки экономически невыгодны, загружают транспорт и значительно удорожают стоимость отбеливающих земель.

Цель настоящей статьи — дать краткое геологическое описание одного из районов Каракалпакской АССР и Ходжакульского месторождения бентонитов, разрезы которых до некоторой степени сходны с таковыми в Восточном Приаралье (Казахская ССР), где также распространены поглощающие глины, и тем самым в какой-то мере помочь геологоразведочным организациям в выявлении промышленно-перспективных месторождений бентонита и организации добычи его в районах, приближенных к заводам-потребителям.

В 1952—1953 гг. автор настоящей статьи при разведке глиногипсового месторождения обследовал участок правобережья реки Аму-Дарья, между г. Нукусом и хребтом Султануиздагом, сложенный меловыми, третичными и четвертичными отложениями. Наиболее характерные и полные геологические разрезы этих отложений наблюдаются на северном, северо-западном склоне крупного оврага Кемпирсая, проходящего по тектоническому контакту палеозойских кристаллических пород северо-западных отрогов хребта Султануиздага (Ащенынтау) с осадочными породами мезокайнозоя, а также по северо-восточному крутому склону котловины оз. Ходжакуль и подходящих к нему с востока и северо-востока крупных оврагов.

Меловые отложения расчленяются по возрасту на нижнемеловые и верхнемеловые. Нижнемеловые отложения альбского возраста представ-

Вып 25

лены толщей серых и желтобурых глин с включениями сростков и отдельных кристаллов гипса, мощными прослоями загипсованных зеленовато-серых песков, маломощными прослоями конгломерата, бурого железняка и песчаника. По условиям седиментации, залеганию и литологическому составу эта толща расчленена на три горизонта. Мощность толщи нижнемеловых осадков около 50 м, залегает она в данном районе несогласно на палеозойских кристаллических породах.

Нижнемеловые отложения перекрываются верхнемеловыми породами, которые фаунистически подразделяются на сеноманские, туронские и сенонские.

Отложения сеномана и турона выражены толщей переслаивающихся между собой песчано-глинистых пород: слои светлосерого и бурого среднерезервного песка мощностью до 12 м (иногда сцементированного до песчаника) переслаиваются с тонкослоистыми загипсованными глинами. Встречаются прослойки и линзы слабо сцементированного рыхлого серого песчаника с мелкими железистыми конкрециями; красноватого железистого песчаника и лимонита с большим количеством плохо сохранившихся ядер и отпечатков раковин *Cardium*, *Cyprina*, *Arca*, *Ostrea* и др.; буро-железнякового конгломерата с множеством обломков, а порою и целых стволов, окаменелой и ожелезненной древесины с плохо сохранившимися остатками *Turritella* sp., отпечатками и ядрами *Ostrea* sp. (А. Д. Архангельский, 1931). Мощность прослоев и линз этих песчанико-конгломератовых пород колеблется от 0,5 до 5,0 и более метров. Мощность сеноман-туронской толщи на Ходжакульском участке 60—70 м, а в 30—50 км севернее мрбта Султануиздага — до 140 м (по данным И. Е. Каргина). Между отдельными слоями нередко наблюдается размыв пород и трансгрессивное залегание.

В кровле сеноман-туронских отложений несогласно залегает фосфоритовый горизонт сенона. Он состоит из двух прослоев: фосфоритового конгломерата с хорошо окатанной черной и бурой галькой в основании мощностью до 0,35 м; крупных темнокоричневых фосфоритовых конкреций и желваков с ядрами и отпечатками *Gryphaea washitaensis* Hill et Vaughan в верхах, мощностью 0,5 м. Между фосфоритовыми прослоями залегает невыдержанный часто выклинивающийся слой рыхлого желтокоричневого песчаника мощностью до 1,5—2,0 м с большим содержанием (до 30—40%) створок *Gryphaea washitaensis* Hill et Vaughan и *Exogyra lateralis* Nils, характеризующих сантозский подъярус (А. С. Запорожцева, 1936).

Литологический состав и условия залегания меловых пород указывают, что накопление осадков на участке происходило в области шельфа, при этом имела место миграция береговой линии. В сенонское время в прибрежной части моря существовал специфический режим, обусловивший периодическую массовую гибель организмов и накопление фосфоритового горизонта.

На размывтую поверхность сенонских фосфоритов налегает горизонт палеогеновых пестроцветных мергелей мощностью до 15 м, с прослойками бентонитовых глин, гипса и загипсованных глин. Многие исследователи горизонт мергелей относят к верхам сенона, но детальное изучение многих видов микрофауны: *Bulimina mitgarziana* Balachmat., *Uvigerina costellata* Morozova, *Globigerinella voluta* White и др. из этого горизонта подтверждает нижне- и среднеэоценовый возраст этих мергелей (определение микрофауны выполнено Н. Е. Мельниковой).

Кроме микрофауны, в розовых тонкослоистых мергелях встречаются в большом количестве отпечатки рыбьей чешуи и редкие отпечатки

ядер моллюсков, очень плохо сохранившихся. Эоценовый возраст мергелей отмечаю также П. П. Чуенко и А. И. Смолко.

Олигоценых и миоценовых отложений, выраженных разноцветными заглинованными глинами и крупнозернистыми песками, на исследованном участке нет. Они развиты значительно севернее хребта Султануиздага, в урочищах Балыкбай, Улькен-Карасор и севернее, где эти отложения согласно налегают на эоценовые мергели.

На Ходжакульском участке бентонитовых глин в олигоценое и миоценовое время происходила слабая денудация горизонта среднепалеогеновых мергелей, на размытую поверхность которых несогласно ложатся сплошным покровом отложения пролювиального шлейфа хребта Султануиздага верхнеплиоценового и древнечетвертичного возраста. Отложения пролювиального шлейфа по периферии Султануиздага представлены брекчией, которая с удалением от хребта (20—30 км) фациально переходит в конгломераты, а еще далее — в песчаник. Пролувиальные отложения верхнеплиоценового возраста (нижние горизонты мощностью от 1,0 до 6,0 м) интенсивно заглинованы: мелкокристаллический солевидный гипс является цементом породы. Содержание гипса в этих отложениях порой достигает 50%. В верхних горизонтах брекчии (древнечетвертичного возраста) цемент песчано-глинистый, красноватого цвета. Мощность этой брекчии у подножий склонов хребта 5—7 м, но с удалением от хребта в северном и северо-западном направлениях она постепенно уменьшается; в этих же направлениях уменьшается размер и количество щебенки.

В пределах исследованного участка, между оз. Ходжакуль и северо-западными отрогами хребта Султануиздага (возв. Ащенинтау), верхний слой древнечетвертичной пролювиальной брекчии, мощностью до 3,0 м, полностью видоизменен специфическими физико-химическими процессами. Он представляет собою гипсоносную породу — глиногипс, который нами был подробно описан в отчете в 1952—53 гг. под наименованием «Ходжакульское месторождение глиногипса». Содержание двуводного сульфата кальция в глиногипсе до 75%. Запасы глиногипса более 10 млн. м<sup>3</sup> (В. Г. Сагунов, 1955).

На этом же участке, в верховьях Кемпирсая по северо-западному крутому склону его, в 500—700 м юго-западнее колодца Тебинбулак (северо-западные отроги хребта Султануиздага), канавами, а на плато — глубокими шурфами были предварительно обследованы и поглощающие глины-бентониты. Как отмечалось выше, бентонитовые глины белого, светложелтого и светлозеленого цветов залегают среди розовых и белых мергелей эоцена тремя прослоями (рис. 1), выдержанными на значительной площади (около 50 км<sup>2</sup>).

*Первый прослой* бентонита (считая сверху вниз) мощностью 5 см, светлозеленого цвета, с включением значительного количества мелких кристалликов гипса, залегают почти под пролювиальными верхнеплиоценовыми отложениями, отделяясь от них маломощным (0,2—0,5 м) прослоем глинистого мергеля с включением мелких кристаллов гипса.

*Второй прослой* бентонитовой глины, мощностью 10—15 см, желтого или светлокорицевого цвета, с редкими включениями мелких кристалликов гипса, отделяется от первого прослоя тонкослоистым пестроцветным мергелем мощностью 1,5 м. Наблюдается чередование прослоев розовых мергелей мощностью 0,1—0,2 м с такими же по мощности прослоями белых мергелей. По плоскостям слоистости мергелей отмечается большое количество отпечатков чешуи рыб, а порой сохраняется и чешуя.

*Третий прослой* бентонитовой глины, мощностью 20—25 см, белого цвета с очень редкими включениями мелких кристалликов гипса, отде-

ля  
го  
(5-  
бе  
вс  
ме  
  
ме  
пл  
ме  
да  
сл  
ци  
  
75  
тр  
ни  
  
но

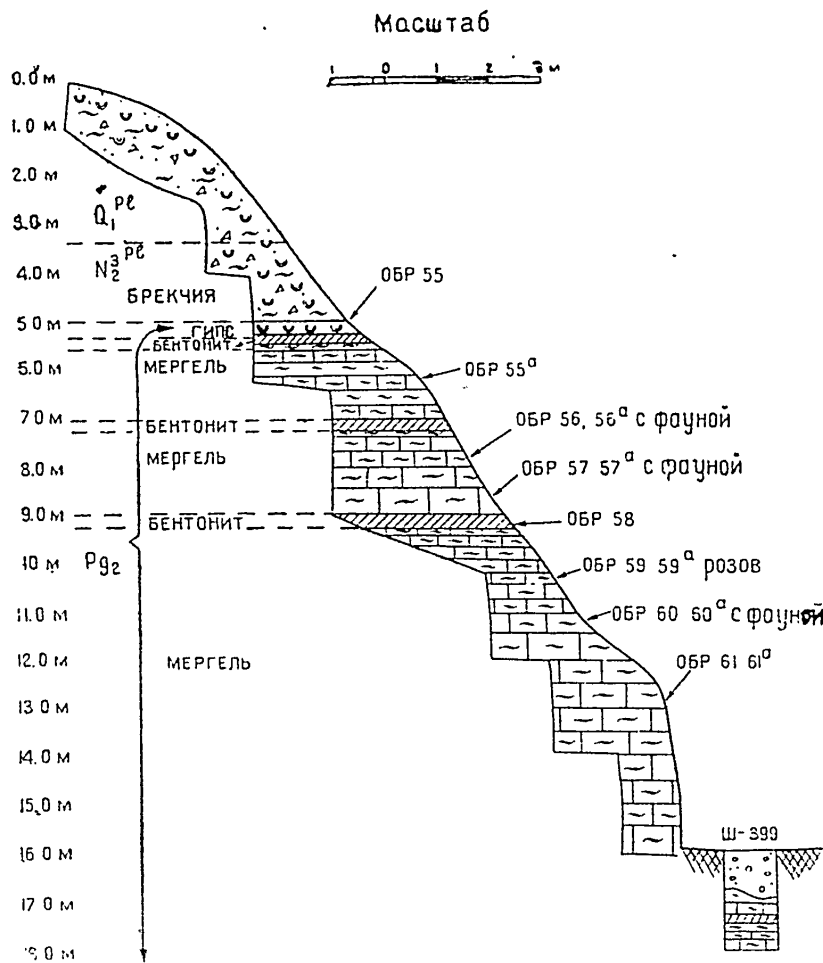


Рис. 1. Разрез Ходжакульского месторождения бентонита.

ляется от второго прослоя двухметровым слоем слонистого пестроцветного мергеля. Слонистость мергеля обуславливается переслаиванием тонких (5—10 см) прослоев розового цвета с толстыми (20—50 см) прослоями белого цвета. По слонистости (так же как и в предыдущем слое мергеля) встречается много чешуи рыб и ее отпечатков, а также редкие отпечатки мелких створок раковин, род и возраст которых определить не удалось.

Прослой бентонитовых глин залегают согласно со слоями эоценовых мергелей и выдерживаются по проетиранию не только на изученной нами площади, но, вероятно, на всей территории распространения палеогеновых мергелей данного региона, в том числе и в Восточном Приаралье, где, по данным М. Е. Воскобойникова, выше мергелей эоцена присутствуют прослой поглощающих глин (левобережье р. Сыр-Дарьи, в районе ж.-д. станции Байхожа).

В канавах Ходжакульского участка были отобраны две пробы по 75 кг бентонитовых глин: первая проба из второго прослоя, вторая — из третьего прослоя. Эти пробы были подвергнуты петрографическому, механическому, химическому и термографическому исследованиям.

Макроскопически обе пробы представлены мелкими кусочками плотной пластичной глины с раковинистым изломом. Кусочки неправильной фор-

мы, размером 0,5—2,0 см. Такая форма кусочков получается в процессе растрескивания при высыхании первоначально крупных, пластичных и жирных на ощупь (во влажном состоянии) кусков глины. Окраска кусочков первой пробы желтая и желтобурая, а второй — белая, иногда с кремовым оттенком. Кусочки каждой пробы, разбухая в воде, дают желеобразную массу — характерный признак истинных бентонитов. В обеих пробах редко встречаются мелкие (до 0,5 см в поперечнике) кристаллики гипса. Во второй пробе присутствие гипса макроскопически редко видимо.

Под микроскопом (шлифы проваривались в бакелите) основная масса материала обеих проб состоит из тонкодисперсных слоистых кристалликов, оптические константы которых равны по Ng 1,505—1,510, по Np 1,475—1,480. Разность показателей преломления (Ng — Np) равна 0,030. Оптические параметры позволяют отнести рассматриваемую под микроскопом минеральную разность к монтмориллониту. Это подтверждается как химическими, так и механическими анализами. Кроме монтмориллонита, в глинистой субстанции встречаются очень мелкие (размером от 0,25 до 0,01 мм и мельче) зерна кварца, кальцита и лейсты биотита и мусковита.

В образцах первой пробы (второй прослой) содержится тонкодисперсный лимонит, придающий породе желтый и желтовато-бурый цвет.

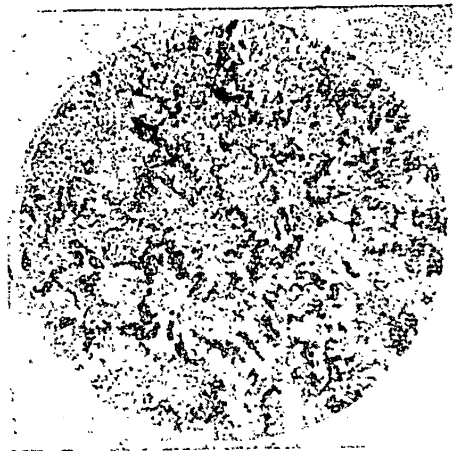


Рис. 2 Bentonитовая глина под микроскопом. Шлиф 58. Николи +. Увелич. 320. Серые хлопьевидные образования — монтмориллонит, белые зерна — кварц, черные зерна — лимонит.

ля (путем частичной коагуляции гидрозоля) за счет фракции с размером зерен менее 0,001 мм.

В породе содержится (ориентировочно): монтмориллонита — 95—98%, гипса — 1—3%, лимонита — 1—2%, кварца, кальцита, биотита и мусковита — редкие зерна (рис. 2).

То, что изученные глины относятся к монтмориллонитовым бентонитам, подтверждается и параллельно проводившимися исследованиями их в Институте строительства и стройматериалов АН КазССР (Б. Н. Карлышев).

Механический анализ бентонитовых глин выполнен (методом пипетки) лабораторией исследования грунтов АН КазССР. Данные анализа приводятся в таблице 1.

Данные анализа ориентировочны, так как фракции с размером зерен 0,001—0,005 мм и 0,005—0,01 мм завышены образованием гидрогеля

Таблица 1

№ проб.	Размер зерен фракции (в мм)						Сумма (в %)	Примечание
	0,5— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001	<0,001		
фракции (в %)								
1	1,39	5,31	30,63	24,65	27,64	10,38	100,0	Бентонитовая глина
2	—	—	12,82	39,58	25,48	22,12	100,0	Бентонитовая глина

X  
Р. М.  
глин  
торни  
лов А

8

7

6

5

4

3

2

1

ным  
кам  
чите  
глин  
го ра

подт

стан  
шая  
дан  
вым  
мест  
Узбе  
щеп  
обра

Химические анализы бентонитовых глин (табл. 2) выполнены Р. М. Трейгер, а химические анализы водных вытяжек из бентонитовых глин (табл. 3) выполнены Е. Г. Кондрахиной (оба сотрудника Лаборатории механических испытаний Института строительства и стройматериалов АН КазССР).

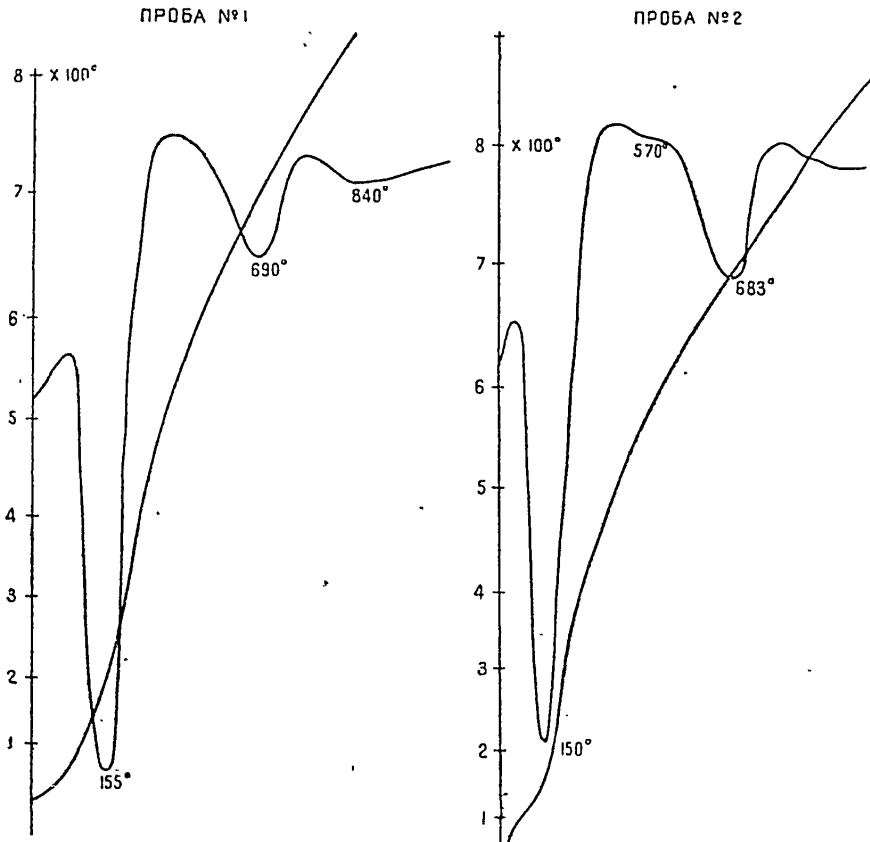


Рис. 3. Термограммы бентонитовых глин.

Два последние анализа для монракских бентонитовых глин (по данным И. И. Бока, 1944) приведены с целью сравнения их с изученными нами. Из сравнения видно, что ходжакульские бентонитовые глины значительно лучше монракских, которые используются как отбеливающие глины Усть-Каменогорским заводом при производстве рафинированного растительного масла и дают хорошие результаты.

Солевой состав водных вытяжек глин и термограммы (рис. 3) также подтверждают, что это бентониты и притом хорошего качества.

Ходжакульское месторождение бентонита находится в 12 км от пристани Каратау, на р. Аму-Дарье. От месторождения до пристани хорошая грунтовая дорога. Здесь, кроме бентонита, имеются крупные разведанные запасы фосфоритов и глиногипса, являющегося хорошим и дешевым сырьем для производства алебаstra. Все это определяет указанное месторождение, как экономически выгодное. Планирующие организации Узбекской ССР, и в частности Кара-Калпакской АССР, где отбеливающие глины очень нужны для рафинирования хлопкового масла, должны обратить серьезное внимание на Ходжакульское месторождение, тем бо-

в процессе  
тичных и  
уска кусоч-  
иногда с  
дают желе-  
В обеих  
инсталлики  
ко видно.  
овная мас-  
оподобных  
5 — 1,510,  
-Nr) рав-  
аемую под  
подтверж-  
е монтмо-  
размером  
бентонита и

тонкодис-  
рый цвет.  
ентировоч-  
95—98%,  
а—1—2%,  
и муско-  
с. 2).

ины отно-  
ым бенто-  
араллель-  
даниями  
ельства и  
КазССР

бентони-  
одом пи-  
едования  
ые анали-

ентировоч-  
мером зе-  
5—0,01 мм  
гидроге-  
с разме-

Таблица 1

Примечание

тонитовая  
лина  
тонитовая  
лина



ее, что и алебастр и фосфориты, несомненно, найдут широкое применение.

Изученные мезокайнозойские отложения, содержащие поглощающие глины, распространены и в Восточном Приаралье на территории Казахской ССР. Для обеспечения бентонитом нефтеперерабатывающей промышленности республики (а также резиновой и бумажной промышленности, где бентонитовые глины находят широкое применение как наполнитель) необходимо провести поисково-разведочные геологические работы в районе ж.-д. ст. Байхожа, Оренбургской железной дороги.

Как в учебной, так и научной геологической литературе (Б. Я. Меренков и М. В. Муратов, 1942; И. И. Бок, 1944) монтмориллонитовые бентониты трактуются как продукт поверхностного или подводного разложения туфогенных пепловых пород средней основности. Однако эффузивная деятельность на территории Средней Азии характерна лишь в конце эоцена и максимальное развитие ее наблюдается в олигоцене (формирование южных дуг Средней Азии и гор Эльбурс), в то время как бентонитовые глины залегают среди мергелей ниже- и среднеэоценового возраста. Поглощающие глины, вероятно, образуются не только путем разложения туфогенных пепловых пород в геологический период их накопления, но и за счет разрушения (выветривания) туфогенных пород более древних формаций, выноса терригенного материала в водные бассейны, дифференциации его в водной среде и механического осаждения в результате коагуляции коллоидной взвеси монтмориллонита или бейделлита. Таков, по нашему мнению, генезис бентонитовых глини района, прилегающего к хребту Султануздагу, и Восточного Приаралья. Исходным продуктом для накопления монтмориллонита в водном бассейне эоценового времени послужили породы среднего и основного состава эффузивно-туфогенной свиты верхнепалеогенового возраста хребта Султануздага.

### Выводы

Поглощающие глины рассматриваемого региона приурочены к фаунистически охарактеризованному горизонту мергелей эоценового возраста, переслаиваются прослоями мергеля и выдерживаются по мощности и простираются на значительной площади: от хребта Султануздага (по правобережью р. Аму-Дары) до Восточного Приаралья.

Исследование поглощающих глини одного из участков данного региона (Ходжакульского месторождения) показало, что глины хорошего качества и представлены монтмориллонитовыми бентонитами. Эти глины с успехом могут быть использованы для очистки и осветления нефтепродуктов, для рафинирования хлопкового и других растительных и животных масел, а также как наполнитель в резиновой и бумажной промышленности.

Генетически поглощающие глины, судя по изученному району, могут быть двух типов: 1) как продукт поверхностного или подводного разложения основных и средней основности туфогенных пепловых пород; и 2) как терригенный осадок коагулированных в водной среде взвесей монтмориллонита и бейделлита, при благоприятном для такого процесса значении  $pH > 7,0$ .

На изученном Ходжакульском месторождении, для нужд Кара-Калпакской АССР и прилегающих районов Туркменской ССР, рекомендуем организовать комплексную добычу глиногипса, для получения гипсовых вяжущих; бентонитовой глины, для рафинирования хлопкового масла; и фосфоритов, для получения местного удобрения — фосфоритной муки.

NaCl—0,06; Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>—0,49;  
Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>—следы;  
Ca (HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>—следы.  
Сумма—1,15

0,27

0,42

следы

0,02

0,33

0,10

0,40

1,20

1,37

Водная вытяжка из бентонитовой глины пр. № 2

Примечание. Данные анализа выражены в % от веса воздушно-сухой почвы.

2



Поселок Каратау (пристань на р. Аму-Дарье) должен стать крупным промышленным центром по производству кирпича, извести, алебастра, строительных деталей из гипсовых вяжущих, фосфоритной муки, добыче бентонитовых глин, бутового и облицовочного камня, песка и гравия. Сырьё для производства всех перечисленных выше перурдных строительных материалов разведано и находится в 1 — 3 км от поселка, а бентонитовые глины и фосфориты — в 10 — 15 км.

Для удовлетворения нефтеперерабатывающей промышленности Казахской ССР местными поглощающими глинами необходимо провести поисково-разведочные работы в Восточном Приаралье (по левобережью р. Сыр-Дарьи в районе ж.-д. станции Байхожа).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Труды института геологических наук. Средняя Азия и Казахстан. Вып. 12. Изд-во ГГРУ, 1931.
2. Бок И. И. Поглощающие глины и возможности их нахождения и использования в Казахстане. «Известия Казахского филиала Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, № 2 — 3.
3. Запорожцева А. С. Материалы по геологии и полезным ископаемым предгорий Султануиздага. Труды Каракалпакской комплексной экспедиции 1931 — 1932 гг. Т. 1, Ташкент, 1936.
4. Меренков Б. Я и Муратов М. В. Неметаллические полезные ископаемые Госгеолиздат, 1942.
5. Сагунов В. Г. Формы и структуры почвенных глиногипсовых накоплений. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 19.

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада, Қарақалпақ жеріндегі (Ходжанколь кенінің) орта шөгіндісіне қорғалған бентонит сазының стратиграфиялық орны, өріс алып жайылуы, сапасының сыйпаттамасы және негізі туралы толық жазылады. Оны халық шаруашылығына пайдалану туралы ұсыныстар келтіріледі.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1976

Серия геологическая

Вып. 25

М. Е. ВОСКОВОЙНИКОВ

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
НИЗОВЬЕВ р. СЫР-ДАРЬИ<sup>1</sup>

Стратиграфия третичных отложений громадной площади, расположенной к востоку от берегов Аральского моря, весьма слабо освещена в литературе. Наиболее новой работой, где освещается этот вопрос, является объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (лист L-41), написанная Б. А. Петрушевским в 1946 г. [8]. С того времени по стратиграфии третичных отложений не было ни одной работы.

В результате систематических исследований, проводимых Институтом геологических наук АН КазССР с 1947 г., собран материал, который позволяет несколько подробнее осветить стратиграфию этого района. На основании фацциально-литологических особенностей частей разреза и их стратиграфического положения весь комплекс осадков третичной системы подразделяется на ряд свит, возрастная характеристика которых увязывается с подразделениями международной геохронологической шкалы по биостратиграфическому материалу.

В группе осадков морского палеогена, развитых на полосе шириной около 200 км, (на западе: по право- и левобережью р. Сыр-Дарьи от берегов Аральского моря, на востоке: до меридиана г. Кызыл-Орды) выделяются следующие свиты (снизу вверх): *акжарская*, *байхожинская*, *тамбулакская*, *мынбулакская* и *саксаульская*. Отложения чеганской свиты на описываемой площади размыты. Наблюдаются они значительно южнее — в средней части сухих русел Джана-Дарья и Куван-Дарья, а также к северо-востоку, в районе Мынбулакской впадины.

