

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 112. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 89). 1949

Л. Н. ФОРМОВОА

**ГЛАУКОНИТОВЫЕ ПЕСКИ УРОЧИЩА
КЫЗЫЛ-САЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Л. Н. ФОРМОЗОВА

ГЛАУКОНИТОВЫЕ ПЕСКИ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1943 г. автору настоящей работы было поручено изучение глауконитовых песков, развитых среди мезозойских и третичных отложений Южного Урала и прилегающих районов Актюбинской области Казахстана. Одной из задач этих исследований было выяснение поглотительных свойств различных глауконитовых песков с целью нахождения наилучшего по качеству источника возможного получения местного водоумягчителя.

На первом этапе работы было опробовано большинство известных выходов глауконитовых песков в районе между Чкаловом, Орском и Актюбинском, а также на некотором расстоянии к югу от Актюбинска. Опробовались пески кимериджского, нижневолжского, барремского, сантонского, кампанского, датского (?) и палеогенового возраста.

В подавляющем большинстве случаев даже поверхностное изучение полученных проб позволило установить низкое качество исследуемых пород и невозможность использования их в качестве умягчителей. Обычно глауконитовые пески содержали не более 10—15% глауконитовых зерен, причем величина этих зерен была настолько мала, что значительная их часть уходила в отсеб (фракция меньше 0.2 мм), не пригодный для использования в водоумягчении вследствие низкой водопроницаемости. В других случаях пески оказались сильно глинистыми и неподдающимися сухому рассеву, что в местных условиях делало их использование также весьма сложным.

Совершенно особняком среди всех опробованных образцов стояли глауконитовые пески верховьев балки Кызыл-сая к юго-западу от Орска. Уже рассевы первых взятых нами образцов показали очень высокое содержание в них крупных зерен глауконита, а опыты по водоумягчению обнаружили, что пески Кызыл-сая обладают более высокой поглотительной способностью, чем глауконитовые пески других пунктов СССР.

Заинтересовавшись такими особенностями глауконитовых пород Кызыл-сая, мы произвели более детальное изучение геологических условий их залегания, особенностей их литологического характера, их механического и минералогического состава, а также их водоумягчительных свойств. Результаты этих исследований и изложены в настоящей работе.

Первая часть ее посвящена краткому описанию геологического строения урочища Кызыл-сая. Во второй части дается литологическая харак-

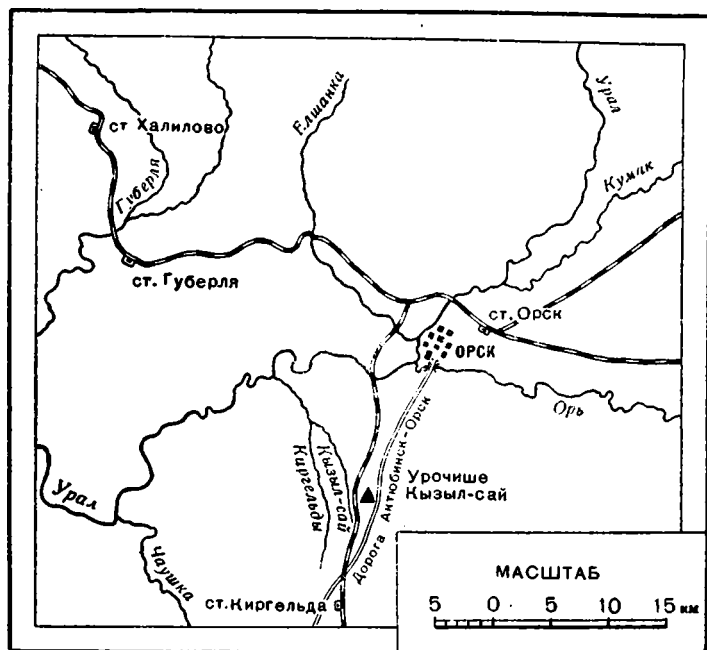
теристика глауконитовых песков и освещаются условия их генезиса. В третьей части излагаются результаты опытов по водоумягчению, проводившихся с кызыл-сайскими песками, и дается их общая оценка как водоумягчителей.

Часть I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ

1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Урочище Кызыл-сай расположено в 18 км на юго-юго-запад от Орска, близ линии железной дороги Орск — Кандагач (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема положения урочища Кызыл-сай

В административном отношении территория урочища принадлежит Степному району Актюбинской области.