Акжарская свита (палеоцен)

На размытую поверхность меловых пород (на всей площади Восточного Приаралья и за его пределами) ложится пачка уплотненных кварцево-глаукоцитовых песков светлосерого или зеленовато-серого цвета. Названа эта пачка акжарской свитой по одноименному названию урочища, где впервые был подробно описан ее разрез.

Для конкретной характеристики литологического состава пород этой свиты приводим послонное описание их в ур. Акжар по левому берегу р. Сыр-Дарьи в 10 км к юго-западу от ст. Тюратам (снизу вверх, в м):

<sup>1</sup> Статья печатается в порядке обсуждения. — *Ред*

1. Конгломерат темносерый, мелкогалечный, галька преимущественно фосфоритовая, хорошо окатана, цемент гипсовый или песчано-фосфоритовый	0,05—0,1
2. Песок желтовато-зеленый, крупнозернистый, сильно уплотненный, с включением мелкой гальки и редких фосфоритовых конкреций	1,90
3. Песчаник зеленовато-желтый, среднезернистый, крепкий, сильно известковистый, с обильным содержанием песчано-фосфоритовых желваков	1,10
4. Гипс, сильно ожелезненный	0,01
5. Песчаник желтовато-зеленый, глинистый, карбонатный, с включением мелкой фосфоритовой гальки и редких желваков фосфорита	1,40

Суммарная мощность свиты в этом обнажении — 4,54 м.

Аналогичный разрез этой свиты с небольшими изменениями мощности отдельных слоев и расположения слоя 3 наблюдается во всех обнажениях. В области погружения пески засоряются глинистым материалом, а в верхней части их появляется слой темносерой (почти черной) глины.

Таков общий характер отложений акжарской свиты.

В глауконитовых песках этой свиты, в 1 км западнее оз. Тибес, собраны устрицы, среди которых О. С. Вялов определил: *Gryphaca ex gr. pomada Vial.*, *Gr. ex gr. sinzowi Netsch.*, *Gr. ex gr. eversa Mellow.*, *Gr. reussi Netsch.*, *Gr. aff. sullucapensis Vial.*, *Gryphacostrea ex gr. massageticus Vial.* Указанные виды характеризуют палеоценовый возраст пород этой свиты, мощность которой колеблется от 2,3 до 9,0 м.

Отложения акжарской свиты слагают вершины многих останцов столового плато в области Джусалинского поднятия, сложенного меловыми породами, и в виде каймы окружают зону погружения его со всех сторон. Дальше (к западу, югу и востоку) они перекрываются более молодыми отложениями палеогена; прослеживаются скважинами в Северных Кызыл-Кумах, обнажаются в низовьях р. Аму-Дарьи, на Мангышлаке и Туаркыре.

#### Байхожинская свита (средний верхний эоцен)

Под таким названием в 1948 г. автором была выделена толща карбонатных пород, залегающая на пачке кварцево-глауконитовых песков с фосфоритовыми конкрециями, описанная подробно по левому берегу р. Сыр-Дарьи, в районе ст. Байхожа. Последующими работами породы этой свиты были прослежены далеко за пределами Восточного Приаралья. Они распространены в низовьях Аму-Дарьи (на склонах Бельтау и в ур. Айбугир), сопоставлены с аналогичными отложениями на п-ове Мангышлаке, по восточному и южному побережью залива Кара-богас и по северному склону Б. Балхана. При микрофаунистическом исследовании образцов обнаружено весьма обильное содержание фораминифер, которые во многих случаях являются пороодообразующими.

Для литологической характеристики байхожинской свиты приведем послышное описание ее по левому берегу р. Сыр-Дарьи, в 6 км к юго-востоку от ст. Байхожа, где на неровную поверхность зеленоватого песка акжарской свиты налегает (снизу вверх, в м):

1. Известняк буровато-серый, голубоватый, сильно песчанистый, с включением мелкой фосфоритовой гальки	0,25
2. Конгломерат мелкогалечный, галька кремнистых пород, хорошо окатана, сцементирована марказитом. Залегает в виде тонких уплощенных конкреций	0,05
3. Горючий сланец черного цвета, мергелистый, с чешуйками рыб. В верхней части содержит тонкие прослойки коричневого мергеля	0,35
4. Мергель серовато-бурый	0,15

5. Горючий сланец, черный, сверху темносерый, с чешуйками рыб . . . . .	0,15
6. Прослой ржавого цвета гипсированного мергеля . . . . .	0,03
7. Горючий сланец черного цвета . . . . .	0,45
8. Мергель буровато-серый, с конкрециями ярозита . . . . .	0,35
9. Мергель пепельно-серый . . . . .	0,15
10. Пересланвание прослоев желтовато-серого, зеленоватого, светлокориш- вого и буровато-серого мергеля . . . . .	3,50

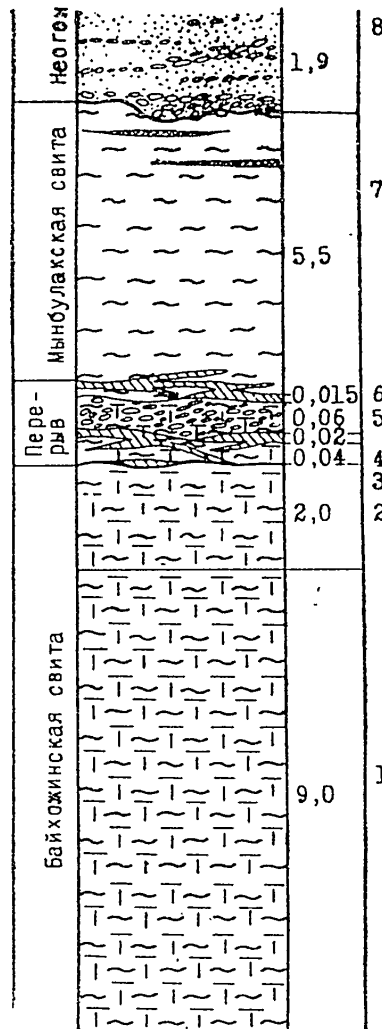
Суммарная мощность описанных пород байхожинской свиты в этом обнажении — 5,43 м. Приведенный разрез этой свиты охватывает только самую нижнюю часть ее.

Верхняя часть байхожинской свиты описана по обрыву правого берега Сыр-Дарын, в 8 км к юго-западу от ст. Байхожа (снизу вверх, в м):

1. Мергель зеленовато-серый, с голубым оттенком, с включением тонкостенной фауны *Avicula tuchensis* Korob. . . . . 12,5
2. Мергель светлосерый, слегка зеленоватый, с черными налетами по трещинам, с включением *Avicula tuchensis* Korob. и с прожилками гипса . . . . . 1,8

Рис. 1. Стратиграфический разрез пород, вскрытых в обрыве правого берега р. Сыр-Дарын, в 8 км к юго-западу от ст. Байхожа.

1. Мергель зеленовато-серый с *Pteria (Avicula) tuchensis* Korob.
2. Мергель светлосерый, беловатый.
3. Мергель серовато-коричневый с линзами и прожилками гипса, заметна флюидальная текстура
4. Гипс мелкокристаллический
5. Мергель зеленовато-серый конгломератовидный.
6. Гипс ожелезненный, местами с комочками глины.
7. Глина зеленая, буроватая, сланцеватая. В нижней части с прожилками гипса, в верхней — линзочки алевролита. По трещинам налеты ярозита.
8. Песок серовато-бурый разнозернистый с окатанной фосфоритовой галькой



Суммарная мощность равна — 14,30 м. Выше залегают слои перерыва, состоящие из переотложенных пород байхожинской свиты (рис. 1):

3. Мергель серовато-коричневый, с полосками светлосерого . . . . .	0,04
4. Гипс заглинзированный, невыдержанный по простиранию . . . . .	0,02
5. Мергель зеленовато-серый, конгломератовидный с ржавыми точками . . . . .	0,06
6. Гипс мелкокристаллический, слегка ожеженный . . . . .	0,015

Суммарная мощность слоев перерыва — 0,135 м.

Выше этих слоев ложатся породы мымбулакской свиты, которые представлены глиной зеленой, слегка буроватой, сланцеватой, с налетами ярозита по трещинам. В нижней части с прожилками гипса, в верхней — с линзочками алевrolита — 3,60 м.

Из приведенного описания видно, что полный разрез байхожинской свиты на поверхности не вскрывается. Полная и наибольшая мощность пород этой свиты вскрыта скважиной, расположенной на правом берегу р. Сыр-Дарьи, в 8 км южнее ст. Кубек. Приводим послойное описание разреза (снизу вверх, в м):

1. Известняк светлосерый, зеленоватый, сильно песчаный, в основании с мелкой фосфоритовой галькой. Встречаются конкреции марказита . . . . .	0,20
2. Мергель зеленовато-серый, с прослоями светлоричневого, крепкого . . . . .	6,10
3. Мергель серовато-коричневый, с включением и двумя прослоями голубовато-серого. Мощность этих прослоев до 10 см . . . . .	2,00
4. Мергель зеленовато-серый, сменяется на светлосерый с частыми прослойками светлоголубовато-серого, светлоричневого, темнокоричневого (горючего сланца) и светлосерого, крепкого, с включением пирита. Встречаются чешуи рыб. В прослоях коричневого мергеля содержатся ходы червей . . . . .	11,0
5. Мергель зеленовато-серый, местами коричневый, плотный, с включением конкреций пирита, местами коричневатый. В основании лежит прослой крепкого мергеля мощностью 0,15 м. Встречается <i>Avicula tuchensis</i> Korob. . . . .	6,50
6. Мергель зеленовато-серый, плотный, с включением пирита. В верхней части мергель светлосерый, крепкий, мощностью 0,15 м. В средней части мергель коричневый, зеленоватый, мощностью 0,10 м . . . . .	6,50
7. Мергель зеленовато-серый, глинистый, плотный, с включением мелких конкреций пирита. В кровле содержится прослой мощностью 0,05 м крепкого мергеля . . . . .	6,55

Суммарная мощность описанных пород байхожинской свиты по скважине — 38,85 м.

Из фауны, собранной в обнажениях мергелей байхожинской свиты на исследованной площади, В. И. Яркин определил: *Nucula drisiensis* Jarkin, *Nucula santasica* Jarkin, *Variamussium* aff. *captiosum* Korob., *Pleria* (*Avicula*) *tuchensis* Korob., *Cosspidaria aralensis* Jarkin, *Nautilus* sp., *Nucula* sp., *Crassatella* cf. *lamellosa* Desh. Вышеперечисленная фауна определяет среднеэоценовый возраст мергелей байхожинской свиты.

В образцах горючего сланца научным сотрудником ИГН АН КазССР Л. Н. Ржанниковой определен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Costanea*, *Myrtus*, *Leiotriletes*, *Pinaceae*, *Cycadaceae*, *Liquidambar* (?), *Rhus*, *Tabellina glabra* Mal., *Tabellina ciliata* Mal., *Salix*, *Carya*, *Carpinus*. Среди упомянутых форм, распространение которых известно, начиная с нижнего мела, присутствуют более молодые: *Castanea*, *Carya*, *Carpinus* и др., известные только, начиная с низов палеогена.

Выделенный В. Н. Барбашниновой спорово-пыльцевой комплекс из прослоев коричневых и светлоричневых мергелей, лежащих выше пласта горючих сланцев, характеризуется почти полным отсутствием хвойных и незначительным количеством спор папоротников. Среди пыльцы покрытосеменных встречены: *Myrtaceae*, *Castanea* sp., *Castanea Vakhrameevii* Bolch., *Betulaceae*, *Ilexuralensis* Bolch., *Salix* sp., *Carya* sp., *Taxodiaceae*, из которых род *Castanea* является характерным для средне-

го эоцена восточного склона Урала и южной части Тургайского пролива.

З. К. Жученко и Т. В. Погодаева так же, как и вышеупомянутые авторы, отмечают резкое преобладание своеобразной формы с шипами и отростками, которая является характерной для отложений среднего эоцена Казалинского района.

Описываемая толща изобилует фораминиферами, которые являются породообразующим материалом. Среди большого комплекса фораминифер (по определению Н. Е. Мельниковой) наиболее характерными являются: *Globigerina triboculinoidea* Plum., *Globigerina bulloidea* d'Orb., *Anomalina acuta* P. Plum., *Hopkinsina compacta* Balachm., *Globigerina coccaea* Gumb., *Baggina valvulinariaformis* Bykova, *Uvegerina* ex gr. *asperula* Szejek., *Valvulineria polytholamia* Balachm. sp. nov., *Globigerina micra* Cole., которые также указывают на среднеэоценовый возраст.

Из выделенных остракод М. И. Мандельштам определил: *Cythereella* sp., *Cythereidea* sp., *Cythereis andrusovi* Mand., *Pajnbarchella eosenica* Triebel., *Cythereis hyalina* Sharapova, характерные для среднего эоцена.

Приведенный список фауны, спор и пыльцы, характерных фораминифер и остракод вполне определяет среднеэоценовый возраст байхожинской свиты.

Самая верхняя часть ее, где встречаются в массовом количестве *Globigerina triloculinoidea* Plum., *Globigerinella micra* Cole, вероятно, соответствует зоне планктонных фораминифер палеогена Кызыл-Кумов, выделенной В. Т. Балахматовой (1949), которая датирует эту зону верхним эоценом.

Последний довод позволяет утверждать, что байхожинская свита охватывает весь средний эоцен и незначительную часть низов верхнего эоцена. По литологическим признакам провести границу раздела между средним и верхним подотделом пока не представляется возможным. Распространена эта свита по периферии поднятия меловых пород.

#### Тасбулакская свита (верхний эоцен)

Тасбулакская свита сложена преимущественно жирными глинами синевато-зеленого или темнозеленого цвета. Названа так по одноименному урочищу, где впервые была выделена. На поверхности глины несколько буроватые, но более темной окраской хорошо отличаются от перекрывающих пород мысбулакской свиты. На подстилающие породы байхожинской свиты синевато-зеленые глины налегают трансгрессивно, что можно видеть в разрезе по стенке шурфа, расположенного в 15 км южнее ст. Байхожа, на западном склоне небольшого останца.

Для характеристики литологического состава пород тасбулакской свиты приводим описание их по стенке упомянутого шурфа (снизу вверх, в м):

##### Байхожинская свита

1. Мергель светлосерый, с вкраплением ржавых точек . . . . . Вскрытая мощность . . . . . 0,10

##### Перерыв

2. Гиле сильно ожелезненный, с включением комочков мергеля . . . . . Ложится он на подстилающие мергели трансгрессивно . . . . . 0,15
3. Глина зеленая, с ржавыми пятнами, слабо алевролитная, с мелкими катунами мергеля, сильно мергелистая, с прожилками гипса . . . . . Ложится она на неровную поверхность 2 слоя . . . . . 0,03

##### Тасбулакская свита

4. Глина темнозеленая, с мелкими ржавожелтыми пятнами, некарбонатная, жирная, с включением тонкостенной фауны . . . . . 0,48

5. Глина темнозеленая, участками синевато-зеленая, жирная, слабо мергелистая, с прожилками гипса, листоватая, с включением мелкой фауны . . . . . 1,00  
 6. Глина темнозеленая, жирная, пластичная, с прожилками гипса, слабо мергелистая, с включением фауны . . . . . 1,58

В основании западного склона останца, у подошвы которого пройден шурф, вскрываются (снизу вверх, в м):

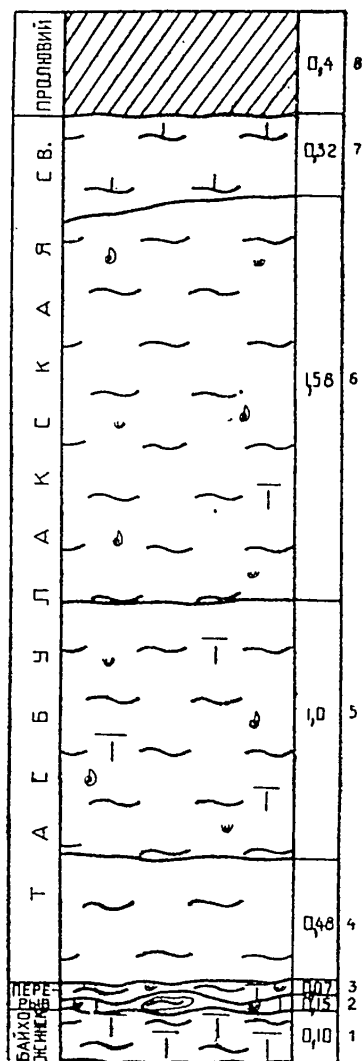


Рис. 2. Зарисовка северной стенки шурфа. 1. Мергель светлосерый, беловатый. 2. Гипс ржавый, с включением катунов мергеля. 3. Глина зеленая, мергелистая с комочками мергеля, с прожилками гипса. 4. Глина темнозеленая, жирная. 5. Глина участками синевато-зеленая, мергелистая с фауной *Nucula perovalis* Коен., *Corbula* sp. 6. Глина темнозеленая, слабо мергелистая, жирная с фауной *Variatunusium cartiosum* Когор. 7. Сильно разрушенная, темнозеленая глина. 8. Пролувиальный суглинок.

1. Глина темнозеленая, тонкослоистая, с ржавыми пятнами, слегка карбонатная . . . . . 2,32  
 2. Выше лежит мымбулакская свита.

Суммарная мощность тасбулакской свиты по шурфу и обнажению — 5,71 м. Из описания видно, что в разрезе шурфа отмечается перерыв мощностью 0,23 м, которому соответствуют слои 2 и 3, описанные выше (рис. 2).

В скважине, пробуренной в 9 км к юго-западу от ст. Байхожа, на правом берегу Сыр-Дарьи, тасбулакская свита представлена (снизу вверх, в м):

1. Глина зеленая, синеватая, алевритистая, в верхней части с тонкими чечевицами алевролита . . . . . 6,10  
 2. Глина синевато-зеленая, слабо мергелистая, с тонкими прослойками алеврита, иногда с линзочками алевролита . . . . . 4,70  
 3. Глина синевато-зеленая, алевритистая, слабо мергелистая . . . . . 2,55  
 4. Глина синевато-зеленая, жирная местами алевритистая . . . . . 9,35

Суммарная мощность тасбулакской свиты по этой скважине 22,7 м. Максимальная же мощность ее (по далеко еще не полной) вскрыта в скважине, расположенной в 12 км к северо-западу от ст. Казалинск, на юго-восточном склоне останца, где сложена следующими породами (снизу вверх, в м):

1. Глина зеленовато-серая, синеватая, с тонкими штрихами алеврита. . . . . 3,60  
 2. Глина зеленовато-серая, синеватая, алевритистая, участками сильно алевритистая, с линзочками алеврита и песчаника . . . . . 5,15  
 3. Глина синевато-зеленая, жирная, листоватая . . . . . 5,00  
 4. Глина синевато-зеленая, жирная, оскольчатая . . . . . 3,95  
 5. Глина синевато-зеленая, слабо алевритистая, с чешуями рыб . . . . . 9,25  
 6. Глина зеленовато-серая, синеватая, алевритистая, с включением линзовидных прослоев алеврита и алевролита. В нижней части содержание прослоев алеврита значительно сокращается . . . . . 3,75

- |      |   |       |
|------|---|-------|
| 1,00 | 7. Глина зеленовато-серая, синеватая, сильно алевролитистая, с включением гнезд и линзочек светлосерого алевролита и алевролита. Редко встречаются конкреции пирита | 12,90 |
| 1,58 | 8. Глина желтовато-серая (темная), сильно алевролитистая, листовая  | 4,90  |
| идеи | 9. Глина светлосерая, синеватая, сильно алевролитистая  | 4,10  |
|      | 10. Алевролит светлосерый, голубоватый, сильно глинистый, слюдястый   | 9,15  |
|      | 11. Глина зеленовато-серая, синеватая, сильно алевролитистая, с линзовидными прослоями алевролита, участками переходит в глинистый алевролит                        | 4,95  |
| 2,32 | 12. Глина зеленовато-серая, синеватая, алевролитистая, с тонкими прослоями и штрихами алевролита  | 11,25 |

Суммарная мощность пройденных этой скважиной пород тасбулакской свиты — 77,95 м.

Из описания видно, что эта скважина отложений байхожинской свиты не вскрыла, а потому и мощность пройденных пород не является полной.

Отмеченные интервалы изменения мощности тасбулакской свиты, по-видимому, не являются предельными, т. к. вблизи области Джусалинского поднятия в ряде мест наблюдается отсутствие этой свиты, и на байхожинскую свиту ложатся породы вышележащей мынбулакской свиты (см. рис. 1). Это же явление наблюдается и в скважине, расположенной на правом берегу р. Сыр-Дарья, в 0,5 км к юго-западу от ст. Майлибащ.

Увеличение мощности тасбулакской свиты наблюдается в области погружения меловых пород с удалением от Джусалинского поднятия. Так же как и байхожинская свита, мощность тасбулакской свиты на склонах Арало-Казалинской впадины и Арало-Кызылкумской депрессии увеличивается более резко. Одновременно с увеличением мощности наблюдается и обогащение ее песчано-алевритовыми фракциями. Если в описанном шурфе, при мощности около 6 м, эта свита представлена преимущественно жирными глинами, то в приведенном разрезе скважины с удалением в область депрессии встречаются в ней значительные песчано-алевритистые фракции. Довольно часто в области депрессии в ней встречаются прослойки крепких алевролитов.

На всей исследованной площади, во всех скважинах она легко опознается по резкой смене окраски, переходу зеленовато-серых глин в синеватые.

В образцах синевато-зеленых и темнозеленых глин была собрана фауна, из которой В. И. Яркий определил: *Nucuta praelongata* Wood., *Nuculana pervalis* Koen., *Corbula* sp., *Bathyarca rubastschaica* Korob., *Variamussum captiosum* Korob., *Volulites* sp., *Millha* sp., *Natica* sp. Среди перечисленных форм такие, как *Bathyarca rubastschaica* Korob. и ее варианты известны из верхнеэоценовых отложений Северного Кавказа. *Nucula pervalis* Koen. известна из нижнего олигоцена Северной Германии

В образцах этой свиты Н. Е. Мельниковой (ИГН АН КазССР) был выделен большой комплекс фораминифер (табл. 1).

Приведенная в таблице 1 фауна фораминифер содержит как среднеэоценовые, так и верхнеэоценовые формы. Учитывая весьма ничтожный состав тех и других и явное преобладание радиолярий, которые отсутствуют в среднем эоцене и появляются в единичных и редких экземплярах в верхней части байхожинской свиты, надо полагать, что возраст описываемой свиты может быть определен как верхнеэоценовый.

Приведенный выше перечень фауны как пелеципод, так и фораминифер содержит верхнеэоценовые и среднеэоценовые формы. Поскольку верхнеэоценовые формы преобладают над среднеэоценовыми, то это позволяет нам относить тасбулакскую свиту к верхнему эоцену.

Вышеуказанные формы микрофаунистического комплекса располагаются в самом низу, почти у подошвы тасбулакской свиты. В верхней части и по всей мощности присутствуют только две последние формы.



Таблица 1

## Состав фораминифер тасбулакской свиты

№№ п/п	Наименование микрофауны	Колличес- тво <sup>1</sup>	Интервал распространения
1	<i>Dentalina</i> sp.*	.	Байхожинская — тасбулакская свита
2	<i>Marginulina fragaria</i> Gumb.	.	"
3	<i>Nodosaria bacillum</i> Defr.	.	"
4	<i>Lagena gracilis</i> Will.	.	"
5	<i>Lagena</i> sp.	0	"
6	<i>Cristellaria iljini</i> N. Byk.	.	"
7	<i>Cristellaria romeri</i> Reuss	.	"
8	<i>Cristellaria</i> sp.*	.	"
9	<i>Ramulina</i> sp.	.	"
10	<i>Sigmoilina</i> sp.	⊙	"
11	<i>Miliolina</i> sp.*	⊙	"
12	<i>Siphonodosaria</i> sp.	.	Байхожинская — мынбулакская свита
13	<i>Spiroplectomina</i> sp.	.	Байхожинская — тасбулакская
14	<i>Clavulina</i> sp.	.	"
15	<i>Bulimina pseudogladulina</i> Balachm.	.	"
16	<i>B. arostrata</i> Balachm	0	"
17	<i>B. ovata</i> d'Orb.	.	"
18	<i>Bulimina</i> sp.	.	"
19	<i>Gyroldina</i> sp.	0	"
20	<i>Eponides unbonatus</i> Reuss*.	.	"
21	<i>Eponides</i> sp.	.	"
22	<i>Chilostomella balkhanensis</i> Dam. et Chal	.	Тасбулакская
23	<i>Turrilina robertei</i> Howe.	.	Байхожинская — тасбулакская
24	<i>Turrilina</i> sp.	.	Байхожинская — тасбулакская
25	<i>Uvegerina costellata</i> Moros	⊙	Байхожинская — тасбулакская
26	<i>U. proboscidea</i> Schwag*.	⊙	Байхожинская — мынбулакская
27	<i>U. colesnikovi</i> N. Byk.	⊙	Байхожинская — тасбулакская
28	<i>U. sp.*</i>	.	"
29	<i>Bifarina eliganla</i> Plum.	.	"
30	<i>B. millepunctata</i> Tutcow	.	"
31	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	⊙	Байхожинская — мынбулакская
32	<i>G. triloculinoides</i> Remer*.	⊙	Байхожинская — тасбулакская
33	<i>G. pseudoeocaena</i> Subb var	⊙	"
34	<i>Globigerina</i> sp.	⊙	"
35	<i>Globigerinella miera</i> Cole*.	⊙	"
36	<i>Anomalina</i> sp.	.	"
37	<i>A. acuta</i> Plum.	x	Байхожинская — мынбулакская
38	<i>A. afinis</i> Hant	.	Байхожинская — тасбулакская
39	<i>Planulina</i> sp.	0	"
40	<i>Cibicides montaluisi</i> Gall et Mor.	.	"
41	<i>C. per lucides</i> d'Orb	.	Байхожинская — мынбулакская
42	<i>C. ungerianus</i> Plum.	.	Байхожинская — тасбулакская
43	<i>Orbulina ind.*</i>	.	Байхожинская — саксаульская
44	<i>Radiolaria</i> sp.	⊙	"

<sup>1</sup> От 1 до 5 экз. —., от 5 до 10 экз. —x, от 10 до 20 экз. —0, от 20 до 50 экз. —⊙, от 50 до 100 экз. —⊙.

Обработка образцов керн из описанной скважины, расположенной к северо-западу от ст. Казалинск (по всему разрезу), обнаружила незначительное содержание фораминифер, которые в списке отмечены звездочкой «\*». Причем все они приурочены только к нижним горизонтам (почти к самому забою). Это дает основание предполагать, что забой скважины находится вблизи от кровли байхожинской свиты. Таким образом, максимальная мощность тасбулакской свиты, повидимому, равна 80,0 м.

Породы этой свиты распространены по периферии Джусалинского поднятия, оконтуривая узкой полосой отложения байхожинской свиты.

### Мынбулакская свита (верхний эоцен — нижний олигоцен)

Комплекс пород мынбулакской свиты впервые был выделен автором в 1951 г. Представлена эта свита преимущественно глинами зеленовато-серого или серого цвета, иногда с желтоватым оттенком, алевролитистыми, с тонкими прослоями и штрихами песка и линзочками тонкозернистого, звонкого плитнякового песчаника. Отдельные линзовидные прослои имеют мощность до 20 — 25 см.

Наиболее полный разрез мынбулакской свиты вскрыт скважиной, расположенной в 12 км западнее ст. Казалинск, а продолжение его — на склоне останца столового плато, у подножья которого расположена эта скважина.

В скважине свита имеет следующий разрез (снизу вверх, в м):

1. Алевролит светлосерый, глинистый, в основании с ходами червей . . . . .	3,80
2. Алевролит светлосерый, зеленоватый, слюдистый, глинистый . . . . .	6,05
3. Глина зеленовато-серая, алевролитистая, сверху сменяется на желтовато-серую . . . . .	8,90
4. Глина желтовато-серая, алевролитистая . . . . .	3,80

Суммарная мощность описанных пород в скважине — 22,55 м.

Вскрытая часть этой свиты в обнажении имеет следующий разрез (снизу вверх, в м):

5. Глина серая, алевролитистая, с комочками неправильной формы светлосерого глинистого алевролита, оскольчатая, с налетами ярозита. Вверху глина сильно алевролитистая . . . . .	5,00
6. Алевролит глинистый светлосерый, уплотненный. В кровле иногда переходит в алевролит . . . . .	3,30
7. Глина серая, оскольчатая, алевролитистая, с включением светлосерого алевролита, с налетами ярозита и бурого железняка по трещинам . . . . .	4,50

Мощность верхней части этой свиты, расположенной выше устья скважины, — 12,80.

Суммарная мощность мынбулакской свиты в этом районе — 54,35 м.

Несколько своеобразный разрез мынбулакской свиты пройден скважиной в районе колодца Темирказган, в 36 км к югу от ст. Байхожа.

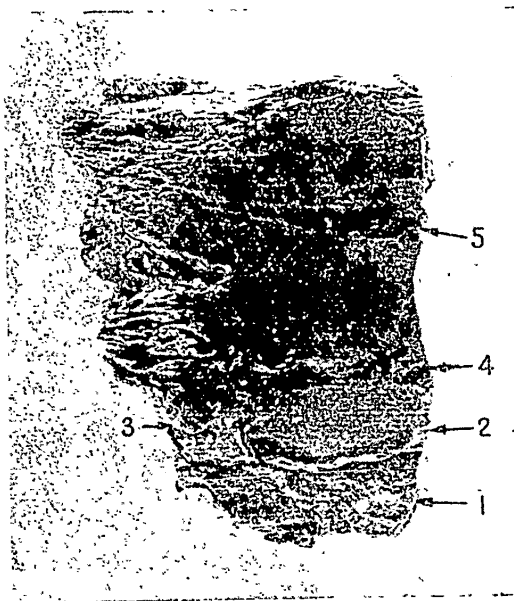


Рис. 3 Образец керна из зоны контакта мынбулакской и байхожинской свит  
1 Байхожинская свита. Мергель буровато-зеленый. 2. Песок зеленовато-серый, мергелистый 3 Глина ржаво-бурая. 4. Глине ржавый, с комочками глины и мергеля. 5 Глина синевато-зеленая.

Под покровом четвертичных отложений (в интервале от 4,0 до 17,0 м) вскрыты следующие породы: глина зеленовато-серая, желтоватая, сланцеватая, с налетами ярозита и ржавчины, содержит тонкие (до 0,5 м) прослойки сильно мергелистой глины светлосеровато-серого цвета. В кровле этих мергелистых глин наблюдаются тонкие прослойки ржавого гипса, характеризующего собой внутриформационные перерывы, — 13,0 м.

Описанная пачка глин мынбулакской свиты в этой скважине на подстилающие породы тасбулакской свиты ложится трансгрессивно. В контакте этих двух свит проходит прослойка ржавого, ярозитизированного гипса мощностью до 5 см (рис. 3).

Весьма показательным является характер контакта тасбулакской и мынбулакской свит в обрывистом восточном склоне г. Шульган, на северном берегу оз. Камышлыбаш.

В этом обрыве от уреза воды (снизу вверх, в м) вскрываются:

#### Тасбулакская свита

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Алеврит синеовато-серый, с пятнами светлосерого  | 2,50      |
| 2. Алеврит светлосерый, участками с зеленовато-серой глиной, заметны ходы червей. Местами содержит прослойки алеврита, сильно пересеченного ходами червей | 4,50      |
| 3. Песок зеленовато-серый, тонкозернистый, местами диагонально-слоистый. По простиранию не выдержан, выполняет карманы размыва                            | 0,2 — 1,0 |
| 4. Глина серая, алевритистая, оскольчатая   | 1,30      |
| 5. Песок светлосерый, тонкозернистый, сильно глинистый, уплотненный   | 1,25      |

#### Перерыв

- |   |      |
|---|------|
| 6. Песчаник темносерый, слегка буроватый, глинистый, конгломератовидный, с включением мелкой хорошо окатанной фосфоритовой гальки и катунов светлосерой песчанистой глины. Ложится на размывную поверхность слоя 5 (рис. 4) | 0,25 |
|---|------|

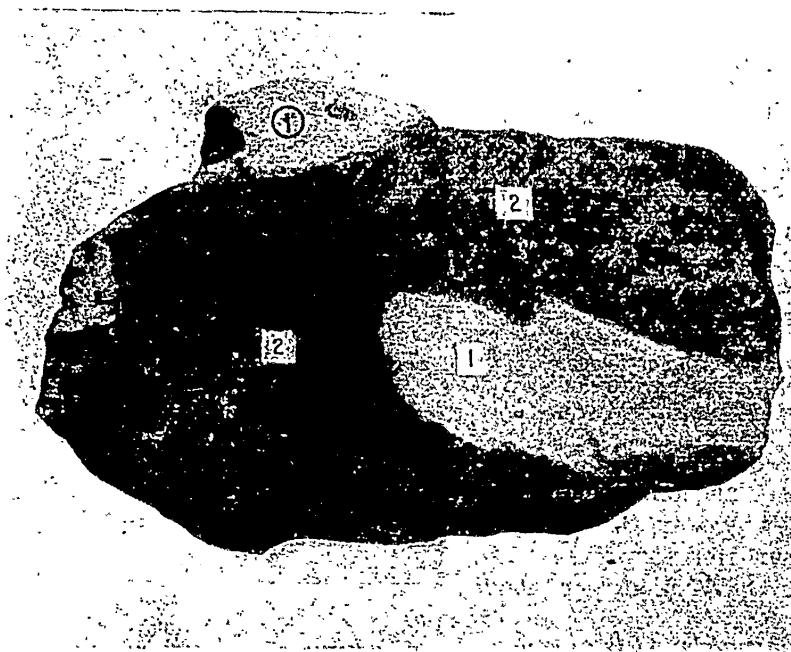


Рис. 4. Образец серого конгломератовидного песчаника с мелкой фосфоритовой галькой и катунами светлосерой глины из контакта тасбулакской и мынбулакской свит в обнажении обрывистого склона г. Шульган (см рис. 5). 1 Катуны глины 2 Фосфоритовые гальки.

## Мынбулакская свита

- |   |  |      |
|---|--|------|
| 7 | Глина темносерая, буроватая, алевролитстая, с прослоями сильно песчанистой глины, с налетами ярозита | 7,5  |
| 8 | Глина серая, листовая, по трещинам с налетами ярозита и ржавчины                                     | 8,25 |

## Саксаульская свита

- |    |   |      |
|----|---|------|
| 9  | Песчаник светлосерый, рыхляковый, по трещинам с налетами ржавчины<br>Ложится на размытую поверхность 8 слоя | 0,60 |
| 10 | Глина серая, желтоватая, с налетами ярозита, с частыми прослоями плитнякового песчаника                     | 5,10 |

В приведенном разрезе (рис. 5) слои от 1 до 5 принадлежат тасбулакской свите. При этом, начиная со слоя 2, отмечаются мелкие перерывы, которые кверху возрастают и оканчиваются слоем 6. Этот слой представляет собою конгломерат, в котором В. И. Ярким (по устному сообщению 1953 г.) были собраны окатанные обломки белемнителл.

Последний разрез весьма определенно показывает наличие перерыва в отложении мынбулакской свиты на тасбулакскую.

Многочисленные анализы образцов на микрофауну обнаружили весьма бедное содержание фораминифер. Н. Е. Мельниковой (ИГН АН КазССР) в образцах мынбулакской свиты были выделены виды (см. табл. 2).

Из 18 видов, перечисленных в списке, шесть, отмеченные звездочкой «\*», встречены только начиная с мынбулакской свиты, и выше саксаульской свиты пока не обнаружены. Все остальные формы встречаются, начиная от байхожинской свиты. Первые 8 видов не поднимаются выше мынбулакской свиты. Наличие этих форм может характеризовать средне- и, в большей степени, верхнеэоценовый возраст. Но там эти формы имеют максимальное развитие, тогда как в мынбулакской свите они исчезают и на место их появляются новые виды, которые в нижних свитах не встречаются. Эту особенность комплекса микрофауны, повидимому, можно считать вполне достаточным аргументом, чтобы рассматривать мынбулакскую свиту как низ переходной толщи от эоцена к олигоцену.

Из фауны, собранной нами в толще пород мынбулакской свиты описываемой площади, по определению О. С. Вялова, содержатся: *Crassatella pl. sp.*, *Liostrea queteleti* Nyst., *Ostrea ex gr. plicata* Sol., *Turritella sp.*, *Meretrix sp.*, *Natica sp.*, *Corbula cf. fiens* Brand., *Nucula cf. fiens* Brand., *Nucula kasakstanica* Ruch. и обломки гастропод

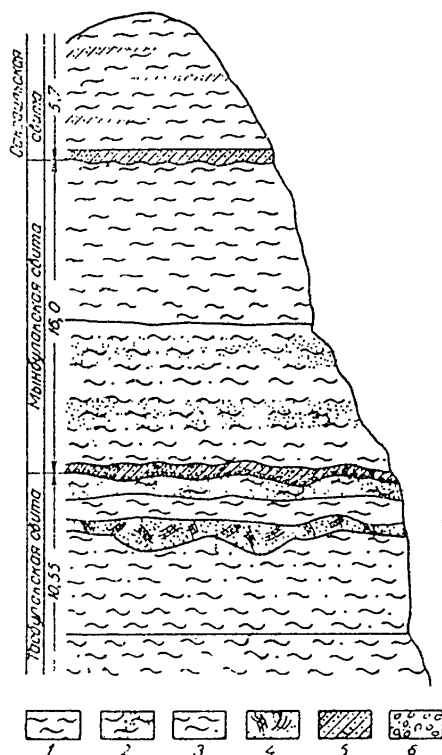


Рис. 5. обнажение в обрывистом склоне г. Шульган обращенном к оз. Камышлыбаш.

1. Глины
2. Глинистые пески.
3. Алевролиты.
4. Косослоистые пески.
5. Песчаники.
6. Гравий и рыхлый конгломерат

Таблица 2

## Состав форамнифер мынбулакской свиты

№ п/п	Наименование фауны	Количество	Интервал распространения вида в разрезе Восточного Приаралья
1	<i>Marginulina</i> sp.	.	Байхожнская — мынбулакская
2	<i>Nodosaria</i> sp.	.	Байхожнская — саксаульская
3	<i>Spiroplektomina</i> sp.	.	Байхожнская — мынбулакская
4	<i>Nonionella</i> sp.*	x	Мынбулакская — саксаульская
5	<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwäg.	.	Байхожнская — мынбулакская
6	<i>Valvulineriaformis</i> N. Byk.*	⊕	Мынбулакская
7	<i>Valvulineria</i> sp.*	x	"
8	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	x	Байхожнская — мынбулакская
9	<i>G. ex gr bulloides</i> d'Orb.	.	Тасбулакская — мынбулакская
10	<i>Globigerinella voluta</i> White.	.	Байхожнская — мынбулакская
11	<i>Anomalina acuta</i> Plum	⊕	"
12	<i>Cibicides midwayensis</i> d'orb.*	0	Мынбулакская
13	<i>C. pericidus</i> d'Orb.	x	Байхожнская — мынбулакская
14	<i>Radiolaria</i> sp.	.	Байхожнская — саксаульская
15	<i>Orbulina</i> sp.	⊕	"
16	<i>Orbulina</i> sp. I.	⊕	Тасбулакская — саксаульская
17	Иглы морских ежей*	.	Мынбулакская — саксаульская
18	Синкулы губок*.	x	"

Вся перечисленная фауна, по заключению О. С. Вялова, определяет верхнеэоцен-нижнеолигоценый возраст вмещающих пород.

В. И. Яркин из пород этой свиты приводит список фауны следующего состава: *Nucula kasakstanica* Ruch., *Nucula cisaralica* Jarkin, *Crassatella lamellosa* Desh., *Meretrix incrassata* Sow., *Tellina* cf. *donacialis* Desh., *Tellina rhomboidalis* Lamk\*, *Tellina korobkovi* Jarkin, *Chlamys turgaicus* Vial.\*, *Gycimeris kirgisensis* Rom., *Panope* (*Panope*) *meszarosi* Jarkin, *Cultellus orientalis* Alex., *Lucina* aff. *netschaewi* Arkh., *Corbula* cf. *fiens* Brand.\*, *Corbula gerardi* Vinc.\*, *Pseudoamussium cerneum* Sow., *Ostrea plicata* Sol.\*, *Pholadomya pushi* Gold., *Pinna margaritacea* Lamk., *Voluiles suturoli* Nygt.\*, *Mesalia variabilis* DeFr., *Natica achatensis* Koninck., *Tornatella simulata* Sol.\*

Из приведенного списка фауны 7 экземпляров, отмеченные звездочкой «\*», встречаются в породах саксаульской свиты Северного Приаралья. Основываясь на этих данных, В. И. Яркин определяет верхнеэоценовый возраст пород описываемой свиты. В числе других форм присутствуют эоцен-нижнеолигоценые, или такие, которые не являются руководящими, или совершенно новые виды. Поскольку в этой свите содержится *Ostrea plicata* Sol., которая является руководящей для нижнего олигоцена Ферганы (ханабадский ярус), а в основании свиты встречается верхнеэоценовая *Liostrea queteleli* Nyst., то, учитывая комплекс форамнифер, возраст мынбулакской свиты может определяться как верхний эоцен — нижний олигоцен.

Отложения мынбулакской свиты имеют наиболее широкое распространение как на правобережье, так и на левобережье Сыр-Дарьи. На правобережье мынбулакская свита развита к западу от меридиана ст. Май-либаш. На большей части левобережья эти породы закрыты четвертичными отложениями и обнажаются только по склонам долин древних пойм и останцев столового плато. Широко распространены в Мынбулакской котловине.

\* Условные обозначения см. в таблице 1

## Саксаульская свита (верхний эоцен — нижний олигоцен)

Под таким названием в Северном Приаралье А. К. Алексеевым [11, стр. 305] была выделена пачка кварцевых песков с подчиненными прослоями (кварцитов) сливных песчаников.

Позднее к саксаульской свите А. Л. Яншин [11] отнес пачку песков и песчаных глин. «В основании этой свиты, а иногда и в более высоких горизонтах, бывают развиты белые сливные кварцитовидные песчаники».

В пределах Восточного Приаралья автор до 1953 г. включал эту пачку в состав мынбулакской свиты, так как распространение пород этой свиты было известно лишь на очень узкой площади к северо-западу от ст. Казалинск. В последние годы аналогичные породы были обнаружены и в пределах северных Кызыл-Кумов, в средней части сухих русел Куван-Дарья и Джана-Дарья, что дало повод к выделению пачки кварцевых песков и алевроитов, с прослоями сливных песчаников, в самостоятельную свиту.

Большое количество общих видов фауны саксаульской свиты с фауной мынбулакской позволяет рассматривать возраст этих двух свит как верхнеэоцен — нижнеолигоценный. Наиболее характерной фауной саксаульской свиты (в пределах Северного и Восточного Приаралья) является *Pectunculus aralensis* Rom.

В характеристике этой свиты, данной А. Л. Яншиным, ее следует выделять, начиная слоем белых кварцевых песков и сливных кварцитовидных песчаников [11]. В то же время приводимый им разрез саксаульской свиты по склону горы Яман-Ак-Ирек начинается совсем не с белых кварцевых песков, а с тонкозернистых глинистых песков серого или пепельно-серого цвета. Эти пески лежат значительно ниже белых кварцевых песков и по простиранию замещаются глинами. Подобное выделение саксаульской свиты не дает ясного представления о ее границах.

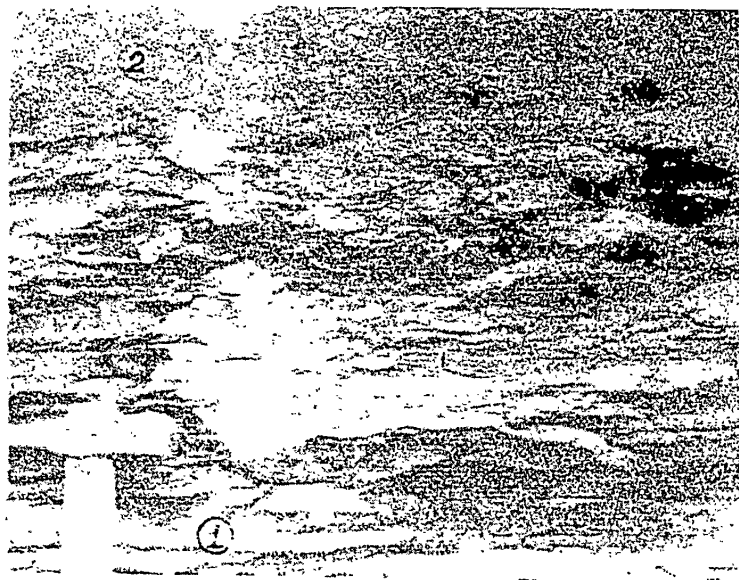


Рис 6 Трансгрессивный контакт рухлякового песчаника саксаульской свиты на глины мынбулакской свиты. Южный берег оз. Камышлыбаш

1 Зеленовато-серые глины мынбулакской свиты 2 Рухляковый песчаник основания саксаульской свиты.

Собранный материал за период с 1948 по 1954 гг. в Восточном Приаралье позволяет совершенно четко выделять как нижнюю, так и верхнюю границы этой свиты. Подошва саксаульской свиты нами проводится по слою рухлякового песчаника.

Этот песчаник легко выделяется среди других светлосерым цветом (местами с ржавыми пятнами), плохой отсортированностью, наличием крупных зерен глауконита и землистокомковатым сложением, что и позволяет называть его рухляковым песчаником. Иногда в основании свиты содержатся 2 или 3 прослоя такого песчаника, которые отделены один от другого пластинами серой глины, имеющими небольшую мощность. При этом приходится всюду отмечать залегание рухлякового песчаника саксаульской свиты на размытую поверхность мынбулакской (рис. 6). По сообщению В. В. Лаврова (1950), саксаульская свита перекрывается чеганской свитой с угловым несогласием и размывом. Угловое несогласие в  $10 - 12^\circ$  и трансгрессивное налегание В. В. Лавров наблюдал на северном берегу залива Тщибас.

По склону одного из нескольких эрозионных выступов, на побережье залива, вскрыты «нески зеленовато-серые, среднезернистые, саксаульской свиты. В верхней части — по границе с чеганом — галечник из окатанной гальки кремнистых песчаников (есть линзы таких песчаников в самой свите). Падение слоев саксаульской свиты на восток-северо-восток под углом  $10 - 12^\circ$ . Чеган залегает, практически, горизонтально» (В. В. Лавров, 1951, рис. 7).

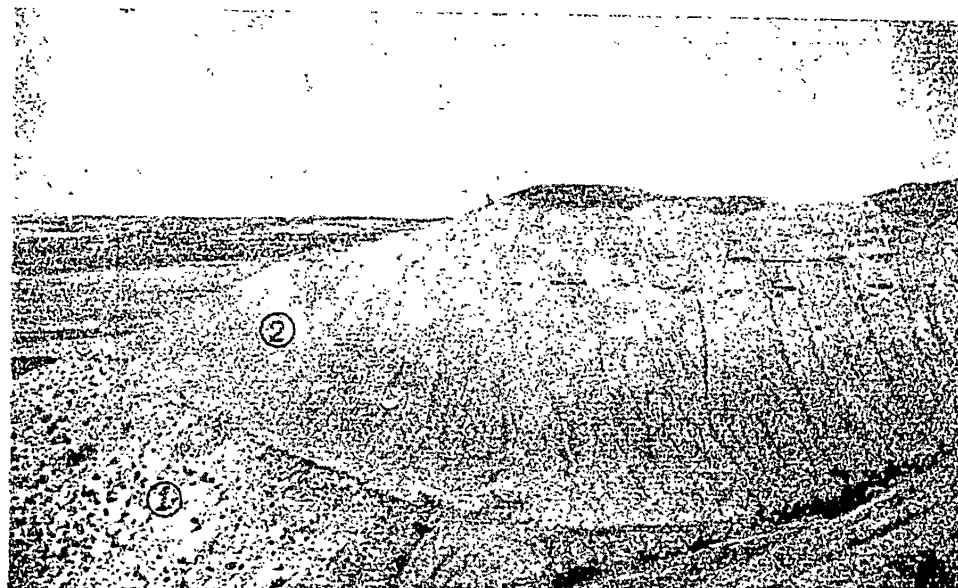


Рис. 7 Несогласное налегание чеганской свиты на саксаульскую на северном берегу зал. Тщибас

1. Породы саксаульской свиты 2. Несогласно перекрывающие породы чеганской свиты

В обнажении, расположенном в 12 км к северо-западу от ст. Казалинск, по восточному склону столового останца, на размытую поверхность серых глин мынбулакской свиты залегают (снизу вверх, в м):

- |   |      |
|---|------|
| 1. Песчаник серый, разнозернистый, рухляковый . . . . .                 | 0,29 |
| 2. Глина серая, алевролитстая, оскольчатая с налетами ярозита . . . . . | 0,36 |

3	Песчаник серый, разнозернистый, рыхляковый . . . . .	0,10
1	Глина серая, алевролитстая, оскольчатая, с палетами ярозита. В средней части содержит три прослойки мощностью до 5 см песчаника серого, крепкого, тонкозернистого, звонкого . . . . .	6,10
5	Переслаивание глины (аналогичных слою 4) с белыми песками, кварцевыми, мелкозернистыми, содержащими глауконит . . . . .	3,20
6	Слой караваяв и чечевич светлосерого, сливниого кварцитоподобного песчаника, залегающий среди белых кварцевых песков, засоренных зеленовато-серой глиной . . . . .	0,20

Суммарная мощность саксаульской свиты в этом обнажении — 10,10 м.

Несколько иной разрез свиты наблюдается в обнажении, расположенном в 2 км к северо-востоку от г. Шакузь, где на размытой поверхности темносерых слабо алевролитистых глины мымбулакской свиты палетают (снизу вверх, в м):

1	Песчаник серый, разнозернистый, рыхляковый . . . . .	0,30
2	Глина темносерая, слабо алевролитстая, с большим количеством палетов ярозита и ржавчины. В глинах содержатся частые и тонкие линзовидные прослойки плитнякового песчаника . . . . .	8,00
3	Песок белый (сероватый), кварцевый, мелкозернистый, местами ржаво-желтый . . . . .	6,20
4	Слой серого, кварцитовидного, сливниого песчаника, залегающего в виде отдельных караваяв и чечевич . . . . .	0,50

Суммарная мощность саксаульской свиты в этом обнажении — 15,00 м.

В караваях сливниых песчаников (кварцитах) встречена фауна *Reclinoceras agalensis* Rom. и *Meretrix incrassata* Sow. В глинах саксаульской свиты встречена фауна *Cubitostrea proxa* Wood, которая считается нижнеолигоценным видом.

Из образцов этой свиты Н. Е. Мельникова (ИГН АН КазССР) были определены десять видов микрофауны (табл. 3).

Таблица 3

## Состав форамнифер саксаульской свиты

№ п/п	Название форамнифер	Количество	Распространены
1	<i>Spiroplectomina variata</i> Vasil.	•	Саксаульская свита
2	<i>Orbulina</i> sp	⊙	От байхожинской
3	<i>Orbulina</i> sp 1	x	От тасбулакской
4	<i>Globigerina</i> sp.	•	От байхожинской
5	<i>Anomalina acuta</i> Plum	•	
6	<i>Valvulineria</i> sp	•	От мымбулакской
7	<i>Radiolaria</i> sp	⊙	От байхожинской
8	Спикулы губок	x	От мымбулакской
9	Иглы морских ежей	0	
10	Кораллы	⊠	Саксаульская свита

В глинах саксаульской свиты В. И. Яркий определил следующие формы: *Tellina rhomboidalis* Lamk., *Chiamis turgaicus* Vial., *Corbula* cf. *fiens* Brand., *Corbula gerardi* Vinc., *Ostrea plicata* Sol., *Volutilites suturalis* Nygt., *Tornatella simulata* Sol.

† Условные обозначения см в таблице 1.



Вышеперечисленная фауна, по мнению В. И. Яркина, является характерной для саксаульской свиты. «А так как эта свита по возрасту отнесена к ледскому ярусу международной стратиграфической шкалы, то она вполне определяет верхнеэоценовый возраст» (В. И. Яркин, 1954).

В 1908 г. Л. С. Берг [1] в разрезе Приаралья, выделяя ярус кварцитоподобных песчаников, поместил его выше нуммулитовых слоев и ниже нижнеолигоценовых глин. Таким образом, возраст их определялся как верхний эоцен — нижний олигоцен.

В последние годы А. Л. Яшин [11] отнес отложения саксаульской свиты к верхнему эоцену. Для доказательства верхнеэоценового возраста А. Л. Яшин приводит разрез на мысе Актумсук, где на глины, покрывающие слой нуммулитовых известняков, ложится пачка пестрых, розовых и белых мелкоподобных, а в нижней части буровато-черных мергелей. Эти мергели в значительной части сложены раковинками фораминифер, среди которых присутствует руководящие формы верхней половины верхнего эоцена. Эти мергели перекрываются отложениями чеганской свиты, а так как указанная свита в Северном Приаралье кроет саксаульскую свиту, то А. Л. Яшин считает, что последняя по простиранию переходит в карбонатную фацию, а значит и возраст ее должен быть верхнеэоценовый.

Разрез, аналогичный актумсукскому, описан нами в 1950 г. по юго-западному склону Мангышлакского Каратау, в ур. Кзылжар. Толща кзылжарских розовых мергелей и мергелей мыса Актумсук в описываемом районе соответствует как по литологическому составу, так и по видовому комплексу фораминифер верхней половине байхожнской свиты и нижней половине тасбулакской. Поэтому верхнеэоценовый возраст актумсукских мергелей не может оспариваться.

Если, как утверждает А. Л. Яшин [11], саксаульская свита соответствует пестрым мергелям мыса Актумсук, то в Казалинском районе она должна соответствовать упомянутым частям байхожнской и тасбулакской свит.