Рельеф месторождения представляет плоскую денудационную ступень на западном склоне меридионального гребня горы Чубар-тюбе. На западе эта ступень разрезана на ряд крупных выступов глубокими оврагами, сбегаящими в балку Кызыл-сай, которая и образует довольно крупный, но в летнее время сухой, правый приток р. Киргелды, впадающей в р. Урал против пос. Хабарного.

Местное население называет урочищем Кызыл-сай весь бассейн одноименного оврага и впадающих в него суходолов. Мы будем в дальнейшем изложении называть этим именем только возвышенный участок между верховьями оврага Кызыл-сай и подножьем палеозойского массива горы Чубар-тюбе, в пределах которого развиты изучавшиеся нами глауконитовые породы.

2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСКОВ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ

Первые указания на присутствие глауконитовых пород в урочище Кызыл-сай были сделаны А. А. Петренко. В заметке, опубликованной им в 1933 г., он сообщает, что в 1932 г. в верховьях оврага Кызыл-сай, выше толщи континентального мезозоя, на небольших холмиках он находил выходы глауконитовых песчаников, то сливных звонких, серо-зеленых, то менее плотных, с более интенсивной зеленой окраской. В песчаниках последнего типа им были найдены зубы акул, принадлежащие меловым родам.

На основании этих находок, а также более высокого гипсометрического залегания глауконитовых песчаников по отношению к глинам с *Belemnitella mucronata* в верховьях р. Киргельды (к юго-западу от Кызыл-сая), Петренко предположительно отнес глауконитовые песчаники к самым верхним горизонтам маастрихтского яруса или же к датскому ярусу (1933, стр. 66); впрочем в этой же работе он допускает возможность принадлежности их к низам палеогена. Рыхлых глауконитовых песков Петренко не видел.

В 1933 г. бассейн Кызыл-сая входил в район работ П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина. Выше континентальных мезозойских отложений они установили существование морских песков и песчаников с фауной туронского яруса, а над ними констатировали залегание глауконитовых песков, отнесенных ими к палеогену.

Ни одного разреза глауконитовой серии указанные авторы не приводят. Судя по сводному стратиграфическому разрезу и геологической карте, они предполагали, что в восточной части урочища Кызыл-сай между палеогеном и туроном появляются глауконитовые глины маастрихтского яруса. Это предположение было ошибочно. Маастрихтских отложений в районе Кызыл-сая нет. Глауконитовые глины принадлежат палеогену и лежат стратиграфически выше глауконитовых песков. Их гипсометрически более низкое положение объясняется тектоникой района. Отчет Безрукова и Яншина опубликован в 1937 г.

В 1939 г. появилась статья Петренко: «Геологическое строение Орско-Домбаровского района». Работа эта в сжатой форме суммирует старые полевые наблюдения автора. Схематический разрез урочища Кызыл-сай приводится с учетом данных Безрукова и Яншина. Новых сведений о глауконитовых песках не приводится.

В других опубликованных работах, касающихся района урочища Кызыл-сай (В. А. Полянина, Е. В. Рожковой, А. И. Цветкова), о глауконитовых песках упоминаний нет.

В 1941 г. А. Л. Яншиным было установлено существование в центральной части урочища Кызыл-сай, под галечным слоем основания палеогена, особенно богатого глауконитом «нижнего» глауконитового горизонта.

Наконец, в 1943—1944 гг. район урочища Кызыл-сай изучался автором настоящей работы. Для исследования глауконитовых песков в ряде точек урочища были отобраны образцы. Те точки, с образцами которых был проведен более или менее разнообразный комплекс исследований, показаны на прилагаемых схемах.

3. КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА

Поскольку нашей задачей являлось изучение только глауконитовых пород урочища Кызыл-сай, выяснением геологического строения прилегающих территорий мы не занимались. Поэтому стратиграфия и текто-

ника района описываются вкратце, с использованием литературных данных и собственных наблюдений в пределах детально изученного участка. Геологическая карта его дана на фиг. 2.

Палеозой

Как мы указывали, урочище Кызыл-сай расположено на денудационной террасе у западного подножья меридионально вытянутой горы Чубар-тюбе. Более высокие части склона этой горы и ее гребень сложены толщей плитчатых кремнистых сланцев желто-бурого, серого и зеленоватого цвета. Сланцам подчинены прослойки туффитовых алевроитов и песчаников. Хороших обнажений сланцев нет, но, судя по многочисленным мелким выходам на вершинах сопочек, они образуют серию мелких складок с общим падением их зеркала на запад. О последнем можно судить по тому, что на восточном склоне горы, начиная почти от самого ее гребня, выходят уже зеленые кератофировые туфы и основные эффузивы, стратиграфически лежащие ниже кремнистых сланцев.