Разрез по колонковой скважине, заложенной в основании останца столового плато, расположенного в 12 км западнее ст. Казалинск, доказывает, что саксаульская свита залегает значительно выше тасбулакской свиты, отделена от нее мынбулакской свитой, а потому ее никак нельзя сопоставлять с тасбулакской, и тем более, с верхней частью байхожнской свиты, которая скважиной еще не вскрыта. Значит определять ее верхнеэоценовый возраст нет оснований.

Общность фауны в этой и в мынбулакской свитах (что отмечалось выше) дает возможность определить верхний эоцен—нижний олигоценовый ее возраст, что позволяет нам соглашаться с мнением Л. С. Берга, который помещал ее в интервале от верхнего эоцена до нижнего олигоцена.

Вышеприведенный комплекс микрофауны содержит некоторые формы, характерные для верхнего эоцена наряду с олигоценовыми и новыми видами. Приведенные выше виды *Cubitostrea proa* Wood и *Ostrea plicata* Sol. считаются нижнеолигоценовыми. Общность фауны мынбулакской и саксаульской свит, а также другие особенности, позволяют объединять их в один переходный (от эоцена к олигоцену) комплекс.

#### О стратиграфическом расчленении морского палеогена Восточного Приаралья

А. Л. Яшин [11] в одной из последних работ проводит ревизию взглядов на стратиграфию отдельных районов Парижского бассейна и, вслед за некоторыми западными авторами, приходит к выводу, что па-

палеоценовый подотдел выделять не следует. На этом основании разрез третичных отложений Северного Приаралья он начинает тасаранской свитой, которую датирует средним эоценом.

Трехчленное деление палеогена (на палеоцен, эоцен и олигоцен) было принято на II Международном геологическом конгрессе (Болонья, 1881). В этом подразделении палеоценовый подотдел следует рассматривать как переходный комплекс пород, где появляются более молодые, третичные организмы и некоторое время еще существуют унаследованные меловые. Именно поэтому одни исследователи Западной Европы, обнаружившие в одном месте в отложениях монтекого яруса преобладание меловой фауны, склонны относить их к датскому ярусу; другие исследователи, обнаружившие в другом месте преобладание в них третичной фауны, сохраняют их стратиграфическое положение. Что же касается более верхнего яруса — тенетского, то его стратиграфическое положение уже не вызывает споров. Третий ярус палеоцена — спарнакский — одни склонны относить к палеоцену, другие — к эоцену. Если же ликвидировать палеоценовый подотдел, что предлагает А. Л. Янин [11], то путаницы будет еще больше. Вновь появится необходимость выделить переходный, палеоценовый подотдел. Поэтому, нам кажется, нет надобности возвращаться к Янелевскому периоду.

Переходя непосредственно к описанному объекту, следует заметить, что и здесь в отложениях палеоцена имеется унаследованная меловая фауна, которая именуется *Gryphaea ex gr. eversa* Mellev., а в отложениях мела эта же форма называется *Gryphaea lateralis* Nils. Уже только поэтому глауконитовые пески акжарской свиты не могут быть отнесены к прибрежной фации тасаранской свиты, как это полагает А. Л. Янин. Если отложения глауконитовых песков с фосфоритами имеют региональное распространение и характеризуются фауной, которая не поднимается выше и не известна из нижележащих пород, то нельзя искусственно объединять эти отложения в одну свиту с вышележащими породами и приписывать им более молодой возраст.

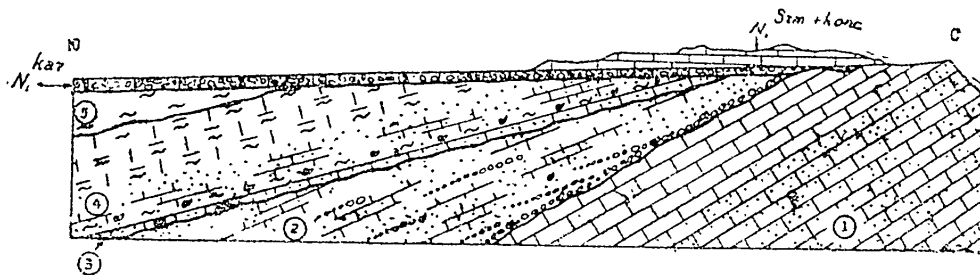


Рис. 8 Зарисовка западного борта оврага Сулдукапы (Мангышлак).  
1 Известняки датского яруса, залегающие под углом падения 24°. 2 Глауконитовые пески палеоцена, залегающие под углом падения 13°. 3 Муммулитовые известняки нижнего и среднего эоцена, падающие под углом 7°. 4 Известковистые песчаники и мергели среднего и верхнего эоцена, падающие под углом 6°. 5 Глины нижнего олигоцена, падающие под углом 6°. Последние несогласно перекрываются отложениями карагана, конка и сармата, падающими под углом 3°, которые были А. Л. Яниным [10, стр. 9] приняты за муммулитовые известняки.

Началом такой обширной ревизии палеоцена явилась работа А. Л. Янина «Палеоген Мангышлака» [10]. Как один из главных аргументов автор разбирает разрез в ур. Сулдукапы, где сам он не был, а пользовался списанием и фотографией Л. И. Андрусова. На фотографии А. Л. Янин ошибочно принял сарматские известняки за муммулитовые, а весь ком-

плече отложений палеогена (весь нижнетретичный отдел) принял за глауконитовые пески, которые содержат фауну *Terebratula cf. bisinuata* Desh.

Будучи на Мангышлаке, еще до выхода статьи А. Л. Яншина, мною была сделана зарисовка этого же обнажения с природы (рис. 8). Прилагаемый рисунок не требует дополнительных пояснений. На нем ясно показана ошибка А. Л. Яншина. Что же касается взаимоотношения нуммулитовых известняков с подстилающими глауконитовыми песками палеоцена, то это видно как в зарисовке на рис. 8, так и в обнажении ур. Кзылжар (рис. 9). Известняк ложится трансгрессивно, выполняя карманы размыва в глауконитовых песках. Нуммулитовый известняк в осно-

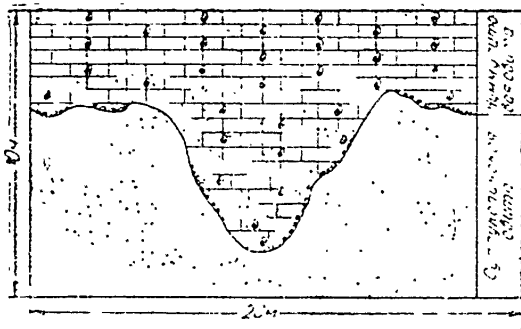


Рис. 9 Зарисовка контакта нуммулитовых известняков с подстилающими глауконитовыми песками палеоцена в ур. Кзылжар (Мангышлак)

вании более обогащен песком и слабо сцементирован, что иногда создает иллюзию постепенного перехода глауконитовых песков в нуммулитовые известняки. В таких местах мы можем встретить еще более странные неожиданности. Не заметив трансгрессивного налегания, можно отметить «совместное залегание» палеоценовых устриц с нуммулитами. Первые будут находиться либо на поверхности размыва глауконитовых песков, на которую впоследствии отложились карбонатные осадки вместе с раковинами нуммулитов, либо близко к основанию известняков в переотложенном виде.

Подобное же взаимоотношение наблюдается мною и на Туаркыре (по восточному берегу Кара-богаза). Такой же разрез низов палеогена наблюдается и в Восточном Приаралье (акжарская свита). Кроме того, собранная нами из глауконитовых песков низа палеогена в ур. Сулдуканы, на Туаркыре и в Восточном Приаралье (в 2-х пунктах, удаленных на расстояние около 350 км) фауна, определенная О. С. Вяловым, содержит во всех этих участках следующие виды:

Мангышлак — *Gryphaea sinzowi* Netsch. var. *bajarunasi* Vial. и др., упомянутые в статье [10];

Туаркыр — *Gryphaeostrea eversa* Mellev, *Gryphaeostrea* ex gr. *masagetica* Vial. et Born;

Восточное Приаралье I — *Gryphaea* ex gr. *nomada* Vial., *Gryphaea* ex gr. *sinzowi* Netsch.;

Восточное Приаралье II — *Gryphaca reussi* Netsch., Gr. aff. *sullucensis* Vial., *Gryphaeostrea* ex gr. *eversa* Mellev.

Вышеприведенные данные прямо противоположны основным аргументам А. Л. Яншина, который отрицает присутствие палеоцена на Мангышлаке и в других местах. Это дает нам основание не соглашаться с ним и относить глауконитовые пески всех поименованных разрезов к палеоцену.

А. Л. Яншин весь комплекс морского палеогена подразделяет на три

свиты (снизу вверх): тасаранскую, саксаульскую и чеганскую. К первой свите он относит всю толщу глины зеленовато-серых и серых, лежащих выше байхожинской свиты. Мергели байхожинской свиты он считает локальной, карбонатной фацией саксаульской свиты, а глауконитовые пески акжарской свиты — прибрежной фацией тасаранской свиты. Бурение скважины показало, что *глауконитовые пески с конкрециями и галькой фосфоритов, так же как и мергели байхожинской свиты (с незначительными литологическими изменениями), прослеживаются далеко за пределы описываемого района, как самостоятельные стратиграфические горизонты.* Сложившиеся выше закономерности увеличения мощности акжарской, байхожинской и тасбулакской свит с удалением от области поднятия, в пределы Арало-Казалинской впадины и Арало-Кызылкумской депрессии, наглядно доказывают несостоятельность утверждения А. Л. Яншина о том, что эти отложения являются фациальными аналогами тасаранских глин.

Далее, поименованный автор утверждает о постепенном переходе пород одной свиты в другую, тогда как на границе каждой из выделенных свит всюду отмечаются следы перерыва, что убедительно говорит о трансгрессивном залегании свит на подстилающих их породах. Между всеми свитами существовал более или менее длительный перерыв, который нашел свое отражение в образовании карманов размыва.

Приведенные списки фауны устанавливают палеоценовый возраст акжарской свиты, среднеэоценовый и частично верхнеэоценовый возраст байхожинской свиты, верхнеэоценовый возраст тасбулакской свиты и верхнеэоцен-нижнеолигоценый возраст мынбулакской свиты. Эти свиты являются совершенно самостоятельными стратиграфическими горизонтами. Все они вместе взятые отвечают тасаранской свите А. Л. Яншина.

Не установленным пока является нижний эоцен. Но утверждать его отсутствие в Восточном Приаралье нет никаких оснований. Н. Ф. Кузнецовой [3] обработаны фораминиферы из нуммулитовых известняков Мангышлака, которые устанавливают, что самая нижняя часть их принадлежит нижнему эоцену.

Не исключена возможность, что в Восточном Приаралье известняк, лежащий в основании байхожинской свиты, также может принадлежать нижнему эоцену.

Таким образом, тасаранская свита, выделенная для Северного Приаралья А. Л. Яншиным [11], охватывает интервал от палеоцена до верхнего эоцена и никак не может быть отнесена только к среднему эоцену.

Выше тасаранской свиты А. Л. Яншин выделяет саксаульскую свиту. Вблизи от Мугоджар он отмечает налегание кварцитов этой свиты на неровную поверхность размыва трепеловидных белых глины прибрежной фации тасаранской свиты. Вдали от Мугоджар несогласное налегание А. Л. Яншин наблюдал редко. Нижнюю границу пород саксаульской свиты автор проводит там, где наблюдается обогащение пород песчано-алевритистым материалом.

Основной характерной особенностью саксаульской свиты, которая позволяет автору [11] выделять ее из общей монотонной толщи осадков, является повышенное содержание в ней песков и алевритов. Такой метод выделения оказался весьма неточным, чтобы можно было судить об изменении ее мощности и литологического состава. Поэтому нами сак-

саульская свита ограничена снизу слоем рухлякового песчаника. Этот песчаник всюду ложится на размытую поверхность подстилающих пород (см. рис. 6) и прослеживается (так же как и породы саксаульской свиты) на обширном пространстве Восточного Приаралья, поэтому он принят нами за маркирующий слой основания саксаульской свиты. По возрасту (на основании ее стратиграфического положения) состава палеофауны и изменения состава микрофауны она относится к верхнему эоцену — нижнему олигоцену. Но, по видимому, не будет ошибкой приписывать ей нижнеолигоценый возраст. А. Л. Яншина указанную свиту датирует верхним эоценом. Как показано выше, эта свита по возрасту соответствует верхнеэоцен-нижнеолигоценовому комплексу.

В заключение изложенного в таблице 4 приводим сопоставление стратиграфических схем Северного и Восточного Приаралья. Из таблицы видно, что схема А. Л. Яншина (в нижней ее части) может рассматриваться как второй этап изучения области Северного Приаралья, после А. Н. Замятина [2], который выделил джандишскую свиту. Если последняя охватывает весь палеоолигоценый отдел, то тасаранская свита Яншина охватывает два нижних подотдела (палеоолигоцен и почти весь эоцен). Пользоваться этой схемой для проведения детальных геологических исследований и тектонических построений очень затруднительно. Предлагаемое расчленение (табл. 4) и в этом отношении имеет много преимуществ.

Таблица 4

Сопоставление стратиграфических схем Восточного и Северного Приаралья

Восточное Приаралье (по М. Е. Воскобойникову)		Северное Приаралье (по А. Л. Яншину)	
Возраст	Свита	Возраст	Свита
Нижний олигоцен	Чеганская	Нижний олигоцен	Чеганская
Нижний олигоцен—верхний эоцен	Саксаульская	Верхний эоцен	Саксаульская
	Мынбулакская		
Верхний эоцен	Тасбулакская	Средний эоцен	Тасаранская
Средний эоцен	Байхожинская		
Палеоолигоцен	Акжарская		
Верхний мел		Верхний мел	

В основу стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Восточного Приаралья положен принцип выделения отдельных естественных этапов геологического развития области. Возраст выделенных свит определялся по собранной фауне. При этом автор придерживался трех-

членного деления палеогена, принятого на II Международном геологическом конгрессе в Боломье в 1881 г.

Выше подробно приведена литология каждой свиты, характер слагающих пород и взаимоотношения их с выше- и нижележащими отложениями. Там же указаны комплексы фауны и микрофауны, характерные для каждой свиты.

Все перечисленные признаки определяют конкретность предлагаемой схемы. Выделенные свиты одна от другой легко отличаются (рис. 10). Эти отличия можно наблюдать как в обнажениях, что очень важно при геологическом картировании, так и в образцах керна. При невозможности извлекать последний в процессе бурения границы свит можно проводить по отборам образцов шлама или даже по смене окраски глинистого раствора.

Такое подразделение прослежено автором настоящей статьи на громадной площади от берегов Аральского моря на западе до меридиана г. Кызыл-Орды на востоке, что позволяет распространить радиус действия изложенной стратиграфической схемы на всю область Восточного Приаралья.

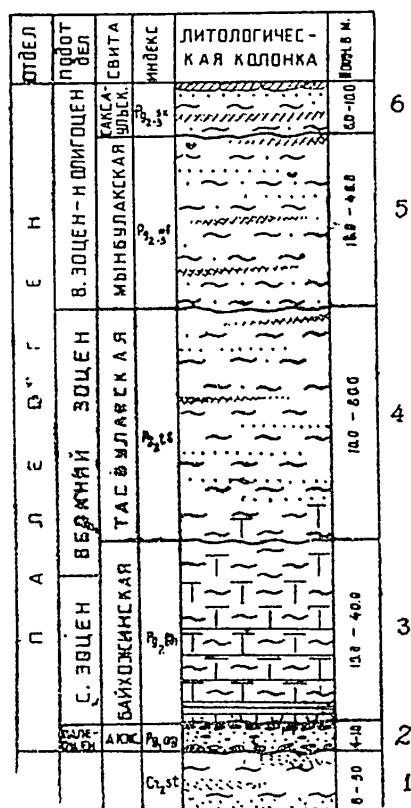


Рис. 10. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых отложений низовьев р. Сыр-Дарьи.

1 Сероцветные песчано-глинистые породы саунтона 2. Зеленовато-серые глауконитовые пески с желваками фосфорита акжарской свиты. 3. Мергели, известняк, горючие сланцы и мергелистые глины байхожинской свиты. 4. Синевато-зеленые глины с прослоями песчаников и штрихами алевролита тасбулакской свиты. 5. Зеленовато-серые глины и глинистые алевролиты с прослоями алевролита и штрихами песка мынбулакской свиты. 6. Песчаники, пески, алевролиты, алевролиты и глины саульской свиты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. «Известия Туркестанского отделения ИРГО». Научные результаты Аральской экспедиции, 1908, т. V, вып. 9.
2. Замятин А. Н. Геологический очерк северо-восточной части Темирского уезда Уральской области «Известия геолкома», 1915, т. XXXIV, № 289.
3. Кузнецова Н. Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака. «Доклады Академии наук СССР», 1952, т. XXXII, № 1.
4. Леонов Г. П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. Сб. посвящ памяти проф. А. Н. Маза-ровича. Изд-во Московского общества испытателей природы, 1953.

5. Леонов Г. П. К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований. «Вестник Московского государственного университета», 1953, № 6.
6. Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отделение геологическое, новая серия, 1939, т. 41.
7. Петрушевский Б. А. Геологическая карта нижнего течения р. Сыр-Дарыя по работам 1931—32 гг. Труды НИУ, т. 11, ч. 11, вып. 125, 1934.
8. Петрушевский Б. А. Геологическая карта СССР. М. 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу L—41 (Кзыл-Орда), Госгеолиздат, 1946.
9. Рухин Л. Б. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена. «Ученые записки Ленинградского университета», серия геолого-почвенно-географическая, 1935, т. 1, вып. 1, «Земная кора».
10. Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака. «Бюллетень Московского общества испытателей природы», отделение геологии, 1950, т. XXV (4).
11. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд-во Московского общества испытателей природы, 1953.

## РЕЗЮМЕ

Мақалада Арал теңізінің шығысында палеоген тау жыныстарының стратиграфиялық схемасы келтірілген. Бұл схеманың негізі — фациально-литологиялық принципі. Мақала қортындысында осы уақытқа дейін қолданылып келген стратиграфиялық схема сыналған.

1950

под  
тем  
име  
ром  
рос  
сма  
увене  
де  
ли  
вн  
ныдо  
па  
ло  
ти  
ще  
ноли  
ко  
слу  
по  
ро  
то  
ли  
ни  
прте  
ес  
ны  
ни  
тер  
ган

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1976

Серия геологическая

Вып. 25

С. М. ШАПИРО

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ ДОЛИН МАЛЫХ РЕК  
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Шестой пятилетний план предусматривает дальнейший мощный подъем всех отраслей народного хозяйства СССР. Особенно быстрые темпы развития народного хозяйства намечаются в Казахстане, где имеются неисчерпаемые природные богатства и который располагает огромными земельными и пастбищными угодьями. Здесь наряду с мощным ростом промышленности и, главным образом, тяжелой индустрии предусматривается широкое развитие сельского хозяйства (и, в первую очередь, увеличение производства зерна и развитие животноводства).

Однако наличие огромных запасов сырья иногда является еще далеко не достаточным для успешного выполнения намеченного плана, т. к. в ряде случаев успешное развитие того или иного района, той или иной отрасли хозяйства тормозится из-за отсутствия некоторых необходимых условий (во многих районах Казахстана, например, из-за отсутствия надежных источников водоснабжения).

Как известно, значительная часть территории Казахстана отличается довольно засушливым климатом и очень слабо обводнена. К таким районам относятся и Центральный Казахстан, большая часть которого расположена в зоне полупустынь и сухих степей. На всей этой территории почти нет крупных рек, которые бы имели водоток в течение всего года. Существующие здесь реки являются преимущественно сезонными, с поверхностным потоком только в период весеннего таяния снега.

Естественно, что такие реки, без каких-либо мероприятий по зарегулированию их стока, не могут служить надежным и постоянным источником водоснабжения для более или менее крупного хозяйства. Но в ряде случаев зарегулирование стока малых рек представляет большие трудности либо вследствие неблагоприятных морфологических условий (широкие, пологие долины), либо вследствие очень небольшого стока, либо того и другого вместе. Создаваемые в этих условиях водохранилища имели бы большую площадь водного зеркала, что, при небольшой глубине и интенсивном испарении, неизбежно приведет их к быстрому усыханию и превращению в болото.

Следует отметить, что, несмотря на кажущуюся безводность значительной части территории, в пределах Центрального Казахстана нередко вскрываются высокопроизводительные подземные воды. Одним из основных коллекторов таких вод являются отложения долин малых рек, описание которых и посвящена настоящая статья. В статье приводятся характеристика только грунтовых вод долин малых рек восточной части Карагандинской области, где они ряд лет изучались автором.



В пределах указанной территории располагаются, по существу, речные системы двух бассейнов рек, разделенных между собой Главным Центрально-Казахстанским водоразделом, который проходит почти в широтном направлении. Реки южного склона водораздела образуют бассейн озера Балхаш, а реки северного склона — бассейн озера Кара-Сор.

Бассейн озера Балхаш представлен множеством слепых рек, теряющих свои воды еще задолго до впадения в него. Наиболее крупными среди них являются реки Токрау, Джамши (которая, кстати сказать, не имеет ясно выраженного русла) и Мониты.

Реки Карасорского бассейна более полноводны и нередко имеют поверхностный водоток почти до конца лета, хотя к этому времени расход воды в них сильно сокращается и не превышает *десятков л/сек.* Из рек Карасорского бассейна заслуживают внимания Джарлы, Каркаралынка и Таалды.

Долины перечисленных рек обоих бассейнов в большинстве своем содержат значительные запасы грунтовых вод, которые в настоящее время не используются далеко не достаточно.

В свое время Ф. А. Макаренко [4] в статье, посвященной использованию грунтовых вод «коротких долин» Центрального Казахстана и Северного Прибалхашья (1951), отмечал, что нередко в отложениях долин содержатся пресные грунтовые воды. Он рекомендовал использовать эти воды в качестве одного из источников водоснабжения. Однако вследствие локального распространения и ограниченности запасов воды коротких долин могут иметь лишь местное значение.

Несравненно большее значение имеют грунтовые воды малых рек, долины которых протягиваются иногда на десятки километров, хотя в них (так же, как и в коротких долинах) не всегда имеются внешние признаки проявления воды, а нередко даже полностью отсутствуют и речные русла (долина Джамши). В отложениях таких долин, с водосборной площадью более 10 000 км<sup>2</sup>, содержатся легко доступные для эксплуатации грунтовые воды, запасы которых вполне достаточны, чтобы обеспечить доброкачественной водой крупные населенные пункты.

Ниже приводится характеристика отдельных долин каждого бассейна.

### Бассейн озера Балхаш

Долины рек, для которых оз. Балхаш является конечным бассейном стока, берут начало с южных склонов Кызыл-Райских возвышенностей на отметках, превышающих 1000 м.

Долины рек в пределах гористой части обычно крутосклонны. Рыхло-обломочные отложения в них имеют незначительные мощности, а места они и совсем отсутствуют. По выходе из гор долины сильно расширяются и приобретают облик долинных равнин, по которым блуждает русло, едва заметное в рельефе. Вода в русле бывает только в течение очень короткого весеннего половодья (10 — 15 дней) и то только в верховьях. К концу паводка поверхностный водоток исчезает и вода сохраняется лишь в редких глубоких плёсах, где имеется грунтовое питание.

В нижних (да и в средних) частях долины поверхностного стока почти не наблюдается, т. к. весенние воды разливаются по широкой долине и быстро исчезают, частью испаряясь, а большей частью инфильтруясь в отложения, выполняющие долины. Таким образом, для значительной части долины сток почти в течение всего года осуществляется лишь в виде грунтового потока в аллювиальных отложениях. Из сказанного ясно, что поверхностные воды малых рек не могут иметь большого практического значения и основная роль здесь принадлежит грунтовым водам.

Какую роль приобретают подземные воды долины, можно видеть на примере долины Джамши.

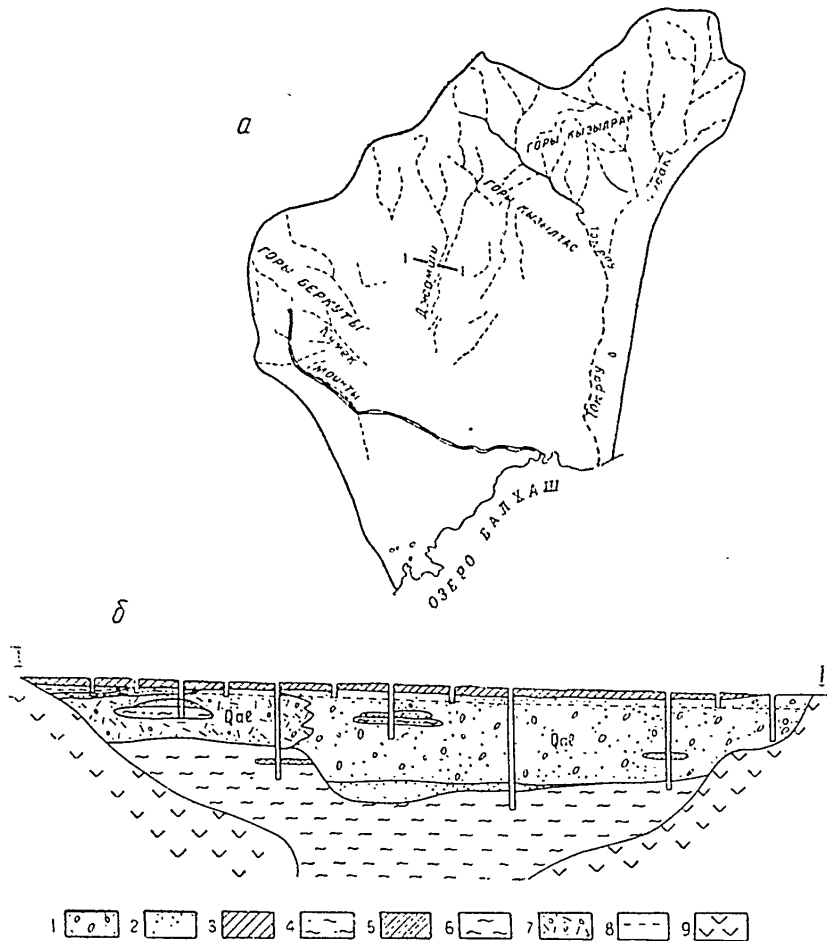


Рис. 1. а) Схема расположения гидрографической сети бассейна оз. Балхаш, б) Схематический разрез долины Джамши 1 — песчано-гравийные отложения, 2 — пески, 3 — суглинки, 4 — глины песчаные, 5 — суглинки с песком, 6 — глины пестроцветные, 7 — пески с включением глины и редкого гравия, 8 — уровень грунтовых вод, 9 — эффузивы.

Долина Джамши протяженностью более 100 км и шириною от 5 до 15 км вытянута почти в меридиональном направлении. По мере приближения к оз. Балхаш долина сильно выполаживается и незаметно сливается с Прибалхашской равниной. Водосборная площадь бассейна долины достигает 15—20 тыс. км<sup>2</sup>. На всем протяжении долина выполнена толщей рыхлообломочных отложений, мощность которой, в зависимости от приуроченности к той или иной части долины, колеблется от 5—6 до 20—25 м. В разрезе этих отложений преобладают песчаные и гравелистые породы.