Южнее горы Чубар-тюбе слагающая ее толща кремнистых сланцев замещается по простираению граувакками, туфо-песчаниками и глинистыми сланцами так называемой зилаирской свиты, среди которых еще южнее, вблизи пос. Анастасьевского, Петренко (1939) была собрана верхнедевонская флора. С другой стороны, кремнистые сланцы горы Чубар-тюбе литологически чрезвычайно сходны с кремнистыми сланцами известного хабарнинского разреза на правом берегу Урала, где они залегают непосредственно ниже фаменских известняков со *Sporadoceras*, *Prolobites* и различными климениями. Все это позволяет относить сланцы горы Чубар-тюбе к верхнему девону. Подстилающие их эффузивы и туфы, судя по данным Петренко, имеют уже среднедевонский возраст.

На северном склоне Чубар-тюбе имеется несколько выходов змеевиков, залегающих в виде небольших дайкообразных тел среди кремнистых сланцев.

Возвышенность Чубар-тюбе, несомненно, являлась участком берега тех бассейнов, в которых отлагались юрские, меловые и палеогеновые породы урочища Кызыл-сай.

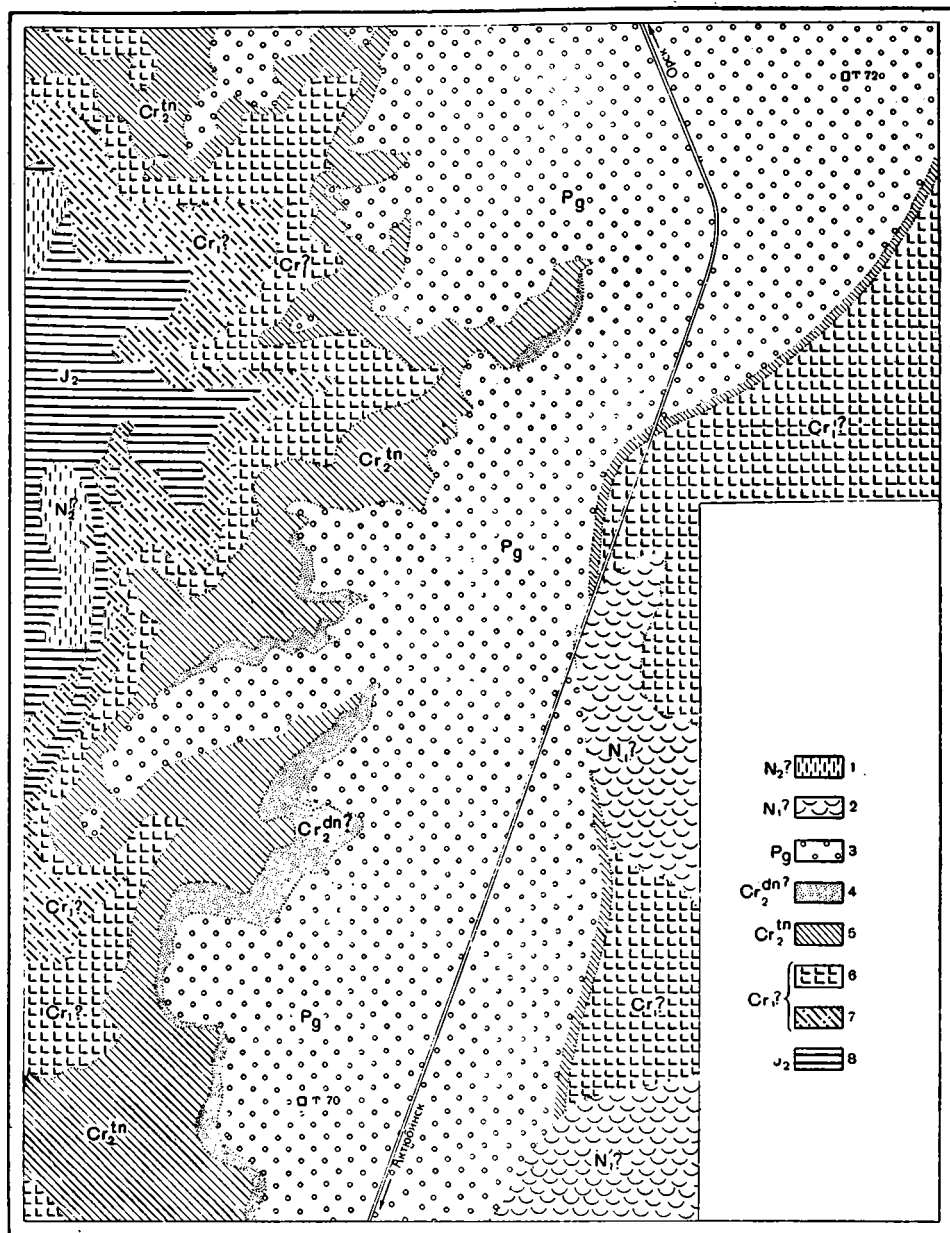
По мере продвижения на восток, к подножью горы, все эти породы уменьшаются в мощности и испытывают определенные фациальные изменения, обогащаясь грубым обломочным материалом.