Строение долины в общих чертах представляется в следующем виде:

С поверхности и до глубины 2—5 м залегает толща суглинков, часто макropористых и карбонатных, с редкими прослоями и отдельными включениями песка, гравия и гальки. Эта в основном суглинистая толща подстилается песчано-гравийными отложениями, которые достигают 12—

23 м мощности в центральной (наиболее глубокой) части долины. К бортам долины мощность их уменьшается и обычно не превышает 3—5 м. Кроме того, в сторону бортов (особенно западного) наблюдаются изменения механического состава отложений с постепенным уменьшением величины фракций от гравийных до мелкозернистых песчаных, а иногда и глинистых. Подошвой песчано-гравийных отложений служат краснобурые глины или же породы палеозойского комплекса.

Толща краснобурых глин выполняет древнюю долину и прослеживается до глубины 60—70 м. Под глинами (а иногда и в них) залегают песчаные отложения, являющиеся аллювием древней гидрографической сети.

Приведенный разрез характерен для средней части долины. По мере продвижения к низовьям материал, выполняющий долину, становится существенно глинистым, крупнообломочные отложения заменяются мелкозернистыми глинистыми песками, порою переходящими в суглинки и суггеси, а перекрывающие их суглинки — в глины. Кроме того, эти отложения часто обогащаются солями гипса, что обычно наблюдается уже в самих низовьях, вблизи оз. Балхаш.

Наличие в разрезе долины (особенно в ее средней части) довольно мощной толщи рыхлообломочных отложений, обладающих высокими фильтрационными свойствами, создает условия для формирования в них доброкачественных грунтовых вод. Эти воды вскрыты целым рядом скважин и колодцев в различных частях долины. Опытными работами установлено, что грунтовые воды образуют общий грунтовый поток, который движется в юго-восточном направлении с уклоном 0,002—0,003. Ширина потока значительно меньше ширины долины и обычно не превышает 2—2,5 км.

Разведочными и опытными работами, проведенными гидрогеологами М. Б. Гамалеем, Е. А. Кожевниковой, а также и автором, выявлено, что наиболее обводненными являются центральная (талъвеговая) и восточная части долины, где водоносный горизонт представлен хорошо промытыми гравийно-галечниковыми отложениями.

В отличие от них, в западной части долины, где водоносными являются перемежающиеся прослойки суглинков и мелкозернистых песков, воды несравненно меньше и она значительно худшего качества. Воды здесь высокоминерализованные, а расходы отдельных выработок не превышают единиц л/сек. Такая характеристика грунтовых вод западной части долины до некоторой степени объясняется повышенной глинистостью водовмещающих отложений. Преобладание здесь глинистых фракций обусловлено тем, что снос материала происходил в основном с восточного наиболее возвышенного склона долины к западному, куда вследствие большой ширины долины доносились лишь мелкие песчаные и глинистые фракции.

Далее, глинистый состав водоносных пород и неглубокое залегание зеркала грунтовых вод способствуют более интенсивному испарению грунтовых вод и засолению как самих вод, так и перекрывающих их пород. Засоление грунтовых вод усиливается еще и тем, что с западной стороны долины принимает ряд широких древних долин, не имеющих поверхностного стока, но содержащих в своих отложениях высокоминерализованную воду.

Все эти факторы в совокупности обуславливают замедленную циркуляцию и слабый водообмен грунтовых вод, их пониженную производительность и высокую минерализацию. Поэтому грунтовые воды западной части, которая составляет примерно 20—25% от общей площади долины, не могут иметь большого практического значения и до некоторой степени ухудшают качество вод центральной части долины.

Грунтовые воды центральной и восточной частей долины обычно слабо минерализованы и отличаются высокой производительностью. Производительность грунтового потока (согласно опытным откачкам из одиночных скважин по поперечникам и опытным кустам) определяется величиной в несколько сот л/сек., а дебиты одиночных выработок составляют десятки литров воды в секунду.

Хороший водообмен и большие скорости движения грунтового потока благоприятствуют формированию слабо минерализованных грунтовых вод с плотным остатком не более 1500 мг/л. По типу минерализации воды являются гидрокарбонатными.

Для иллюстрации выше-сказанного приведем результаты химических анализов грунтовых вод, взятых из скважин по одному из поперечников от восточного борта к западному (табл. 1).

Из приведенных в таблице анализов можно сделать вывод, что увеличение степени минерализации грунтовых вод происходит от восточного борта (700—800 мг/л) к западному (1660 мг/л). При этом происходит изменение химического состава вод сначала с гидрокарбонатно-сульфатного типа на сульфатный, который, в свою очередь, через сульфатно-хлоридный переходит в хлоридный. Такое изменение характера и степени минерализации вод по направлению к западному борту обусловлено (как об этом отмечалось выше), наряду с изменением механического состава водоносного горизонта и замедленной циркуляцией, еще и подтоком минерализованных вод древних долин. Влияние подтока станет очевидным, если обра-

Таблица 1

Химические анализы грунтовых вод долины Джамини

№ п/п	Место отбора пробы	Содержание ионов, в мг/л							Общая жесткость	Тип минерализации
		НСО <sub>3</sub>	Сl	SO <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na+K	сухой остаток		
1	Вост. часть	146—152	390	577	89,3	—	—	—	31,9	Сульфатный, гидрокарбонатный
2		244	94,7	218	59,52	28,5	137	732	14,88	Гидрокарбонатный
3		219,2	29,9	670,6	174	43,2	140	1184	34,5	Гидрокарбонатно-сульфатный
	После откачки	256	89,72	161,3	66,9	19,9	116,8	620	14	Гидрокарбонатный
4	Центральной часть	256	274	864	140,5	64,8	371,7	1860	34,8	Сульфатный
		292,8	249,2	834,3	155	67,4	357,4	1800	37,6	
5	Западн. часть	183	498,4	1012	151,5	84,9	474,5	2400	41,07	Хлоридный
6		158,6	7849,8	2459	1123	780	3533	16636	339	
	После откачки	207,4	7775	2451	1171,8	758,6	3488	16652	341,1	

тятся к химическому анализу этих вод. Так, воды одной из таких долин (древняя долина Костонгол) в месте впадения ее в долину Джамши содержат: хлора — до 6180 мг/л, гидрокарбонатов — 148 мг/л, сульфатов — 3763 мг/л. Общая жесткость доходит до 165 мг/экв. Если учесть, что справа в долину Джамши впадает несколько подобных древних долин, то станет понятной повышенная минерализация вод правобережья.

Такое закономерное изменение как степени минерализации, так и состава грунтовых вод с востока на запад подтверждает высказанное ранее предположение о направленности движения грунтового потока в этом же направлении.

Результаты анализов вод центральной части долины показывают, что степень минерализации их после откачки значительно улучшается и при этом происходит изменение типа минерализации с сульфатной на гидрокарбонатной. Это обстоятельство показывает, что минерализация вод основной части водоносного горизонта невысокая, и нет основания для опасения, что при длительной эксплуатации вода ухудшится. Таким образом, грунтовые воды долины Джамши в своем большинстве отличаются высокими качествами и вполне могут быть использованными для различных хозяйственных целей.

Питание и режим грунтовых вод долины находятся в прямой зависимости от гидрометеорологических условий и, в первую очередь, от наличия поверхностного стока и количества выпадающих атмосферных осадков. Большая водосборная площадь и значительная протяженность долины обуславливают сложные условия формирования грунтовых вод. Так, в верховьях основное питание вод происходит за счет инфильтрации поверхностных вод. В средней части долины, куда паводковые воды доходят лишь в отдельные годы, превалирующую роль в питании начинают играть атмосферные осадки, а в низовьях, где грунтовые воды имеют застойный характер, питание осуществляется исключительно за счет инфильтрации ничтожного количества выпадающих здесь атмосферных осадков. Следует отметить, что известная роль в питании грунтовых вод долины принадлежит трещинным водам коренных склонов. Разберем несколько подробнее влияние каждого фактора в отдельности.

В период короткого бурного паводка, продолжительность которого не превышает 15 — 20 дней, проходят воды, составляющие почти все 100% годового стока реки. Особенно интенсивно проявляется паводок в верховьях (в гористой части). По выходе из гор вода разливается по широкой долине и быстро спадает, инфильтруясь в отложения долины, где образует мощные подрусовые потоки. Естественно, что основное питание грунтовых вод происходит в этот период. После паводков процесс идет в обратном направлении, т. е. грунтовые воды движутся в сторону русла, где и выклиниваются, образуя иногда большие плёсы, которые не высыхают в течение лета.

В питании грунтовых вод не меньшее место принадлежит и атмосферным осадкам. Особенность климатических условий района состоит в том, что из общего количества атмосферных осадков, не превышающих 150 — 160 мм в год, более 75% приходится на теплый период, когда испарение достигает своего максимума. Естественно, что только из 25% осадков, выпадающих в зимний период, какая-то часть, инфильтруясь, может достигнуть уровня грунтовых вод и пополнить их запасы. На основании данных ряда исследователей и некоторых личных наблюдений, эта величина принимается равной 10 — 12% от общегодового количества осадков. Это составляет слой воды в 15 — 18 мм, что при большой водосборной площади способно создать значительные динамические запасы грунтовых вод.

В пополнении динамических (да и статических) запасов воды немаловажное значение имеет и подток со стороны трещинных вод коренных склонов. Учесть количественно величину подземного питания в настоящее время затруднительно, но о том, что такой приток действительно существует, говорят многочисленные данные режима, химизма и др.

Таким образом, формирование грунтовых вод долины обусловлено воздействием нескольких факторов, что находит отражение в режиме вод, который отличается определенной сложностью. В верхней части долины, где основная роль в питании принадлежит паводковым водам, колебания уровня грунтовых вод повторяют ход колебаний поверхностных вод. В средней части на колебания уровня вод, связанные с паводком, накладывается колебание уровня вод, обусловленных инфильтрацией атмосферных осадков, и итоговая кривая колебаний уровня грунтовых вод получает более сложный характер. По мере продвижения к низовьям паводки оказывают все меньшее влияние на уровень грунтовых вод, основные колебания которого здесь обусловлены атмосферными осадками. Здесь максимальное стояние уровня по времени не совпадает с прохождением пика паводка, а значительно отстает от них (на 1,5 — 2 месяца), да и величина подъема воды несравненно меньше.

Минимальный уровень наблюдается в конце лета, когда приходная часть баланса воды ничтожна, а расход достигает больших размеров вследствие интенсивности процесса испарения.

С наступлением устойчивой осенней погоды (октябрь — начало ноября) происходит некоторый подъем уровня, что обуславливается, с одной стороны, осенними дождями, а с другой — уменьшением испарения и транспирации растениями в связи с прекращением вегетационного периода. Этот подъем обычно кратковременный, а по величине незначительный. Самый низкий уровень наблюдается в зимний период (с ноября по март), когда прекращается какое-либо пополнение запасов.

Что касается режима самых низовий долины, то общий характер колебаний уровня вод здесь более спокойный, без резко выраженного максимума и минимума, а по отдельным долинам колебаний почти не наблюдается.

Из приведенного описания грунтовых вод долины Джамши видно, что отложения долин малых рек Балхашского бассейна могут содержать высокопроизводительные и доброкачественные грунтовые воды, способные быть крупным источником водоснабжения. Водами таких долин могут быть удовлетворены потребности крупных животноводческих хозяйств, для развития которых здесь имеются большие возможности. Это тем более возможно, что эксплуатация грунтовых вод, вследствие их неглубокого залегания, легко доступна.

В качестве водозаборного сооружения рекомендуется использовать обычный шахтный колодец большого сечения ( $5 \times 5 \text{ м}^2$ ) несовершенного типа с тем, чтобы фильтрация была как со дна, так и с боков его. Водоподъем может быть осуществлен насосами, а в качестве источника энергии можно использовать энергию ветра. Из одного шахтного колодца можно получить несколько десятков литров воды в секунду.

Грунтовые воды других долин бассейна, наряду с теми или другими отклонениями, специфичными для каждой долины, имеют много общего между собой. В связи с этим характеристика грунтовых вод дается только по долине Джамши, по примеру которой можно судить и о грунтовых водах других долин.

### Бассейн озера Карасор

Указанный бассейн представлен долинами рек, стекающих с северного склона Каркаралинского нагорья и приурочен к большому межгорному понижению среди сравнительно высоких гор. Климат бассейна отличается повышенной влажностью, что благоприятно сказывается на формировании поверхностных и подземных вод. Хотя долины бассейна в большинстве своем являются слепыми и не доносят своих вод до оз. Карасор, поверхностный водоток в них наблюдается на значительном протяжении и сохраняется почти до конца лета. Естественно, что это не могло не отразиться и на грунтовых водах долины.

Сказанное наглядно иллюстрируется характеристикой грунтовых вод долины р. Джарлы.

Долина р. Джарлы с водосборной площадью около 6 тыс. км<sup>2</sup> и протяженностью более 120 км не имеет ясно выраженного устья и теряется в отложениях, не впадая ни в какой водный бассейн. Образуется долина из слияния ряда долины горных речек, таких как Коктал, Тайшек и Ежибай, имеющих уклон до 0,0048. Долина проходит по равнине и имеет уже в два раза меньший уклон — 0,0023.

Ширина русла реки составляет в среднем 30 — 35 м, а ширина водотока обычно не превышает 3 — 5 м. Русло реки блуждает по долине, имеющей в поперечнике до 6 км, образуя многочисленные излучины и староречья. По мере продвижения к низовьям русло реки постепенно выполаживается, долина становится широкой и незаметно сливается с общим равнинным рельефом поверхности. Выполнена долина мощной толщей рыхлообломочных отложений, достигающих здесь более десяти метров.

В разрезе аллювиальных отложений долины Джарлы наблюдается следующая последовательность. С поверхности и до глубины 2,5 — 3,0 м развиты суглинки, супеси и реже глины с редкими включениями и тонкими прослойками песка. Подстилаются они песчано-гравийными отложениями, в составе которых преобладают фракции диаметром 0,25 — 10 мм. Пылеватые, а тем более глинистые фракции среди них имеют подчиненное значение и в совокупности не превышают 1 — 2%. Мощность этих отложений полностью не пройдена, но судя по аналогии с другими долинами, она, по всей вероятности, составит 10 — 12 м.

Такая хорошая сортировка обломочного материала обуславливает высокие фильтрационные свойства, благоприятствующие формированию в них грунтовых вод.

В основании аллювиальных отложений залегает пестроцветная толща третичных глин, которые обнажаются у бортов долины.

Грунтовые воды рыхлообломочных отложений долины вскрыты целым рядом выработок в различных частях ее. Будучи приуроченными к выдержанному водоносному горизонту, они образуют единый грунтовой поток с направленным движением в сторону основного базиса стока. Величина уклона зеркала грунтовых вод для низовий составляет 0,0017 (по данным гидронзогипс), а скорость движения превышает 25 — 30 м/сут. (определение путем запуска краски). Ширина грунтового потока колеблется от 3 до 4 км, при ширине долины — 6 км, т. е. грунтовой поток приурочен по существу к центральной части долины.

Грунтовые воды долины обладают значительными статическими и динамическими запасами, которые обеспечиваются большой водосборной площадью, охватывающей высокие горные возвышенности, где выпадает большое количество атмосферных осадков.

Производительность грунтового потока исчисляется несколькими сот-

## Грунтовые воды долины малых рек восточной части Центрального Казахстана 87

ями литров воды в секунду, а дебиты отдельных выработок составляют первые десятки л/сек.

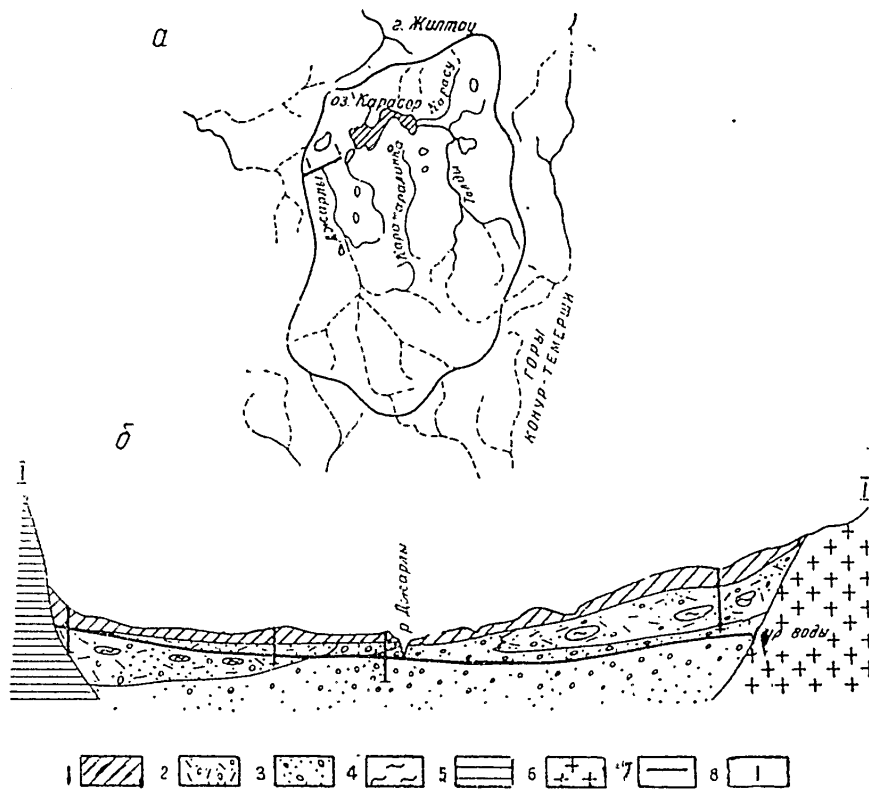


Рис. 2 а) Схема расположения гидрографической сети бассейна оз. Карасай; б) Схематический разрез долины р. Джарлы. 1 — суглинки, 2 — пески с включением глины и редкого гравия, 3 — песчано-гравийные отложения, 4 — глины, 5 — глины нестроцветные, третичные, 6 — интрузии, 7 — уровень грунтовых вод, 8 — выработки.

Высокие фильтрационные свойства водоносного горизонта и большие скорости движения способствуют хорошему водообмену и формированию слабоминерализованных грунтовых вод. Как показали химические анализы проб, взятых из различных мест долины (табл. 2), содержание плотного остатка в воде не превышает 1000—1100 мг/л. Тип минерализации — гидрокарбонатный. У бортов долины степень минерализации увеличивается, при этом происходит изменение солевого состава воды с гидрокарбонатного через сульфатный на хлоридный. Резкое повышение минерализации грунтовых вод у бортов происходит, очевидно, как за счет удаления от источника питания (от реки) и выклинивания водоносного горизонта, так и за счет выщелачивания воднорастворимых солей третичных глин, имеющих здесь неглубокое залегание. В том, что такое выщелачивание здесь существует, можно убедиться, если сопоставить химический состав грунтовых вод с данными водных вытяжек глин. В обоих случаях засоление имеет хлоридно-натриевый характер и обусловлено растворением хлоридов и сульфидов.



Таблица 2

## Характерные химические анализы грунтовых вод р. Джарлы

№ п/п	Место отбора пробы	Содержание ионов, в мг						сухой остаток	Тип минерализации
		HCO <sub>3</sub> '	Cl'	SO <sub>4</sub> "	Ca..	Mg..	Na+K		
1	Колодец в 300 м от реки, в пос. Акмоны	292,8	63,9	49,4	76	29,3	31,9	398	Гидрокарбонатно-кальциевый
2	500 м от реки, пос. Каратай	317,2	99,4	136,6	83,6	36,2	84,5	588	
3	900 м от реки, шурф № 18	414,8	127,8	207,4	66,5	31,8	201,2	880	Гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый
4	1500 м от реки, шурф № 19	488	142	299,6	64,6	45,8	257,1	1048	
5	4500 м, шурф № 14	378,2	3180,3	2734	387,6	445,5	2209,1	9516	Хлоридно-натриевый

Условия питания и режим имеют много общего с грунтовыми водами долины Джамши. Основными источниками питания здесь являются поверхностные воды реки, атмосферные осадки, а также трещинные воды коренных склонов долины.

Пополнение запасов грунтовых вод происходит главным образом в период весеннего половодья, в течение которого проносится более 75% годового стока реки. Значительная часть этих вод (вследствие того, что устье является слепым) разливается по устьевой части долины и инфильтруется в разбитые здесь отложения. Подобная инфильтрация поверхностных вод происходит на всем протяжении реки, русло которой выполнено крупным гравийно-галечниковым материалом.

Из атмосферных осадков в питании подземных вод могут участвовать лишь талые воды, причем только на участках максимального накопления снега. Медленное таяние снега в весенний период, когда дефицит влажности невысок, благоприятствует просачиванию талых вод до уровня грунтовых вод.

Некоторое участие в питании подземных вод могут принимать атмосферные осадки в виде затяжных дождей, которые здесь бывают в осенний период. Из общегодового количества атмосферных осадков непосредственно в питании подземных вод участвует всего 7 — 10%, что составляет слой воды в 25 — 30 мм.

Учесть долю участия в питании грунтовых вод долины трещинными водами коренных склонов затруднительно. Здесь можно лишь отметить, что на отдельных участках этот подток должен составить значительную величину.

Наличие нескольких источников питания обуславливает сложный характер режима уровня, химизма и расходов грунтовых вод.

Вблизи реки, на расстоянии около 1 км от нее, колебания уровня грунтовых вод полностью соответствуют колебаниям уровня воды в реке и совпадают с ними во времени. По мере удаления от реки колебания уровня становятся менее резкими и отстают от колебаний уровня в реке. Кроме того, ближе к бортам долины на режиме начинает сказываться влияние атмосферного питания и подток трещинных вод. Влияние двух последних факторов особенно отчетливо сказывается в период межени, когда

Грунтовые воды долин малых рек восточной части Центрального Казахстана 85

Таблица 2

грунтовые воды движутся в сторону реки и поддерживают ее межени-  
ный сток.

В общих чертах кривая колебания уровня имеет следующий характер: Максимальный пик кривой колебания уровня грунтовых вод приходится на период весеннего паводка в реке (первая декада апреля) и, постепенно понижаясь, держится до начала июня. С прохождением паводка и удалением к бортам долины кривая выполаживается и к концу лета достигает своего минимума. После небольшого осеннего подъема (октябрь) уровень вновь понижается и на низких отметках остается в течение всей зимы. Подобным колебаниям подвергается не только уровень грунтовых вод, но и производительность их и степень минерализации.

С максимальным положением уровня связаны и наибольшая производительность и наименьшая степень минерализации. Воды межениного периода отличаются несколько повышенной минерализацией и меньшей производительностью. Однако амплитуда колебания незначительная и существенно изменить качественную и количественную характеристику не может. Наличие высокопроизводительного грунтового потока с доброкачественной водой и постоянство режима позволяют рекомендовать их как постоянный источник водоснабжения для крупного хозяйства. Эксплуатация грунтовых вод вполне возможна как шахтными, так и трубчатыми колодцами и даже с помощью водосборной галереи. Одна выработка может дать до нескольких десятков л/сек.

Водами одного колодца можно вполне удовлетворить потребности большого промышленного или сельскохозяйственного центра производства.

Грунтовые воды долины до настоящего времени очень мало используются, хотя природные условия вполне благоприятствуют развитию здесь зерновых и животноводческих хозяйств.

Аналогичную характеристику имеют и грунтовые воды других долин бассейна.

Все это говорит о значительной обводненности территории восточной части Центрального Казахстана. Из приведенной характеристики грунтовых вод долины малых рек видно, что они содержат огромные запасы высококачественных грунтовых вод. Правильное хозяйственное использование вод этих долин позволит полностью освоить большие ныне пустующие территории восточной части Карагандинской области.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А х м е д с а ф и н У. М. Подземные воды Казахстана. Очерки по физической географии Казахстана. Алма-Ата, 1952.
2. А х м е д с а ф и н У. М. Основные коллекторы подземных вод Сары-Арка. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1951, № 12.
3. К о н ы л о в Н. А. Справочник по водным ресурсам СССР. Т. XIII, Северный Казахстан, 1933.
4. М а к а р е н к о Ф. А. О грунтовых водах коротких долин на примере Центрального Казахстана и Северного Прибалхашья. Труды лаборатории гидрогеологических проблем. Т. X, 1951.

#### РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада Балхаш және Қарасор көлдерінің бассейніндегі кішірек өзендердің аңғарларында жыйналып, пайда болған жер астындағы сулардың химизмі мен режимі және оларды ауыл шаруашылығында пайдаланудың жолдары баяндалады.

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

К. М. МАКЕТОВК ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ОБСЛУЖИВАНИИ  
СИСТЕМЫ БЛОКОВОГО ОБРУШЕНИЯ

Система блокового обрушения, применяемая в последние годы в практике отработки отдельных полиметаллических месторождений, оказалась наиболее высокопроизводительной из всех существовавших до нее систем. Применение этой системы коренным образом изменило технику разрушения руды из массива, что прежде было исключительно трудоемким процессом.

В связи с массовым обрушением руды исключается доступ в эксплуатационный блок, что приводит к резкой разрядке сети горных выработок по сравнению с тем, что имело место при других системах. При блоковой системе исключается повседневное позабойное опробование и изучение геологии рудного тела. В связи с этим сокращается количество проб, необходимых для вывода среднего содержания металла (металлов) по блокам. Среднее содержание по блоку, определенное по данным химических анализов проб, которые берутся из контурных выработок, не всегда может оказаться достоверным. Следует отметить, что среднее содержание металла, определяемое путем товарного опробования у люков, не всегда может характеризовать среднюю величину содержания металла как по частям, так и в целом по блоку.

Пока не известна методика определения необходимого и достаточного количества проб для вывода достоверного среднего содержания металла (или металлов) по отдельным эксплуатационным горизонтам, блокам при разработке различных морфогенетических типов месторождений.

Способы опробования горных выработок при применяемых системах (за исключением системы блокового обрушения) на месторождениях стандартизированы, и при хорошей организации геологической документации и пробоотбора можно достичь желаемых результатов. Наиболее важным и менее разработанным является вопрос об определении среднего содержания металла при блоковой системе разработки. Последняя обычно характеризуется данными товарного опробования.

Методика товарного опробования, как известно, заключается в том, что в ряде точек добытой руды, равно отстоящих друг от друга, берется некоторое количество рудной массы в пробу для того, чтобы она отразила качество опробуемой партии полезного ископаемого. При этом нет единства в решении ряда вопросов, в частности таких: каково должно быть расстояние между точками взятия проб, сколько необходимо брать руды в каждой пробе, отбираемой из различного вида откаточного сосуда (вагонетка или вагон), за смену или за сутки.

Из одного и того же объема руды разные авторы предлагают брать

разное количество проб различного веса. В. М. Огневский [8] и В. Я. Мостович [7], например, рекомендуют брать из каждого вагона 3—4 кг железной и марганцевой руды. Это, вероятно, допустимо для месторождений железа и марганца, но, очевидно, недостаточно для определения среднего содержания металла в добытой руде для большинства полиметаллических месторождений.

Г. А. Классен [3, 4] на основании своих экспериментальных работ по методике отбора проб из добытой руды считает установленным, что средняя погрешность опробования действительно характеризует неоднородность руд. Средняя погрешность опробования для руд и месторождений, представленных одним и тем же типом (сортом) руд, колеблется в небольших пределах. Для различных морфогенетических типов месторождений, средняя погрешность испытывает значительные изменения. Она возрастает с увеличением содержания металла в рудах и убывает с увеличением количества мелочи в пробах. С увеличением числа частных проб отклонение быстро уменьшается. Однако нельзя полностью согласиться с тем, что средняя погрешность опробования действительно характеризует неоднородность руд. Она может и не характеризовать неоднородность различных типов руд одного и того же месторождения при совместной отработке этих руд, если исключить такой редкий случай, как поступление различных типов руды в строго определенных пропорциях. В других случаях средняя погрешность может характеризовать неоднородность при других соотношениях опробуемых типов руд.

Также нельзя полностью согласиться с тем, что с увеличением содержания металла в руде возрастает средняя погрешность. Колебания показателя средней погрешности в основном зависят от степени изменения распределения содержания металлов в рудном теле, от методики опробования и от физических свойств различных типов руд. Анализ средней погрешности опробования должен быть сделан по данным химанализов проб отдельных типов руд месторождения. Совместный анализ данных опробования различных типов руд не дает желаемых результатов.

П. И. Танегин [6] отмечает, что повагонное товарное опробование всегда дает завышенное содержание и что такое мнение сложилось на основе чисто статистических материалов по данному виду опробования. Так же, как и другие исследователи, П. И. Танегин отмечает, что при товарном опробовании нет определенности — какое количество проб необходимо брать при выпуске руды из блока, чтобы качественно охарактеризовать руду в этом блоке. Он считает, что для решения вопроса о количестве проб формула Г. О. Чечета  $q = Kd^2$  не годится, ибо коэффициент «К» для различных типов руд разный, максимальное и минимальное значение его надо устанавливать на основе изучения каждого генетического типа. Он заключает, что вес каждой пробы произволен, ничем не обоснован, что приводит к неуверенности в точности товарного опробования и что при этом отсутствуют методы контроля. По уточнению методики товарного опробования медной руды из вагонов П. И. Танегинным проводился ряд опытов, в результате чего им было установлено, что 1) крупная фракция содержит высокое содержание меди, а мелкая — низкое и 2) неравномерное распределение в вагоне руды по фракциям является одним из факторов, влияющих на точность товарного опробования.

Из исследований П. И. Танегина вытекает, что вопрос о товарном опробовании с целью определения наиболее вероятного содержания металла в руде и предельной его погрешности может быть решен на каждом конкретном типе месторождения путем постановки опытных работ. Относительно влияния количества повагонных частных проб на точность товарного опробования, этот исследователь приходит к тому же выводу, что

и Г. А. Классен, а именно: с увеличением числа частных проб среднее содержание металла в них приближается к достоверному.

Д. А. Зенков [2], рассматривая комплекс вопросов рудничной геологии на золоторудных месторождениях, пишет: «в обрушенном массиве руд многие факторы нарушаются, утрачивая свое значение». Он подчеркивает, что одновременно с этим проявляются иные факторы, к числу которых относится степень дробления рудных материалов, зависящая от типа или сорта руд (крупная или мелкая кусковатость).

Данное положение автора в равной мере справедливо и для полиметаллических месторождений, представленных рядом типов или сортов руд.

К. А. Пожарицкий [5], касаясь вопроса товарного опробования указывает, что в рудах с неравномерной минерализацией ошибка в определении среднего содержания полезного компонента может достигать больших величин.

Из краткого и далеко не полного обзора работ, касающихся в той или иной степени вопроса товарного опробования, можно сделать следующие выводы:

1. Пока нет универсальной методики товарного опробования, применимой к любому генетическому типу месторождений;

2. Товарное опробование, проводимое на эксплуатирующихся месторождениях, в том числе и на полиметаллических, носит локальный характер и осуществляется по усмотрению отдельных специалистов;

3. Вопросы товарного опробования на полиметаллических месторождениях занимают крайне недостаточное место. Следовательно, нужна выработка специальных инструкций по товарному опробованию руд, особенно полиметаллических.

Как известно, в настоящее время большую важность приобретает вопрос о применении наиболее высокопроизводительных систем разработки при эксплуатации, в частности крупных месторождений. За последнее время усиленно внедряется в производство система блокового (или этажного) самообрушения. Так, Институтом горного дела АН КазССР внедрена на Текелийском месторождении система блокового естественного обрушения, которая, как показала практика, является наиболее высокопроизводительной по сравнению с другими существующими там же системами.

Экономический (количественный) эффект от применения блоковой системы обрушения на этом месторождении не подлежит сомнению. Однако как в предыдущие годы, так и в настоящее время оценка системы блокового обрушения упирается в проблему потерь и разубоживания, связанных с этой системой. В основу подобной оценки сейчас кладут данные товарного и первичного геологического опробования соответствующих блоков. Это, в свою очередь, вызывает необходимость в точном определении среднего содержания компонентов в массиве и в выпускаемой из блока дробленной руде.

С целью выявления источников разубоживания при системе блокового обрушения нами (1953 г.) в свое время была проделана работа по определению вероятного среднего содержания промышленных компонентов в блоке. Кроме того, были выяснены условия для выработки мероприятий, которые позволили бы рационально организовать сбор исходных данных для вывода среднего содержания свинца и цинка при подготовке блока.

Как показала наша работа, на вывод среднего содержания металла влияют следующие факторы:

а) Изменчивость в распределении металла (или металлов) в рудах, что, в свою очередь, обуславливается парагенетическими соотношениями минеральных составных частей отдельных типов руд;

б) Величина разубоживания кондиционной руды породами кровли и

пачвы, прослойками и включениями пустых пород и некондиционных руд. При этом не рассматривалась оценка влияния точности химанализов на величину среднего содержания металла.

На основании геологического изучения на месторождении выделены четыре типа руд: 1) сплошная сульфидная руда, сравнительно низкой крепости по шкале Протодяконова; 2) углисто-глинистые окварцеванные оруденелые сланцы, с крепостью по шкале Протодяконова 11—12; 3) оруденелые кварциты (метасоматические кварциты), с крепостью 14—15; 4) пиритовая руда, с крепостью 14—15.

Вмещающими породами сульфидной минерализации являются углисто-глинистые и частью известково-глинистые сланцы, простирающиеся широко и падающие круто на север.

Пространственное взаимосочетание различных типов руд между собой относительно выдержанное. Всякий бок рудной зоны представлен залежью пиритовых руд, центральная часть — сплошными полиметаллическими сульфидными рудами и оруденелыми кварцитами. Лежачий бок в основном сложен углисто-глинистыми окварцеванными и оруденелыми сланцами.

Сплошные сульфидные руды, образовавшиеся в результате замещения известняков и известковых пород, расположены вдоль тектонически ослабленной зоны и сложены главными рудными минералами, характерными для данного месторождения.

Кварциты — массивные или грубослонистые породы, в которых наблюдаются гнезда, прожилки и реже рассеянная вкрапленность рудных минералов. Из нерудных минералов в значительном количестве наблюдаются гнезда и жилки кварца и кальцита. Среди кварцитов встречаются брекчиевидные разности руд с преобладанием обломков породы над цементирующей рудной массой.

Пиритовые руды характеризуются полосчатым распределением слагающих их минералов, локализующихся в линейно-вытянутые полосы.

Геометрический анализ данных химанализов проб, произведенный нами, показывает, во-первых, крайнюю неравномерность распределения основных промышленных компонентов в различных типах руд рассматриваемого месторождения и, во-вторых, отсутствие зональности в распределении свинца и цинка. Распределение содержания свинца и цинка в различных типах руд резко различно.

Численная характеристика изменчивости распределения содержания полезных компонентов и соотношение среднего значения их между собой колеблется в широких пределах. С глубиной средние содержания промышленно ценных компонентов уменьшаются без особого нарушения соотношений между ними.

С выклиниванием сплошной сульфидной руды на глубине 150—160 м месторождения имеет место увеличение коэффициента корреляции между свинцом и цинком. Коэффициент корреляции указанных компонентов в пиритовой руде равен 0,82, в оруденелых кварцитах — 0,76, в углисто-глинистых окварцеванных оруденелых сланцах — 0,73.

Неравномерность распределения полезных компонентов в отдельных типах руд и различное сочетание последних в разных частях месторождения делают необходимым определение среднего содержания металлов и величины разубоживающей массы каждого эксплуатационного блока.

На Текелийском месторождении, где сейчас применяется система блокового обрушения, исключается селективная добыча отдельных типов руд и прослоек некондиционных руд и пород. Следовательно, повагонное товарное опробование не дает среднего содержания металла в каждом из типов руд и представления о разубоживающей горной массе.

Если допустить, что систематическое товарное опробование валовой

руды по отработке блока дает наиболее достоверное среднее содержание металла, то действительное расхождение между первичным геологическим и товарным опробованием может объясняться недостаточностью данных геологического опробования, а также несовершенностью методики вывода среднего значения содержания металла.

Как показали наши исследования, методика вывода среднего содержания оказывает влияние на величину этого среднего. Нами рекомендуется определять величину среднего содержания того или иного металла в объеме блока не методом простого среднего арифметического, а способом среднего взвешенного по объемам или площадям отдельных типов руд, представленных в данном блоке.

Методику определения среднего содержания полезного компонента покажем на примере одного эксплуатационного блока.

Основные параметры блока: длина по простиранию — 48 м, ширина вкрест простирания месторождения определяется мощностью залежи на этом участке и изменяется от 35 до 50 м, высота обрушаемой части — 40 м. Блок оконтурен вкрест простирания (на границе со смежными блоками) четырьмя ортами яруса ослабления, по горизонту подсечки — шестью ортами. С лежащего бока рудного тела каждый блок независимо от основных параметров оконтуривается отрезной щелью на всю плоскость его. Все выработки в процессе их проходки должны быть опробованы и задокументированы. Кроме того, для определения среднего значения полезных компонентов должны быть использованы данные опробования горизонта подсечки и горизонта грохотов отработанных блоков, лежащих непосредственно над подготавливаемыми. Каждый рабочий блок оконтуривается определенным числом выработок, обеспечивающим получение достоверного среднего содержания свинца и цинка только в периферической части данного блока. Поэтому с целью получения наиболее полных опробовательских материалов в процессе подготовки блока к выпуску в свое время нами было рекомендовано сгустить сеть точек наблюдения путем проходки турбинерных скважин. Последние могут быть пройдены на полную мощность рудного тела из отрезной щели лежащего бока в створе каждого орта горизонта подсечки. При подсечке блока шестью или семью ортами (в зависимости от горно-технических условий) эти скважины будут расположены параллельно и составят от шести до семи вертикальных рядов. При этом количество скважин устанавливается в зависимости как от указанных выше факторов, так и от размеров блока.

При запроектированной сетке выработок и скважин блок длиной 48 м, высотой 40 м разбивается на ряд параллелепипедов (слоев) объемом  $2240 \text{ м}^3$  ( $8 \times 7,0 \times 40 \text{ м}$ ). Если по линии каждого ребра параллелепипеда через один метр осуществить бороздовое опробование, то на один параллелепипед будет приходиться 160 проб.

Влияние средних содержаний свинца и цинка, определенных по каждому орту или скважине, с уверенностью может быть распространено на половину расстояния между соседними выработками или скважинами по вертикали на 3,5 м, по горизонтали — на 4 м. Это безусловно обеспечит получение достоверного среднего содержания промышленных компонентов в объеме отдельных параллелепипедов, слоев и в целом по блоку.

Схема сбора и обработки исходных геологических данных, которые получаются при применении системы блокового обрушения, может быть представлена в следующем виде:

1. В процессе подготовки блока к выпуску руды проходка горных выработок должна сопровождаться, как известно, детальным геологическим картированием, зарисовками, составлением детальных планов и разрезов в крупных масштабах (1 : 200) с выделением на них отдельных типов руд.

Такие послойные структурно-геологические планы и разрезы по блоку позволяют определить объемы присутствующих в конкретном блоке отдельных типов руд, пустых прослоев, включений и т. д., помогут выявить геометрию пространственного распределения промышленных компонентов;

2. Опробование надо производить секционно по типам руд обычным способом борозды через один метр.

Результаты химических анализов проб, расклассифицированных по типам руд, подвергаются статистической обработке с целью выявления показателя изменчивости распределения содержания промышленных компонентов, коэффициентов корреляции и прослеживания изменения оруденения по интересующим нас направлениям.

Среднее содержание металла в каждом из типов руд определяется как средневзвешенное по мощности. Далее, взвешивая по площади или объему каждого типа, легко определить средние содержания компонентов в сечении или в объеме блока. По тем же данным можно построить послойные планы изомощности рудных тел и изосодержания свинца и цинка. На подобных планах получает наиболее выпуклое отражение закономерность распределения оруденения как в каждом сечении, так и в объеме всего блока.

В связи с переходом рудника на систему блокового обрушения при знании достоверного среднего содержания металлов в массиве (что может быть достигнуто путем проходки скважин в пределах блока) повагонное товарное опробование, вероятно, не будет иметь решающего значения и может быть рекомендовано для отсечки пустых пород и некондиционных руд в конечной стадии выпуска руды из блока. Следовательно, работа по геологическому обслуживанию блоковой системы разработки может быть сведена, в основном, к получению необходимого количества исходных данных в период подготовки блока, касающихся геологических условий отдельных типов руд и распределения в них металлов в период подготовки блока.

В случае проходки скважин дополнение к оконтуривающим выработкам, подсчет запасов руды по блоку может быть произведен способом вертикальных или горизонтальных параллельных сечений. Ниже рассмотрен подсчет запасов методом горизонтальных параллельных сечений, а также показан пример вывода среднего содержания.

Допустим, что в пределах каждого сечения яруса ослабления, а также горизонта подсечки встречаются все четыре ранее отмеченных типа руд и присутствуют включения породы или некондиционной руды.

Введем обозначения:

$S_1^1, S_2^1, S_3^1, S_4^1, S_5^1$  — площади первого, второго, третьего, четвертого типов руды и некондиционной горной массы (порода, некондиционная руда) в первом сечении блока.

$S_1^2, S_2^2, S_3^2, S_4^2, S_5^2$  — то же самое во втором сечении и т. д.

$F_1, F_2, F_3, \dots, F_n$  — сумма площадей отдельных типов руды и некондиционной горной массы, т. е.

$$F_1 = S_1^1 + S_2^1 + S_3^1 + S_4^1 + S_5^1 \text{ и т. д.} \quad (1)$$

Аналогично могут быть определены площади остальных сечений.

$V_1^1, V_2^1, V_3^1, V_4^1, V_5^1$  — объемы отдельных типов руд и некондиционной горной массы в первом слое;

$V_1^2, V_2^2, V_3^2, V_4^2, V_5^2$  — то же во втором слое и т. д.

$V_1, V_2, V_3, V_4, V_5$  — объемы соответствующих типов руд и некондиционной горной массы в блоке, т. е.

$$V_1 = V_1^1 + V_1^2 + \dots + V_1^n \text{ и т. д.} \quad (2)$$



$C_1^1, C_2^1, C_3^1, C_4^1, C_5^1$  — средние содержания металла в соответствующих типах руд и некондиционной горной массе в первом сечении.  
 $C_3^2, C_2^2, C_3^2, C_4^2, C_5^2$  — то же во втором сечении.  
 $C_{I}^1, C_{II}^1, C_{III}^1, C_{IV}^1, C_V^1$  — средние содержания металла в тех же типах руд и некондиционной горной массе в первом слое.  
 $C_{I}^2, C_{II}^2, C_{III}^2, C_{IV}^2, C_V^2$  — то же во втором слое, и т. д.  
 $d_1, d_2, d_3, d_4, d_5$  — объемные или удельные веса соответствующих типов руд и некондиционной массы

Среднее содержание металла ( $C_I$ ) по первому сечению блока определится как средневзвешенное по площадям отдельных типов руд:

$$C_I = \frac{C_1^1 S_1^1 + C_2^1 S_2^1 + C_3^1 S_3^1 + C_4^1 S_4^1 + C_5^1 S_5^1}{S_1^1 + S_2^1 + S_3^1 + S_4^1 + S_5^1} \quad (3)$$

То же по второму сечению:

$$C_2 = \frac{C_1^2 \cdot S_1^2 + C_2^2 S_2^2 + C_3^2 S_3^2 + C_4^2 S_4^2 + C_5^2 S_5^2}{S_1^2 + S_2^2 + S_3^2 + S_4^2 + S_5^2} \quad (4)$$

Среднее содержание металла ( $C_I$ ) в первом слое определится как средневзвешенное по площадям смежных сечений:

$$C_I = \frac{C_1 F_1 + C_2 F_2}{F_1 + F_2}; \quad (5)$$

То же по второму слою:

$$C_{II} = \frac{C_2 F_2 + C_3 F_3}{F_2 + F_3}; \quad (6)$$

Объемы отдельных типов руды в условном первом слое определяются как произведение полусуммы площадей этого типа в смежных сечениях на высоту ( $h$ ) слоя:

$$V_1^1 = \frac{S_1^1 + S_1^2}{2} \cdot h; \quad V_2^1 = \frac{S_2^1 + S_2^2}{2} \cdot h \text{ и т. д.} \quad (7)$$

То же по второму слою:

$$V_1^2 = \frac{S_1^2 + S_1^3}{2} \cdot h; \quad V_2^2 = \frac{S_2^2 + S_2^3}{2} \cdot h \text{ и т. д.} \quad (8)$$

Объем первого типа руды ( $V_1$ ) по блоку определится:

$$V_1 = V_1^1 + V_1^2 + V_1^3 + V_1^4 + \dots + V_1^n. \quad (9)$$

Аналогично могут быть определены объемы остальных типов руд. Объем горной массы ( $V^1$ ) в первом слое:

$$V^1 = V_1^1 + V_2^1 + V_3^1 + V_4^1 + V_5^1. \quad (10)$$

Аналогично определяются объемы других слоев. Объем горной массы ( $V_0$ ) в блоке

$$V_0 = V^1 + V^2 + V^3 + V^4 + \dots + V^n. \quad (11)$$

Среднее содержание металла ( $C_0$ ) по блоку определяется как средневзвешенное по объему отдельных слоев горной массы:

$$C_0 = \frac{C_1 V^1 + C_2 V^2 + \dots + C_n V^n}{V^1 + V^2 + \dots + V^n} \quad (12)$$

Средний объемный вес горной массы по блоку определится как сред-

безвзвешенное по объемам отдельных типов руд и «пустых» прослоек в блоке:

$$D = \frac{V_1 d_1 + V_2 d_2 + V_3 d_3 + V_4 d_4 + V_5 d_5}{V_1 + V_2 + V_3 + V_4 + V_5} \quad (13)$$

Запас руды ( $q_1$ ) в первом слое определится как произведение объема горной массы в слое на средний объемный вес:

$$q_1 = V^1 D.$$

Аналогично определяются запасы руды в других слоях.

Запасы руды ( $Q$ ) по блоку:

$$Q = q_1 + q_2 + \dots + q_n \quad (14)$$

Запас металла ( $p_1$ ) в первом слое:

$$p_1 = \frac{q_1 C_1}{100} \quad (15)$$

Аналогично определяются запасы металла в горной массе других слоев.

Запасы металла ( $P$ ) по блоку:

$$P = p_1 + p_2 + \dots + p_n \quad (16)$$

В приведенных подсчетах всюду учитывается влияние некондиционной горной массы, т. е. «пустых» пород и некондиционных руд, на качество и количество полезного ископаемого в объеме эксплуатационного блока.

В случае необходимости знать величину разубоживания промышленной руды, включенной в нее некондиционной горной массой, необходимо определить среднее содержание металла ( $C$ ) в кондиционных типах руд по блоку вышеуказанным способом и запасы этих руд ( $Q_0$ ), а также вычислить среднее содержание металла ( $C^1$ ) в некондиционной горной массе и их запасы ( $Q_1$ ) в пределах блока. Тогда величина разубоживания определится:

$$R = \left( 1 - \frac{C_0}{C} \right) \cdot 100, \quad (17)$$

где  $C_0$  — среднее содержание металла в товарной (обрушенной) руде в блоке, которое, в свою очередь, можно вычислить следующим образом:

$$C_0 = \frac{C Q_0 + C^1 Q_1}{Q_0 + Q_1} \quad (18)$$

Если

$$C_0^1 = 0, \text{ тогда } C_0 = \frac{C Q_0}{Q_0 + Q_1} \quad (19)$$

Имеется в виду, что приведенными выше расчетами может производиться определение среднего содержания металла запасов руды и металла и величины разубоживания только в пределах объема геометрически правильного эксплуатационного блока.

В том случае, если в процессе выпуска руды из блока произойдет обрушение и примешивание боковых пород, то, безусловно, произойдет снижение среднего содержания металла в товарной руде. Величину разубоживания в таком случае можно вычислить с помощью формулы (17), но с иными исходными данными. Например, величина разубоживания в последнем случае будет:

$$R = \left(1 - \frac{C_0''}{C}\right) \cdot 100, \quad (20)$$

где  $C_0''$  — среднее содержание металла в выпущенной руде, если имеет место обрушение горной массы из кровли или почвы ( $Q_2$ ) блока с содержанием того же компонента ( $C_1^0$ ).

В свою очередь, эта величина может быть определена:

$$C_0'' = \frac{C_0 Q + C_1^0 Q_2}{Q + Q_2}. \quad (21)$$

В случае, если  $C_1^0 = 0$ ,

$$\text{тогда} \quad C_0'' = \frac{C_0 Q}{Q + Q_2}, \quad (22)$$

где  $Q$  — запас горной массы в объеме геометрически правильного блока.

При этом может случиться, что среднее содержание металла в объеме блока может оказаться больше, или равным, или меньше содержания того же металла в обрушенной извне горной массе. В первом случае  $C_0 > C_0''$ , при этом уменьшается среднее содержание по блоку, во втором случае — среднее содержание не изменяется и в последнем случае будет повышение среднего содержания по блоку, что может иметь место, если обрушается высококондиционная руда.

Имея хорошо организованную геологическую службу блока и весь комплекс аналитических и графических материалов в ходе подготовки этого блока, всякий раз ориентировочно можно определять среднее содержание металла за определенный отрезок времени выпуска.

Итак, одними из основных оценочных элементов блоковой системы разработки, с точки зрения качества выпускаемой руды, как нам представляется, являются данные геологической документации и опробования в процессе подготовки блока и данные обогатительной фабрики. Что же касается систематического повагонного товарного опробования, то оно (как уже было отмечено) может быть рекомендовано для завершающей стадии выпуска руды, а также в случае нарушения технологии управления за выпуском. Кроме того, желательна постановка товарного опробования в качестве эксперимента в пределах одного блока с целью проверки правильности предлагаемой схемы геологической службы для получения достоверных параметров полезного ископаемого в объеме блока. В случае получения вполне удовлетворительной сходимости данных товарного и геологического опробования масштабы применения товарного опробования могут быть значительно сужены. За ним можно оставить только то, о чем было сказано выше.

В заключение следует отметить, что наиболее высокопроизводительная блоковая система разработки, безусловно, заслуживает оценки с точки зрения качества выпускаемой руды. Это может быть сделано лишь при надлежащей самостоятельной организации геологической службы в блоковой системе разработки.

Все сказанное выше относится к некоторым актуальным вопросам рудничной геослужбы при блоковой системе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов М. Н. Опробование рудных месторождений. Металлургиздат, 1952
2. Зенков Д. А. Руководство по методике рудничной геологии для золоторудных месторождений. Часть I, М., 1941.

- (20) 3. К л а с с е н Г. А. К вопросу о стандартизации опробования добытого меднесто-  
го колчедана. «Цветные металлы», 1937, № 4
4. К л а с с е н Г. А. Влияние числа частичных проб на точность опробования до-  
бытых полиметаллических руд «Цветные металлы», 1937, № 10.
5. П о ж а р и ц к и й К. Л. Опробование месторождений цветных металлов и зо-  
лота. Металлургиздат, 1947.
6. Т а н е г и н П. И. Причины, влияющие на точность повагонного опробования.  
«Цветные металлы», 1941, № 4.
- (21) 7. М о с т о в и ч В. Я. Пробирное искусство, 2-е издание Цветметиздат, 1932.
8. О г н е в с к и й В. М. О стандартизации опробования железных и марганцевых  
руд, 1932

## РЕЗЮМЕ

(22) Бұл мақалада блоктық системаның құлауына жасалатын геология-  
лық қызмет туралы айтылады.

Бұл жұмыс жекелеп алғанда кен байлықтардың шығатын жерлерін,  
блоктар системасы арқылы пайдалану кезіндегі геологиялық қызмет мә-  
селесінде шешеді.

## ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып 25

## НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

М. К. ЯНУЛОВА и С. И. ПОТОКО ВИСМУТОВОМ МИНЕРАЛЕ  
КАРАГАЙЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Висмутовый минерал — айкинит — представляет интерес, с одной стороны, как редко встречающийся минерал, и с другой, — как показатель возможной золотоносности месторождения, так как во всех известных к настоящему времени проявлениях для него неизменно устанавливался парагенезис с золотом (1940, 1951).

Айкинит был установлен автором в оруденелых скарнах Карагайлинского полиметаллического месторождения. Минерал представлен удлиненно-призматическими кристаллами с ясной продольной штриховкой, лишеными головок. Кристаллы часто трещиноваты, разорваны, изогнуты или скручены (рис. 1).

Гониометрическими измерениями (произведены Ю. В. Даулеткуловой, ИГи АН КазССР) в призматическом поясе кристаллов удалось установить следующие простые формы: второй пинакоид — в  $\{010\}$  и ромбические призмы  $i$   $\{120\}$ ,  $l$   $\{210\}$  и  $m$   $\{110\}$ .

Букв. обозначен.	Символы граней	Измеренные		Вычисленные	
		$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$
<i>v</i>	010	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'
<i>i</i>	120	27°25'	•	27°18'	•
<i>m</i>	110	46°03'	•	45°51'	•
<i>l</i>	210	64°10°	•	64°03'	•

Нередко также встречаются сростки таких кристаллов или бесформенные выделения. Отдельные кристаллы или зерна айкинита достигают длины 10 мм при толщине до 2 мм, а их агрегаты — до 15 мм<sup>2</sup> по площади поперечного сечения. В большинстве же случаев размеры скоплений не превышают нескольких миллиметров в поперечнике.

Минерал обладает серебристо-черновато-серым цветом, сильным металлическим блеском, низкой твердостью, равной (по шкале Мосса) 2 — 2,5, т. е. несколько более низкой, чем у галенита. Микротвердость, измеренная на приборе ПМТ-3, равна 63,70 кг/см<sup>2</sup>, в пересчете на 15-балльную шкалу М. М. Хрущева (1949), — 2,7. Удельный вес минерала, определенный на микровесах Госметр грузоподъемностью 20 г, равен 6,9; 7,16.