В районе самого урочища Кызыл-сай палеозойские породы залегают на глубине нескольких десятков метров, но к западу быстро погружаются, вследствие чего мощность отложений континентального мезозоя в этом направлении увеличивается, и близ устья р. Киргельды его подошва опускается ниже уровня воды в р. Урале.

Погружение палеозойского ложа в западном направлении нарушается лишь выходами змеевиков, образующих гряду вдоль правого берега р. Киргельды. Змеевикам здесь подчинены линзы кремнистых сланцев и амфиболитов, залегающие в них в виде ксенолитов. Дальше к западу погружение поверхности палеозоя продолжается, и близ ст. Киргельды кремнистые сланцы залегают уже на глубинах от 78 до 120 м.

Континентальный мезозой

На размытой и неровной поверхности палеозойских отложений в районе Кызыл-сай лежит мощная толща осадков континентального мезозоя, краткие описания которой имеются в работах Петренко (1933, 1939), а более подробное — в работе Безрукова и Яншина (1937).



Фиг. 2. Геологическая карта урочища Кызыл-сай.

Условные обозначения: 1 — красные суглинки, предположительно относимые к плиоцену; 2 — красные и зеленые глины и галечники, предположительно относимые к миоцену; 3 — глины, глауконитовые пески и фосфориты палеогена; 4 — глауконитовые пески, предположительно относимые к датскому ярусу; 5 — зеленые глины, желтые и белые слоистые алевроиты и галечники туронского яруса; 6 — глины белые, желтые и пестрые, предположительно нижнемелового возраста; 7 — белые пески и гравий, предположительно нижнемелового возраста; 8 — красные глины юрского возраста.

Отсылая интересующихся континентальным мезозоем района Кызыл-сая к перечисленным работам, мы остановимся только на вопросе о возрасте отдельных его горизонтов, который нам представляется недостаточно разработанным. В основании мезозоя залегает мощная толща разноцветных (белых, серых, желтых, розовых, красных и коричневатых) глин с подчиненными прослоями глинистых песков и железистых песчаников. Эта толща слагает склоны нижнего течения Кызыл-сая и широкий пологий склон, тянущийся от горы Чубар-тюбеи урочища Кызыл-сай на север к Орску. В 5 км к северо-востоку от Кызыл-сая и в 13 км от Орска, к востоку от дороги Орск — Актюбинск, в железистых песчаниках среди самых верхних горизонтов глинистой толщи сначала А. А. Петренко (1933, 1939), а потом П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1937) была собрана флора, среди которой А. Н. Криштофович и В. Д. Принада определили такие типичные юрские формы, как *Laccopteris münsteri* Schenk, *Taeniopteris* (*Marattiopsis*) sp. nova, *Nilssonina* cf., *compta* Phill. и *Phoenicopsis* sp.

Таким образом, отнесение к юре нижней глинистой толщи континентального мезозоя не вызывает сомнений. Безруков и Яншин сопоставляют ее с выделенной ими хайбулинской свитой Южного Урала, которую они относят, на основании определений комплекса флоры из разных местонахождений, к среднему или верхнему лейасу.

Толща пестроцветных глин кроется мощным горизонтом кварцевого и кремневого галечника, выходы которого между отвёршками и притоками Кызыл-сая образуют вторую денудационную ступень, расположенную ниже ступени, на которой находятся выходы глауконитовых песков. Мощность галечников 20 м. Выше них залегает толща жирных темнокрасных глин, в основной массе неясно слоистых, но содержащих линзы и прослои оливково-зеленых глин и глинистых буровато-красных песчаников. Мощность этих глин 22—23 м.

П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937) сопоставляют горизонты кварцевых галечников и красных глин с зирен-агачской свитой Южного Урала, которой они, главным образом на основании сравнения с разрезами Актюбинского района, приписывают среднеюрский возраст. Такое сопоставление не лишено оснований, так как зирен-агачская свита во всех известных разрезах начинается мощными галечниками устойчивых к выветриванию пород или грубыми косослоистыми песками, а выше в ней часто бывают развиты красные глины.

Однако указанные авторы относят к зирен-агачской свите, т. е. к средней юре, и все вышележащие породы континентального мезозоя. Это утверждение вряд ли справедливо. Действительно, в вертикальных стенках железнодорожных выемок вблизи урочища Кызыл-сай можно отчетливо наблюдать, как красные глины зирен-агачской свиты по резкой неровной границе кроются горизонтом белоснежных кварцевых гравелитов с глинистым цементом и крупнозернистых кварцевых песков. Мощность этого горизонта от 1.5 до 2 м на севере урочища Кызыл-сай увеличивается до 4—5 м в балластных карьерах его южной части. Пески сверху становятся более мелкими и постепенно переходят в песчаные глины, одновременно приобретая мозаичную красно-желтую расцветку. На мозаичных же глинах, опять-таки связываясь с ними постепенными переходами, лежит горизонт чистых глин, белого и светложелтого цвета.

Таким образом, последний представляет собой конечный продукт нового цикла седиментации, который был отделен от эпохи отложения зирен-агачских пород перерывом, может быть весьма длительным.

В свете изложенных фактов мне представляется правильным верхнюю часть континентальных мезозойских пород Кызыл-сая от белых гравий

ных песков до глин включительно отделить от зирен-агачских отложений и объединить их в особую третью (считая снизу) свиту.

Не исключена возможность, что эта свита, по аналогии с фациально сходными отложениями восточного склона Среднего Урала, окажется уже нижнемеловой.

Горизонт разнообразных светлых глин с повышенным содержанием свободного глинозема имеет мощность около 4 м и обычно заканчивает собой разрез континентального мезозоя урочища Кызыл-сай. Лишь изредка выше него имеется еще не более 1 м голубоватых или свинцово-серых жирных пластичных глин с сажистыми примазками и включениями. В подобные же серые углистые, но опесчаненные глины переходит по прости- ранию горизонт белых глин к северу и к югу от Кызыл-сая.

Туронский ярус

Выше глин свиты континентального мезозоя в пределах урочища Кызыл-сай залегает выдержанный горизонт преимущественно песчаных отложений, туронский возраст которых установлен в 1933 г. П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1937) находкой хорошо сохранившегося отпечатка типичной формы *Inoceramus lamarki* Рагск. До наших работ считалось, что этот горизонт сложен исключительно тонкими слюдястыми песками с прослоями железистого песчаника. Наши исследования показали, что его строение более сложно. Типичным для большей части урочища Кызыл-сай может считаться следующее строение туронских отложений (сверху вниз):

1. Глина серо-зеленая вязкая жирная пластичная 0.20 м
 2. Алеврит слюдястый светлого серо-желтого цвета. На расстоянии 0.8—0.9 м от кровли содержит прослой мелких железистых жезд, выполненных белым более глинистым алевритом. Ниже в алеврите встречаются линзочки жирной светлоселеной глины. На глубине 1.55—1.60 м от кровли проходит второй невыдержанный горизонт жезд. На глубине 2.20 м от кровли алеврита залегают линзы жирной светлоселеной глины мощностью до 8 см, четко ограниченные тонкими корочками лимонита. Общая мощность слюдястого алеврита 2.80 м
 3. Галечник с гальками кварца и различных кремнистых пород, очень хорошо окатанными, нередко правильно шарообразной или эллипсоидальной формы, плотно сцементированными глинистым железистым разнозернистым песком. В этом горизонте встречены окатанные зубы акул и позвонки костистых рыб. Мощность 0.45 м
 4. Глина плотная пластичная зеленовато-серая, с частыми мелкими линзочками белого песка, количество которых книзу увеличивается, намечая переход к следующему слою. В верхней половине слоя глина заметно ожезжена. Мощность 0.90 м
 5. Песок кварцево-слюдястый разнозернистый серовато-белый; по резкой границе размыва он ложится на слой континентального мезозоя. Мощность 0.60 м
- Общая мощность так называемых туронских отложений около 5 м.