Под микроскопом минерал очень похож на ассоциирующий с ним галенит, но в отличие от последнего ясно анизотропен. Диагностическое микроскопическое исследование минерала по нашей просьбе было произ-

ведено И. В. Покровской, установившей, что его отражательная способность равна отражательной способности галенита; цвет (по сравнению с галенитом) чуть заметно желтоватый; рельеф почти равный рельефу галенита; двуотражение очень слабое; анизотропия отчетливая, с изменением цвета от розовато-сиреневого до светло-голубовато-серого; форма выделений — ангедральные и удлиненные зерна. Диагностическое травление показало, что от концентрированной азотной кислоты минерал вскипает и чернеет; остальные реактивы травления на него не действуют. Качественными реакциями в минерале установлены: висмут (очень четко), свинец и медь (ясно), сера (очень четко, характерная реакция), а также теллур. Кроме того, спектральным анализом обнаруживаются серебро, никель, железо, марганец, титан, барий и кальций.

Для химического анализа минерал был тщательно отобран под бинокулярной лупой. Анализ проводился в химической лаборатории ИГН АН КазССР аналитиком С. И. Поток.

Следует отметить, что определение висмута в присутствии свинца и меди вообще затруднительно, особенно в случае, если анализ ведется из малых навесок. В связи с этим для большей достоверности С. И. Поток проделала ряд опытов выделения висмута на материале с той же ассоциацией элементов, но с заведомо известными соотношениями между ними. Только после получения хороших результатов приступили к анализу. Анализ проводился весовым путем из навесок порядка 0,3 г. Для отделения висмута от свинца и меди избран пиридиновый метод, а для осаждения висмута — фосфатный. Результаты химического анализа представлены в таблице 1.

Если обратиться к минеральному составу пробы, то увидим, что как ни тщательна была отборка, все же в пробе остались примеси. Присутствие кремнезема и окиси кальция (табл. 1) объясняется наличием в материале, взятом для анализа, кварца и кальцита, избавиться от которого не было возможности из-за непрозрачности айкинита, содержавшего кварц и кальцит в виде включений, устанавливаемых в нем микроскопически. Некоторый избыток свинца по отношению к висмуту и меди объясняется, по-видимому, небольшой примесью галенита, о чем свидетельствует также несколько более высокий по сравнению с известным в литературе (1951), удельный вес. Пересчеты результатов химического анализа дают формулу:  $Pb_{1,15}Cu_{1,0}Bi_{0,9}S_{3,0}$ . По соотношению компонентов минерал отвечает айкиниту, теоретическая формула которого:  $PbCuBiS_3$ .

Рентгенографическое исследование минерала проведено в рентгеновской лаборатории ИГН АН КазССР. Результаты приводятся нами за именем эталонной рентгенограммы без интерпретации (табл. 2).

Наблюдения над распространением минерала показали, что он приурочен к оруденелым гранатовым скарнам. Последние характеризуются зернистой текстурой, не сохранившей следов слонистости исходной, замещенной ими породы (кремнисто-глинистых сланцев); гроссуляр-андраитовым составом (оптически аномального) граната; наличием более поздних, чем гранат, минералов: волластонита, родонита, магнетита, гематита, кварца, калиевого полевого шпата (перешетчатого микроклина), кальцита, желе-



Рис. 1. Облик кристаллов айкинита. Справа — изогнутый кристалл. Увеличение 10.

Таблица 1

Элементы и окислы	Весовые проценты	Приведен- ные к 100 % весовые проценты	Атомные количе- ства	Атомные отноше- ния	Весовые проценты			
					2	3	4	5
Bi	30,4	31,74	0,152	0,9	27,93	34,87	36,25	36,20
Pb	39,3	41,02	0,197	1,5	40,10	36,31	35,15	36,01
Cu	10,4	10,86	0,171	1,0	12,53	10,97	11,11	10,90
S	15,7	16,38	0,510	3,0	18,78	16,50	16,56	16,60
Fe	следи	—	—	—	—	—	—	—
Zn	следи	—	—	—	—	—	—	—
Mn	нег	—	—	—	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	3,2	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,4	—	—	кварц	—	—	—	—
Ni	не опред.	—	—	кальцит	—	0,36	—	—
Au	не опред.	—	—	—	—	0,09	—	—
Te	не опред.	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,4	100,00			99,34	99,10	99,07	99,71
Удельный вес	6,90 7,16				6,100	—	—	—

1. Анализ нашего минерала. Аналитик С. И. Поток. Лаборатория ИГН АН КазССР

2. Анализ айкинита Березовского месторождения на Урале (1940). Аналитик С. Шарпан. Phil. Mag. 1847, 3, 541.

3. Анализ айкинита Березовского месторождения на Урале (1940). Аналитик R. Hermann. Bull. Soc. nat. Moscou. 1858, 31, 537.

4 и 5. Анализы айкинита Березовского месторождения на Урале (1940). Аналитик F. Guilleman. Diss. Breslau, 1898.

зисто-магнезиального хлорита, а также ряда сульфидов — сфалерита, халькопирита, галенита, борнита и ближе не определенных висмутовых минералов. Распределение отдельных минералов в скарнах носит неоднородный характер. В существенно-гранатовой среднезернистой массе скарна наблюдаются: участки (от нескольких см до нескольких м) волластонитового скарна, спутанно-волокнистого строения; гнезда (до 1 м в поперечнике) зеленого сфалерита и более мелкие скопления магнетита и гематита, а также многочисленные, еще более мелкие (до 2—5 см в поперечнике) гнезда и прожилки, образованные кварцем с кальцитом, микроклином, хлоритом, родонитом и небольшим количеством сфалерита, халькопирита и галенита.

Айкинит распределяется следующим образом:

1. В массе гранатового скарна он образует сравнительно крупную неравномерную, но местами довольно густую вкрапленность, тяготеющую к гнездам сфалерита и выделениям халькопирита, особенно к их периферическим частям (рис. 2).

2. В участках волластонитового скарна айкинит (как и сфалерит) образует мелкую, но хорошо различимую простым глазом, довольно равномерную, негустую вкрапленность, распределенную между волокнами волластонита.

3. В прожилках и гнездах кварца айкинит встречается в виде идиоморфных (заключенных в кварц) микроклин или кальцит, кристаллов с хорошо развитым призматическим поясом.





Микроскопические исследования показали, что айкиннит ассоциирует главным образом с рудными минералами: сфалеритом, халькопиритом и галенитом, реже — с борнитом и др.

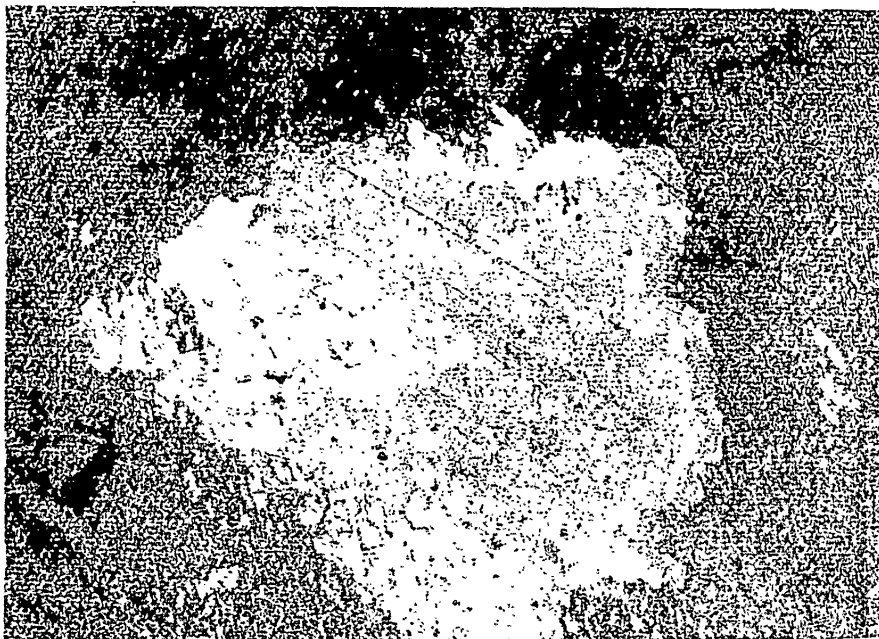


Рис. 2 Айкиннит (белое), образующий выделения вокруг гнезда сфалерита (светлосерое). Серые рельефные зерна в сфалерите — магнетит. Черные включения — минералы скарна. Николы II, увеличение 80.

По отношению к сфалериту меньшая часть айкиннита выделяется раньше, на что указывают его включения в зернах последнего, большая же часть его выделяется позже сфалерита, обрамляя его гнезда своими более крупными, чем в первом случае, скоплениями (рис. 2). Айкиннит часто отлагается вокруг выделений халькопирита, а местами — и галенита. Наблюдаются случаи срастаний айкиннита с каждым из двух последних минералов, со структурой взаимных границ, указывающей на близкое их отложение по времени.

Следует также отметить, что по данным И. В. Покровской, наряду с айкиннитом существует еще один, ближе не определенный, висмут содержащий минерал, устанавливаемый только при больших увеличениях. Минерал этот очень похож на айкиннит и отличается от него несколько более высоким рельефом и более темным желтовато-серым цветом. Этот минерал обнаруживается, как правило, в тесной ассоциации с айкиннитом, но количественно весьма существенно подчинен последнему, что послужило основанием не принимать его во внимание при расчетах химического анализа. В айкинните он присутствует в виде редких линзовидных выделений по краям зерен айкиннита, а также в виде ясно секущих прожилков, имеющих более позднее происхождение. Таковы наблюдавшиеся взаимоотношения айкиннита с другими минералами.

Общий порядок выделения минералов в оруденелых айкиннитсодержащих скарнах по стадиям и этапам представлен в парагенетической таблице 3.

Таблица 3

Минералы	Слабая стадия		Кварцевая - симбиотическая стадия		Гиперсенная эпоха
	Безузонный силикатный этап	Гематит-магнетитовый этап	Ранний сфалеритовый этап	Палеошпатовый кварцевый жильный этап	
Гранатgrossular-андрадитового ряда					
Велластонит					
Лидоксен					
Магнетит					
Гематит					
Амфиболы					
Эпидот					
Хлориты					
Борнит					
Борнит-халькопирит распад твердого раствора					
Сфалерит-халькопирит (эчюлосия)					
Сфалерит					
Халькопирит					
Айкнит					
Сульфобистмутит, в том же неопределенный					
Галенит					
Микролин нерешетчатый					
Ибери					
Кальцит					
Родонит					
Борит					
Халькозин					
Кобеллин					
Церуссит					
Смитсонит					
Моласцит					
Азуцит					
Вазобистмутит и др.					
Опая халцедан					
Гидроокислы марганца и железа					
Нантронит					
Галлуазит					

Все наблюдения показывают, что айкнит начал кристаллизоваться ранее сфалерита; главная его масса выделялась после сфалерита, почти одновременно с главной массой халькопирита; заключительный же этап выпадения айкнита совпадает с началом отложения первых порций галенита, который в дальнейшем кристаллизовался уже без айкнита.

Выпадение сульфидов и сульфосолей полиметаллов в оруденелых скарпах в основном совпадало с близкими между собой по времени процессами околорудных изменений скарпов: палиппатнизацией, окварцеванием, карбонатизацией, хлоритизацией, амфиболлизацией и эпидотизацией. Основная же масса полиметаллических руд возникла в более позднюю, так называемую барито-сульфидную стадию минерализации.

Необходимо еще остановиться на гипергенных изменениях айкинита. Для оруденелых скарпов месторождения характерна карбонатная стадия гипергенеза. Первичные сульфиды металлов превращены здесь в карбонаты соответствующих металлов. Айкинит при этом также превращается в карбонат висмута, ближе всего стоящий к базовисмутиту, который в дальнейшем дезинтегрируется и превращается в рыхлые висмутовые и свинцовые охры яркожелтого и зеленовато-желтого цвета.

По данным А. А. Смирнова (1940), в айкините часто наблюдаются эмульсионные выделения золота, которые при гипергенном разложении айкинита превращаются в параллельные, вытянутые по длине заключавшего их кристалла иглы.

В нашем случае включений золота в айкините и продуктах его дезинтеграции не наблюдалось.

Качественные реакции на золото, проделанные с азотнокислым таллом, также не дали положительных результатов.

Гипергенные образования по айкиниту в нашем случае представлены сравнительно слабо и недостаточно еще изучены. Таким образом, вопрос о том, имеется ли в нашем месторождении в связи с айкинитом золото, остается пока не выясненным. Сам же факт проявления в подобного рода месторождении висмутовой минерализации, представленной айкинитом и другими висмут содержащими минералами, указывает на определенную специфику формирования месторождения и геохимические особенности, отличающие его от других аналогичных ему месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов А. А. Айкинит. Сб «Минералы СССР». Т. II, 1940, стр 490 — 496.
2. Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии Т. I, полутом I, 1951, стр. 492.
3. Хрущев М. М. О введении новой шкалы твердости «Заводская лаборатория», 1949, № 2.

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада сирек кездесетін висмут минералы — айкиниттің геологиялық жағдайы, физикалық қасиеті, химиялық составы сыйпатталған. Бұл минералды Орталық Қазақстандағы қарағайлы кен орнынан бірінші кездестірген М. К. Янулова болды.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

Р. В. МАСГУТОВ

КОЛУМБИТ ИЗ ОДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Колумбит является одним из ценнейших редкометалльных минералов, используемых в промышленности как основное сырье на ниобий (и тантал). В Казахстане колумбит обнаружен во многих местах. Однако практическое значение в настоящее время имеют лишь очень немногие месторождения, и, как отмечает Б. С. Митропольский [4], перспективны только те месторождения, которые связаны с гранитными пегматитами. Весьма интересны высказанные Б. С. Митропольским предположения относительно возможности обнаружения Та и Nb на территории Казахстана. Резюмируя материал по изучению Та и Nb в Казахстане и задачи их поисков, он пишет: «... отсутствие выявленных месторождений тантало-ниобатов в горных хребтах юга и востока Казахстана (Тарбагатай, Джунгария, Запильский и Таласский Алатау) и в большей части Центрального и Северного Казахстана, по нашему мнению, свидетельствует лишь о неизученности пегматитов этих районов». Полностью соглашаясь с этим утверждением, считаем необходимым подчеркнуть, что в настоящее время наряду с пегматитами промышленное значение начинает приобретать и другой тип месторождений — альбитизированных гранитоидов с редкометалльной минерализацией, будущее которых несравненно перспективнее пегматитов.

Описываемый колумбит обнаружен в альбитизированных гранитах и генетически с ними связанных пегматитах, возраст которых, по имеющимся геологическим данным, не совсем ясен. Можно только констатировать, что эти граниты не древнее девона: относительно верхнего предела их возраста нет достоверных данных, нижний — определяется рвущим интрузивным контактом с верхнекаледонскими лейкократовыми гранитами нормального состава.

Если придерживаться утверждения Б. С. Митропольского (согласно анализу всего материала по Та и Nb в Казахстане до 1945 г.), то в основном тантал-ниобиевая минерализация в пегматитовых и пневматолитовых месторождениях генетически связана с варисской интрузивной деятельностью.

Колумбит, так же как и другие редкометалльные минералы, ассоциирующие с ним (малакон, торит и пр.), встречается обычно в виде мелкой вкрапленности, размеры которой колеблются от 0,5 — 0,7 — 1 мм в альбитизированных гранитах, до 1—2 мм (и реже 5—10 мм) в пегматитах. Нередко колумбит совместно с другими редкометалльными минералами (в частности с малаконом и торитом) образует небольшие шпирообразные скопления.

Форма кристаллов колумбита разнообразна и является более или менее типоморфной для каждой определенной разновидности пород. Так, в альбитизированных гранитах обычно встречаются кристаллы колумбита столбчатого облика (рис. 1) с весьма хорошо развитыми гранями пинаконда (010 и реже 001), призмы (011) и дипирамиды (111). С пегматитами связана разновидность колумбита пластинчатого и реже таблитчатого табитуса (рис. 2, 3), кристаллы которых нередко находятся в параллель-

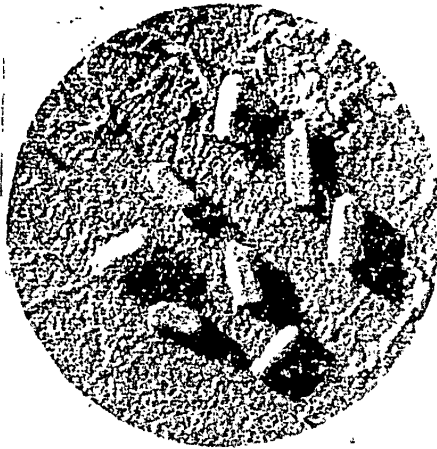


Рис. 1 Столбчатый колумбит из альбитизированного гранита Увеличение 8

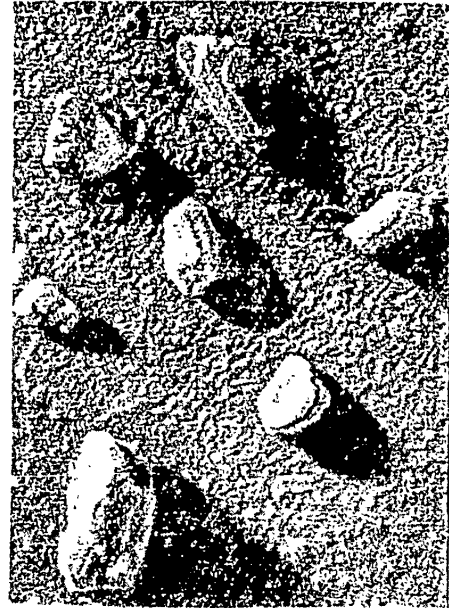


Рис. 2 Кристалл пластинчатого колумбита в параллельном срастании Увеличение 8

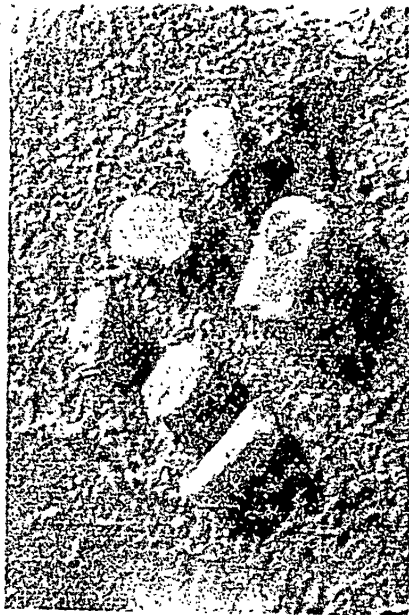


Рис. 3. Таблитчатый колумбит из пегматита. Увеличение 8.

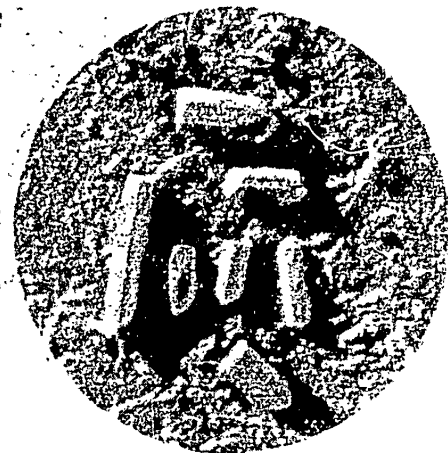


Рис. 4 Столбчатый колумбит из пегматита Увеличение 8.

ном срастании друг с другом по грани пинаконда (010). Аналогичные случаи параллельных срастаний пластинчатого колумбита иллюстрируются в «Минералогии», А. Г. Бетехтина [1], а также приводятся Л. Хессом [7] при описании пегматитов Южной Дакоты (США). К участкам альбитизации этих пегматитов прурочены обычно столбчатые (игольчатые) кристаллы колумбита (рис. 4), сходные с формами из альбитизированных гранитов, но более крупные по размерам.

Колумбит черного цвета, черта черная, буровато-черная, блеск металлический. Твердость 6 (по шкале Мооса); излом раковнистый. Хрупок. Удельный вес варьирует от 4,8 до 5.

В отраженном свете минерал серовато-белого цвета, слабо анизотропен, порошок буровато-черный. Реактивы не действуют.

Химические анализы колумбитов из различных пород (аналитик Т. Л. Шустер, ИГН АН КазССР) приведены в таблице 1.

Таблица 1

Оксиды	Альбитизированный гранит						Пегматит			
	образец К-73-10		образец К-79-2		образец 564		Крупнозернистый образец Ш-1		Альбитизированный образец Ш-3	
	весов. %	молек. к-во	весов. %	молек. к-во	весов. %	молек. к-во	весов. %	молек. к-во	весов. %	молек. к-во
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (+Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	74,7	281	73,0	274	66,0	248	67,1	252	73,2	275
FeO	5,1	071}	4,8	067}	6,3	088}	4,3	059}	4,1	057}
MnO	12,9	182}	14,9	210}	14,2	200}	13,5	190}	14,3	202}
TiO	1,3	016}	1,6	020}	5,1	064}	1,7	021}	1,6	020}
Сумма	94,0		94,3		91,6		86,6		93,2	
Уд. вес	4,9		4,8		4,8		5,0		4,8	

По данным химического анализа общая формула колумбита получается в виде (Mn, Fe) (Nb, Ta, Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.

Как видно из данных таблицы 1, химический состав колумбитов из различных пород характеризуется относительно выдержанным содержанием основных компонентов во всех анализированных пробах. Интересно, что все пробы колумбита характеризуются значительным преобладанием содержания MnO над FeO (12,9 — 14,9%, против 4,1 — 6,3%), в связи с чем он может быть отнесен к марганцовистой разновидности. Кроме того, весьма характерно то обстоятельство, что содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в колумбите постоянно отмечается лишь в виде следов и поэтому раздельное определение пятиоксидов Ta и Nb не было произведено. Однако следует указать, что по результатам рентгено-спектрального химического полуколичественного анализа (аналитик В. В. Стещенко, ИГН АН КазССР) в колумбите содержится до 30% Nb и 2% Ta.

Низкие удельные веса колумбита (4,8 — 5,0) вполне соответствуют его составу, это — существенно ниобиевый минерал с преобладанием марганца над железом.

Кроме указанных элементов, спектроскопически (аналитик С. К. Калпини, Институт физико-технических наук АН КазССР) в колумбите обнаружены около 1% скандия и циркония, 0,01% олова, меньше 0,003% меди.

№ линии	К а з а х с т а н						Таблица 2			
	образец 1212		образец Ш1-1		образец Ш1-10		Эталон		Украина	
	<i>I</i>	<i>дв.Å</i>	<i>I</i>	<i>дв.Å</i>	<i>I</i>	<i>дв.Å</i>	<i>I</i>	<i>дв.Å</i>	<i>I</i>	<i>дв.Å</i>
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	оч. слабые	3,645	средние	3,645	средние	3,622	3	3,57	слабые	3,99
3	оч. слабые	3,255	слабые	3,255	слабые	3,255	—	—	средние	3,637
4	—	—	оч. оч. слабые	3,132	оч. оч. слабые	3,099	—	—	средние	3,26
5	оч. оч. сильные	2,943	оч. оч. сильные	2,958	оч. оч. сильные	2,958	8	2,95	оч. слабые	3,15
6	—	—	оч. слабые	2,871	оч. оч. слабые	2,871	1	2,85	оч. слабые	2,95
7	—	—	оч. оч. слабые	2,735	—	—	2	2,73	слабые	2,84
8	—	—	оч. оч. слабые	2,627	—	—	—	—	оч. слабые	2,73
9	—	—	оч. слабые	2,538	оч. оч. слабые	2,538	2	2,55	—	—
10	оч. оч. слабые	2,485	слабые	2,475	оч. слабые	2,485	3	2,47	средние	2,54
11	оч. оч. слабые	2,376	слабые	2,368	оч. оч. слабые	2,368	2	2,35	средние	2,48
12	—	—	—	—	оч. оч. слабые	2,287	—	—	слабые	2,35
13	оч. слабые	2,199	оч. слабые	2,205	оч. слабые	2,205	—	—	оч. слабые	2,29
14	—	—	—	—	—	—	1	2,21	оч. слабые	2,23
15	оч. оч. слабые	2,078	слабые	2,085	слабые	2,092	—	—	слабые	2,196
16	—	—	—	—	оч. оч. слабые	2,017	2	2,08	средние	2,082
17	—	—	оч. оч. слабые	1,950	оч. оч. слабые	1,950	—	—	оч. слабые	2,001
18	средние	1,903	средние	1,903	средние	1,891	—	—	слабые	1,943
19	оч. слабые	1,822	слабые	1,827	оч. слабые	1,822	3	1,89	сильные	1,894
20	сильные	1,764	сильные	1,764	средние	1,768	2	1,81	оч. сильные	1,819
21	средние	1,735	средние	1,735	средние	1,740	4	1,76	оч. сильные	1,761
22	оч. сильные	1,713	оч. сильные	1,718	сильные	1,718	2	1,73	средние	1,730
							7	1,70	сильные	1,713

110

Р. В. МАСТУТОВ

21	средние	Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020010-8					1,730			
22	оч. сильные	1,713	оч. сильные	1,718	сильные	1,718	7	1,70	средние	1,730
									сильные	1,713

23	—	—	—	—	—	—	—	—	оч. слабые	1,629
24	оч. оч. слабые	1,607	оч. слабые	1,604	оч. оч. слабые	1,607	—	—	средние	1,604
25	слабые	1,534	сильные	1,537	слабые	1,537	3	1,53	сильные	1,537
26	—	—	оч. оч. слабые	1,514	—	—	—	—	оч. слабые	1,518
27	оч. слабые	1,486	оч. слабые	1,483	оч. слабые	1,486	—	—	слабые	1,479
28	сильные	1,454	сильные	1,457	оч. сильные	1,459	8	1,45	оч. сильные	1,458
29	—	—	оч. оч. слабые	1,431	—	—	2	1,42	оч. слабые	1,426
30	—	—	—	—	—	—	—	—	оч. слабые	1,399
31	оч. слабые	1,376	слабые	1,376	оч. слабые	1,376	2	1,37	средние	1,375
32	—	—	оч. оч. слабые	1,344	оч. оч. слабые	1,344	1	1,34	—	—
33	оч. слабые	1,313	оч. слабые	1,311	оч. слабые	1,311	2	1,31	средние	1,307
34	—	—	—	—	оч. оч. слабые	1,273	2	1,25	слабые	1,272
35	оч. оч. слабые	1,256	оч. слабые	1,245	оч. оч. слабые	1,245	—	—	средние	1,242
36	оч. слабые	1,219	средние	1,221	слабые	1,219	3	1,21	средние	1,216
37	средние	1,191	сильные	1,193	сильные	1,193	4	1,18	сильные	1,189
38	оч. оч. слабые	1,162	—	—	—	—	—	—	—	—
39	слабые	1,135	средние	1,135	слабые	1,138	3	1,13	средние	1,135
40	оч. слабые	1,123	оч. оч. слабые	1,123	оч. слабые	1,123	2	1,12	средние	1,121
41	—	—	—	—	оч. оч. слабые	1,115	—	—	—	—
42	средние	1,100	средние	1,101	средние	1,100	4	1,10	сильные	1,098
43	—	—	оч. оч. слабые	1,038	оч. оч. слабые	1,039	1	1,09	средние	1,086
44	оч. слабые	1,077	средние	1,077	слабые	1,076	3	1,07	средние	1,071
45	оч. оч. слабые	1,059	оч. оч. слабые	1,058	—	—	—	—	—	—
46	оч. оч. слабые	1,046	оч. оч. слабые	1,047	оч. слабые	1,046	—	—	слабые	1,046
47	слабые	1,035	средние	1,034	слабые	1,035	—	—	сильные	1,032
48	слабые	1,022	средние	1,022	средние	1,022	—	—	средние	1,021
49	оч. слабые	1,010	оч. слабые	1,011	оч. слабые	1,010	—	—	средние	1,007
50	средние	0,996	сильные	0,996	сильные	0,996	—	—	сильные	0,995

Копия из одного экземпляра Центрального Казахстана



В таблице 2 приведены результаты рентгенографического анализа трех проб колумбита. Для сравнения приведен анализ эталонного колумбита, состав которого очень близок к описываемым  $[(Ta, Nb)_2O_5 - 75,6\%; FeO - 10,3\%; MnO - 8\%; TiO_2 - 4,9\%]$ , а также один анализ украинского колумбита.

Из данных таблицы 2 видно, что характерные линии сравниваемых рентгенограмм колумбита почти совершенно тождественны, а наблюдающиеся расхождения величины межплоскостных расстояний ( $d$ ), и в некоторых случаях интенсивности линий, весьма малы. Нужно отметить, что эталонный колумбит характеризуется меньшим количеством интерференционных линий по сравнению с казахстанским и украинским колумбитами, что, вероятно, объясняется большей его стерильностью в отношении элементов-примесей.

В заключение следует отметить, что кристаллизация описываемого колумбита происходит в два этапа. В первый этап кристаллизуется колумбит наиболее высокотемпературной генерации, относящийся к собственно пегматитовому процессу (геофазы В — С, по А. Е. Ферсману). Они обычно встречаются в грубозернистых пегматитах в виде более или менее крупных кристаллов (1 — 10 мм) пластинчатого габитуса. Последующий этап отложения колумбита относится к моменту альбитового замещения пегматитов и гранитов. Альбитизация здесь проявилась в весьма интенсивной форме, благодаря чему в метасоматически измененных породах наблюдается, как правило, значительно более высокое содержание редкометалльных минералов. Колумбит этого этапа характеризуется мелкими размерами кристаллов (0,5 — 0,7 до 1 мм), игольчатым габитусом и тесной ассоциацией с мелкозернистым сахаровидным альбитом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1 Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- 2 Болдырев А. К., Михеев В. И. и др. Рентгенометрический определитель минералов «Записки Ленинградского горного института», 1938, вып. 2, т. XI
- 3 Костылева Е. Е. и Владимирова М. Е. Циркон. Изд-во АН СССР, 1936.
- 4 Митропольский Б. С. Тантал и ниобий в Казахстане и задачи их поисков «Известия Казахского филиала Академии наук СССР» серия геологическая, 1945, вып. 4 — 5.
- 5 Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Северной Киргизии Труды института геологии Академии наук Киргизской ССР Вып. VI, 1955
- 6 Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. I, II. Изд-во Академии наук СССР, 1953
- 7 Хесс Л. Пегматиты западных штатов В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США», посвященном В. Ландгрону, 1937.

#### РЕЗЮМЕ

Мақалада Орталық Қазақстанның бір кен қазбасынан алынған колумбит минералы сыпатталады.

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 25

Д. С. КУНАЕВ

О КАЛЬЦИТОВЫХ МИНДАЛИНАХ С СУЛЬФИДНОЙ  
МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АЧИСАЙ

В данной статье делается первая попытка выявления генетической связи так называемых кальцитовых миндалиин с гидротермальным рудоотложением на месторождении Ачисай.

Кальцитовые миндалины широко распространены на полиметаллических месторождениях хр. Каратау и особенно ярко проявлены на месторождении Ачисай, где образуют ореолы вокруг рудных залежей и имеют значение поискового критерия для последних.

Миндалины, как геологические новообразования, довольно часто сопровождают гидротермальные месторождения, залегающие в пористых, проницаемых для дистиллятов породах, таких, как карбонатные породы и эффузивы.

По вопросу образования миндалиин в геологической литературе наиболее известен взгляд А. Г. Бетехтина [1]. Он заключается в следующем. Вкрапленные руды с миндалекаменной текстурой могут возникать в приконтактных частях сплошных сульфидных руд, которые залегают в интрузивах, на контакте их с более пористыми эффузивными образованиями. Процесс формирования миндалиин объясняется всасыванием жидких сульфидоносных растворов в пористые боковые породы при общем понижении давления газов после застывания рудоносной интрузии. В других случаях вкрапленные сульфиды в пористых породах в соседстве с сульфидоносными жилами могут образоваться несколько иным путем. Сероводород, выделяющийся при снижении внешнего давления из движущихся гидротермальных растворов в момент прекращения движения, мог насыщать более охлажденные поровые растворы в боковых породах. В процессе дальнейшей реакции с металлоносными растворами диффундирующие катионы тяжелых металлов, встречаясь с анионами серы в поровых растворах, могли образовать вкрапленные сульфиды.

В рассматриваемом нами месторождении массивно-полосчатые сплошные руды галенита, сфалерита и пирита размещаются в секущих и межпластовых трещинах среди пластовых доломитов и первично доломитизированных известняков. Контакты рудных тел резкие, притертые, четко прямолинейные и выдерживаются на десятки и сотни метров.

Рудные тела в большинстве случаев сопровождаются ореолами кальцитовых метасом (имеющих форму миндалиин) на расстоянии первых десятков, а иногда и сотен метров от рудных контактов.

Площади их распространения могут иногда и не совпадать с местами локализации руд. Кальцитовые миндалины получают наибольшее развитие, как правило, на рудных участках, то есть в местах максималь-

ной трещиноватости и раздробленности карбонатных пород. Иногда на каждый  $см^3$  породы приходится по 3—5 миндалины кальцита (рис. 1). С приближением к контактам рудных тел количество их заметно возра-

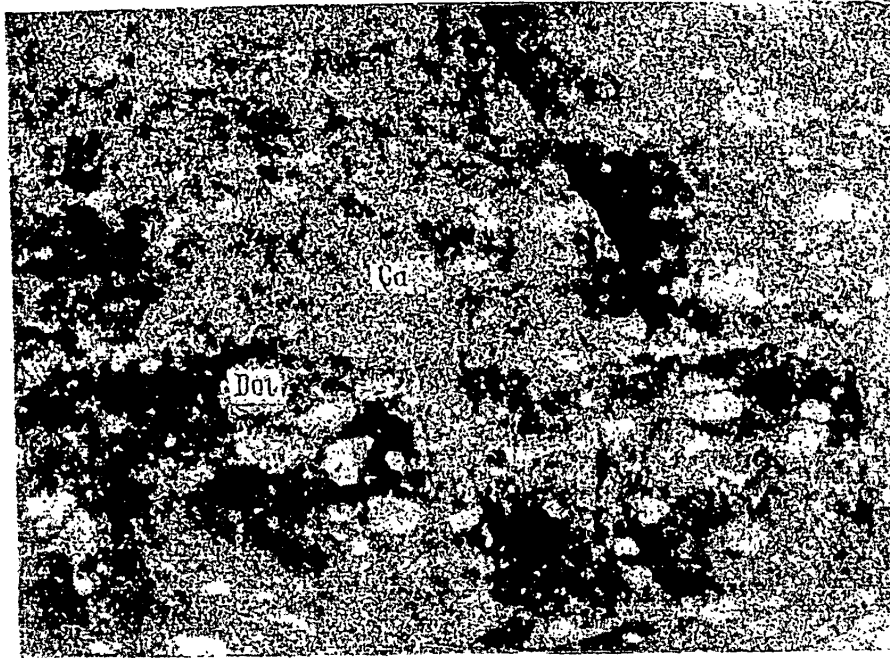


Рис. 1. Развитие кальцитовых (Ca) миндалины в пласте первично доломитизированного (Dol) известняка. Уменьшено в 4 раза

стает и все чаще в них фиксируется вкрапленность бледножелтого сфалерита. Размеры миндалины обычно с грецкой орех, и изредка они достигают величины  $10 \times 5$  см. Форма миндалины чаще эллипсоидальная, вытянутая по первичной слоистости пород. Кристаллики бледножелтого сфалерита вытягиваются цепочкой вдоль стенок миндалины, иногда же почти нацело выполняют ее. Кроме бледножелтого сфалерита в миндалинах изредка фиксировался галенит и пирит, но обычно в удалении не более 3—5 см от рудного контакта. Иногда пирит нацело выполняет бывшую миндалину кальцита (рис. 2), образуя миндалину из пирита.

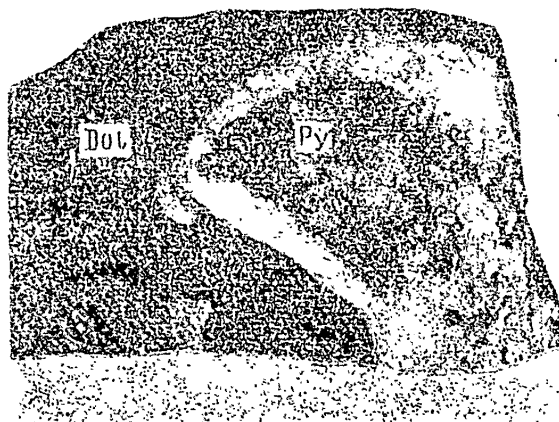


Рис. 2. Пирит (Py) внутри кальцитовой миндалины в доломите (Dol) вблизи рудного контакта. Натуральная величина.

Максимальное развитие кальцито-

выс  
к п  
их  
ных  
пер  
над  
тол  
раз  
рав  
рас  
гом  
ни  
роя  
пла

дал  
жил  
руд  
каз  
жен  
на  
(рис  
нес  
возр

тов  
ших  
вкра  
кри  
дов,  
как  
ний,  
го э  
давл  
фид

кает  
к на

фид  
щем  
ное  
но п  
леки  
всем  
отла  
В др  
каль  
мока

пер  
всегд  
Р  
тель

вые миндалины на месторождении получили в доломитах, а при переходе к первично доломитизированным и нормальным известнякам количество их заметно убывает. Соответственно этому абсолютное большинство рудных тел (80%) залегает в доломитах, и лишь незначительная часть — в первично доломитизированных и нормальных известняках. Наблюдения над частотой проявления кальцитовых миндалин в пластовых доломитах толстоплитчатой и тонкоплитчатой разностей показывают некоторое их различие. Если в толстоплитчатых доломитах миндалины располагаются равномерно во всей массе породы, то в тонкоплитчатых разностях густота расположения их иногда изменяется при переходе от одного пласта к другому, хотя на глаз те и другие доломиты не показывают никаких различий ни в окраске, ни в химической чистоте и пористости. Такая картина, вероятно, все же объясняется некоторой разницей в пористости отдельных пластов.

Тщательные наблюдения над взаимоотношениями кальцитовых миндалин с рудными телами и многочисленными системами кальцитовых жил, развитых вокруг рудных тел, обычно показывают четкую наложенность этих миндалин на кальцитовые жилы (рис. 3), что говорит о несколько более позднем возрасте миндалин.

Возраст же кальцитовых жил, всегда несущих спорадическую вкрапленность крупнокристаллических сульфидов, определяется нами как несколько более ранний, чем время основного этапа рудоотложения, давшего богатые сульфидные тела Ачисая.

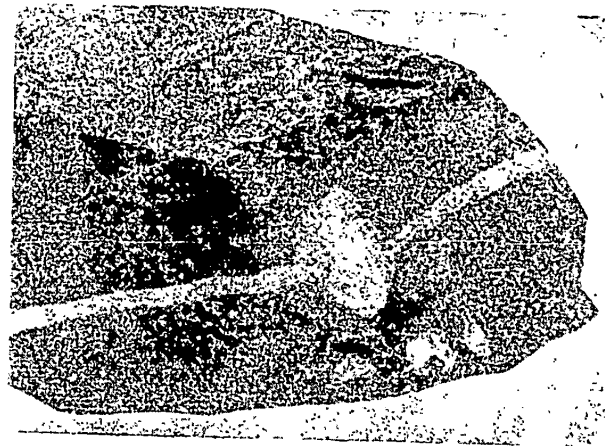


Рис. 3. Наложение миндалин кальцита на ранневозрастную кальцитовую жилу в доломитах (черное). Уменьшено в 2 раза.

Основная масса (более 95%) кальцитовых жил Ачисая четко рассекается рудными телами (рис. 4 и 5) и, несомненно, относится по возрасту к наиболее раннему, первому этапу гидротермальной деятельности.

Лишь около 5% кальцитовых жил с вкрапленностью тех же сульфидов четко рассекает рудные тела и относится во времени к завершающему этапу гидротермальной деятельности. Чтобы уточнить относительное время появления кальцитовых миндалин, остановимся более подробно на процессе их образования. Прежде всего следует отметить, что углекислый кальций (кальцит) высвобождался из карбонатной толщи на всем протяжении гидротермального процесса. В одних случаях он перетлагался, образуя кальцитовые жилы среди доломитов и известняков. В других случаях он перекристаллизовывался на месте, входя в состав кальцитизированных доломитов. В третьем случае он слагает чисто локальные участки (в местах залегания рудных тел).

Следует отметить, что химические и спектральные анализы мономинеральных проб кальцита из состава кальцитовых жил и кальцититов всегда показывают присутствие магния, свинца, цинка и железа.

Кальцитовые же миндалины очень ясно несут черты местной собирательной перекристаллизации углекислого кальция из состава пористых

черных доломитов, благодаря тому, что из состава доломита по порам выносился углекислый магний.

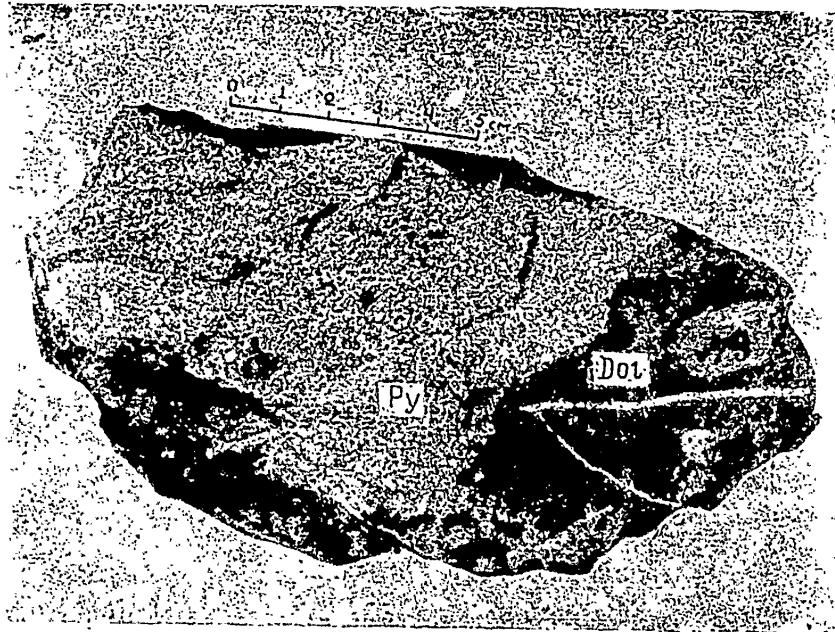


Рис. 4 Возрастное взаимоотношение кальцевой жилы с сульфидами и рудного тела (Py — пирит) в пластовых доломитах (Dol). Уменьшено в 2 раза.

Углекислый магний мигрировал в верхние ярусы месторождения, отлагаясь в системах секущих трещин и разломов в виде неправильных тел эпигенетических светлосерых доломитов. Одним из условий возникновения доломитов, надо полагать, явилось дополнительное заимствование из боковых пород углекислого кальция по пути и на месте отложения этих пород.

В процессе выноса углекислого магния исходная порода постепенно перекристаллизовывалась на месте в крупнокристаллический кальцитит. При этом экспериментально доказано, что при переходе доломита в известняк объем породы увеличивается на 12,8%. Следовательно, такое количество углекислого кальция, высвобождающаяся из породы, вероятно,



Рис. 5 Наложение сульфидного оруденения: (Py — пирит, Sf — сфалерит) на кальцитит (Ca — кальцит). Уменьшено в 2 раза.

мигрирует совместно с углекислым магнием.

На переходной стадии перекристаллизации породы обычно встречаем кальцитизированный доломит светлосерой окраски с множеством миндалин молочно-белого крупнокристаллического кальцита (рис. 1 и б). Окраска равномерно черная (у доломита), постепенно переходит в пятнистую, светлосерую (у кальцитизированного доломита) и молочно-белую (у монокальцитовой породы).

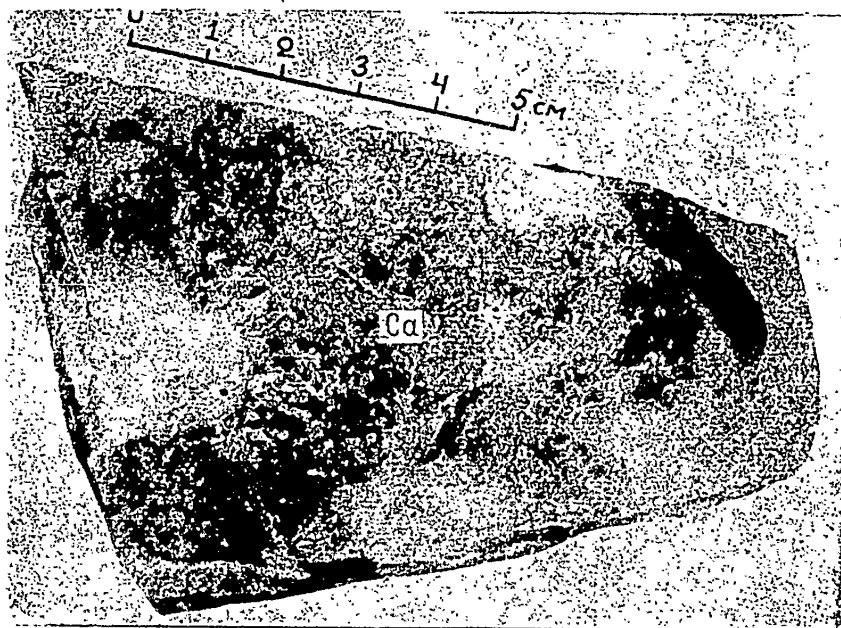


Рис. 6 Нацело кальцитизированный (Ca) доломит с развитием кальцитовых миндалин (белое). Натуральная величина.

На рисунке 6 можно видеть пятнистую окраску почти нацело кальцитизированного доломита и неровные, расплывчатые контуры кальцитовых миндалин, которые указывают на имевший место процесс собирательной перекристаллизации углекислого кальция. Исходный доломит почти нацело перекристаллизовался в кальцитит. Для выяснения относительного времени появления кальцитовых миндалин интересен факт появления их с бледножелтым сфалеритом и иногда пиритом внутри сульфидных рудных тел в его приконтактных частях (рис. 7). В этом случае миндалины одновременно проявляются и во вмещающих породах. Синхронность и сингенетичность как тех, так и других миндалин не вызывает сомнений. Для

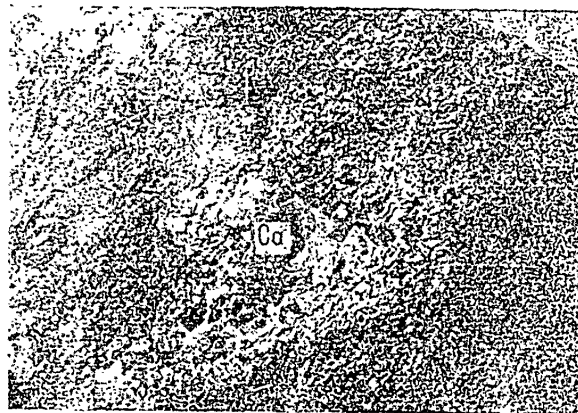


Рис. 7. Кальцитовая миндалина (Ca) со среднезернистым пиритом внутри мелкозернистой колчеданной руды. Уменьшено в 2 раза.

понимания генезиса их имеет значение и тот факт, что в составе сульфидных руд месторождения с глубиной резко возрастает количество монокальцитовых гнезд (до 25—40% от общей массы сульфидов), на которые почти одновременно наложился главный импульс сульфидной минерализации (рис. 5 и 8).

Позабойные наблюдения позволяют сделать следующие выводы. Если гнезда мономинерального крупнокристаллического кальцитита с угловой сульфидной минерализацией относить к раннему этапу гидротермальной деятельности, то последующее наложение главной массы сульфидов могло привести к растворению и вытеснению части кальцита за пределы рудных полостей, что дало ореолы кальцитовых миндалин. После этого понятным становится и факт наложения миндалин на более ранние околорудные кальцитовые жилы. Процесс выноса углекислого магния и образования кальцитовых миндалин вокруг рудных тел облегчался также высокой пористостью вмещающих доломитов (истинная пористость доломитов месторождения колеблется в пределах 1,39—5,90; а известняков равна 0,36—0,38).



Рис. 8. Возрастное взаимоотношение кальцититов (Ca) и сульфидного оруденения (S — сфалерит, Py — пирит). Уменьшено в 1,5 раза.

В боковых поровых растворах, обедненных к тому времени железом, наряду с углекислым кальцием переносился также цинк, который, взаимодействуя с анионами среды, дал бледножелтый сфалерит. Такого же цвета и крупности кристаллы сфалерита фиксируются в кальцитовых миндалинах внутри рудных тел, в то

время как в околорудных ранневозрастных кальцитовых жилах сфалерит чаще оранжевый, а в рудных телах, как правило, темнубурой окраски.

Вероятность такого обеднения сульфидов элементами-примесями (что отражается на их окраске) полностью подтверждается данными спектральных анализов мономинеральных проб сфалерита.

Так, если сравнить последовательно химические составы сфалеритов темнубурой окраски (которые слагают агрегативные руды) со сфалеритами оранжевого цвета (из ранневозрастных кальцитовых жил) и сфалеритами медово-желтого и бледножелтого цветов (сидящих в кальцитовых миндалинах внутри и вне рудных тел), то мы увидим последовательное обеднение сфалеритов германием, серебром, галлием, железом, марганцем.

## Выводы

Из сказанного выше следует, что тяготение ореола кальцитовых мидаллин к рудным трещинам и зонам разломов дает основание уверенно предполагать, что образование их связано с деятельностью поровых растворов, которые в начале своего пути инфильтрировались по крупным трещинам с последующим просачиванием их через стенки трещин по капиллярным порам вмещающих пород. Вероятность такого процесса несомненна, чему способствует высокая пористость доломитов.

А. Г. Бетехтин [1] отмечает, что «просачивание нагретых растворов, обусловленное разностью давлений, может происходить не только по капиллярным, но и субкапиллярным трещинам (шириной меньше 0,0001 мм)». Сам процесс образования кальцитовой мидаллины в пластовых доломитах и первично доломитизированных известняках мыслится нами как процесс растворения и уноса в растворе  $MgO$ , как наиболее легкоподвижного (в условиях нашего месторождения) соединения, и одновременной перекристаллизации на месте  $CaCO_3$  в крупнокристаллический кальцитит. Вследствие постоянного выноса магния из состава породы, перекристаллизация  $CaCO_3$  идет в условиях низкой концентрации вещества в растворе и, как указывает Д. С. Коржинский [3], это приводит к появлению крупных кристаллов растворенного вещества.

Отмеченный выше факт появления кальцитовых мидаллин с бледно-желтым сфалеритом внутри сульфидных руд, наряду с останцами крупнокристаллического кальцита, дает основание предполагать, что инфильтрационный и диффузионный метасоматоз в рудных полостях был широко проявлен до основного этапа рудоотложения. В момент же отложения главных масс сульфидов происходил частичный вынос метасоматического кальцита из рудных полостей поровыми растворами в боковые породы, то есть кальцит фактически вновь растворялся и вытеснялся сульфидами за пределы рудных полостей. Факт наложения мидаллин кальцита на кальцитовые жилы, которые, в свою очередь, рассекаются рудными телами, указывает на два крупных этапа, которые имели место в инфильтрационном и диффузионном метасоматозе. Так мыслится автором вероятная последовательность и сущность процессов гидротермального метасоматоза. Время и механизм формирования кальцитовых мидаллин нельзя понять без рассмотрения этих процессов. А появление в мидаллинах сульфидов надо рассматривать как результат порового диффузионного взаимодействия катионов металлов с анионами серы в охлажденных поровых растворах боковых пород. В нашем случае катионы цинка оказались более подвижными, чем катионы железа и свинца.

Являясь по существу «родимыми пятнами» рудного метасоматоза, ореолы кальцитовых мидаллин с сульфидами в большинстве случаев являются верным поисковым признаком на руды, что и используется рудничной геологической службой.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» М., Изд-во АН СССР, 1955
2. Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение» Труды ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954



3. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. С5. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.

4. Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1937, вып. 4, ч. 66

### РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада Ащысай кенінің кальциттер мидалиналарының гидротермалдық процестермен байланыстығын бірінші рет айтуды талап еткен.

Рудалы залеждердің маңында кальциттер мидалиналарының сульфидтермен аралас пайда болуы металл катнандарының күкірт аннондарымен руда қорғалған тау жыныстарының қуыстарындағы ертінділермен қатынасып араласудың нәтижесі дегенді айырады.

В.  
Г.  
В.  
Г.  
В.  
М.  
С.  
К.  
М.  
Р.  
Д.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
В. В. Лавров Третичные отложения Северного Казахстана . . . . .	3
Г. Н. Щерба. Один из примеров соотношения аплитов и кварцевых жил . . . . .	20
В. К. Монич. О векторном анализе трещин отдельности интрузивных массивов . . . . .	27
Г. П. Болгов и И. В. Покровская. Особенности минералогии зоны окисления Парыгинского месторождения на Алтае . . . . .	39
В. Г. Сагунов. Bentonитовые глины Каракаликинского и Восточного Приаралья . . . . .	48
М. Е. Воскобойников. Стратиграфия палеогеновых отложений низовьев р. Сыр-Дарья . . . . .	57
С. М. Шапиро. Грунтовые воды долины малых рек восточной части Центрального Казахстана . . . . .	79
К. М. Макетов. К вопросу о геологическом обслуживании системы блокового обрушения . . . . .	90

## Научные заметки

М. К. Янулова и С. И. Поток. О висмутовом минерале Карагайлинского месторождения . . . . .	100
Р. В. Масгутов. Колумбит из одного месторождения Центрального Казахстана . . . . .	107
Д. С. Кунаев. О кальцитовых мидалинах с сульфидной минерализацией на месторождении Ачисай . . . . .	113

Редактор *М. Н. Семенов*  
Худ. редактор *И. Д. Суцких*  
Тех. редактор *П. Ф. Алферова*  
Корректоры *А. И. Олейников, А. Г. Худяков.*

\* \* \*

Сдано в набор 1/XI 1956 г. Подписано к печати 11/XII 1956 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>  
Физ. л 7,63. Усл. п л. 10,15. Уч.-изд. л. 10,5 Тираж 600. УГ06688 Цена 8 руб

Типография Издательства АН КазССР, Алма-Ата, ул. Шевченко, 17. Зак. 326.