Анализируя приведенный разрез, мы видим, что только слои 1—3 имеют право считаться туронскими. Галечник слоя 3 имеет типично морскую окатанность; в нем встречаются зубы и кости морских рыб. Это основной галечник туронской морской трансгрессии. Вышележащие белые, желтые или коричневые алевриты местами сцементированы в железистые алевриты табачного цвета и тогда содержат отпечатки морской фауны. Находку *Inoceramus lamarki* Рагск. нам повторить не удалось, но мы собрали в таких песчаниках ядра и отпечатки *Spondylus* sp., *Trigonia* sp., *Cyp- rina* sp. и различных *Gastropoda*. Верхняя зеленая глина местами отделена

от алеврита резкой границей, но в других пунктах переслаивается с ним и поэтому также должна быть отнесена к морским осадкам турона.

Что же касается глины и песка слоев 4 и 5, лежащих ниже основного галечника туронской трансгрессии, то они имеют более древний возраст, причем нет решительно никаких данных, которые указывали бы на их морское происхождение. Отнести их образование к эпохе значительно более ранней, чем эпоха туронской трансгрессии, мешает только отсутствие между ними и туроном ясно выраженных следов эрозионного размыва.

Несмотря на небольшую мощность, горизонт подтуронских глин и песков, а иногда одних глин с характерными тонкими линзочками белого песка, выдержан почти на всей площади урочища Кызыл-сай. Скорее всего это осадки какого-то озера, существовавшего непосредственно перед началом туронской трансгрессии и потом залитого водами трансгрессировавшего туронского моря.

Разрез туронских и подстилающих их отложений в пределах урочища Кызыл-сай довольно выдержан и однообразен. Лишь в восточной его части, где туронские слои выходят на поверхность в смыкающем крыле проходящей здесь меридиональной флексуры, мощность их уменьшается до 4—4.5 м за счет срезания их верхней части палеогеном.

Датский ярус (?)

(Нижний глауконитовый горизонт)

На поверхности зеленых глин или алевритов турона лежит горизонт яркозеленых глауконитовых песков, обладающих высокими пермutoидными свойствами. Граница песков с отложениями турона резкая. Нередко в выработках видно, что глауконитовый песок срезает залегающую в верхней части турона зеленую глину и выполняет глубокие карманы в ниже лежащих алевритах. По контакту часто наблюдаются мелкие плоские галечки или тонкие прослойки железистого песчаника. Выше глауконитовый песок весьма однороден, лишь изредка содержит прослойки зеленых глин или линзочки мелких галек и в некоторых пунктах обнаруживает слабую цементацию опалом. В 1—2 км к северу от описываемой площади встречаются выходы плотных и звонких кремнистых глауконитовых песчаников, принадлежащих, повидимому, тому же горизонту. В ряде мест они использовались местным населением как строительный материал. В пределах исследованного участка такая цементация не наблюдалась.

Весьма характерной особенностью описываемых песков является их косая слоистость. Отдельные прослои их состоят из часто срезающих друг друга небольших пачек, полого падающих в юго-западном направлении. Мелкая параллельная слоистость внутри косых пачек обусловлена чередованием темных прослоек, богатых крупными зернами глауконита, и светлых прослоек кварцевой пыли.

Крупных обломков терригенного происхождения глауконитовый песок не содержит. Однако по плоскостям, разделяющим его косонаслоенные пачки, встречаются линзочки мелких плоских галек и тонкие прослои детритуса из мелких обломков рыбных костей, чешуй и зубов. В этих прослойках собраны в большом количестве и хорошо сохранившиеся зубы, среди которых В. В. Меннер определил: *Lamna appendiculata* A g., *L. appendiculata* A g. var. indet., *Scapanorhynchus gigas* W o o d w., *Sc. raphiodon* A g., *Oxyrhina mantelli* A g., *Squatina decipiens* D a l i n c., *Synechodus* sp., *Enchodus levisiensis* (M a n t e l l), *Myliobatis* sp. (ихтиодорулит), обломки зубов *Plesiosauridae* s. l., капролиты и обломки костей. По-видимому, из этого же горизонта происходят сборы Петренко, из которых

определены *Scapanorhynchus subulatus* A g., *Sc. sp.*, *Acanthias sp.* и *Odonaspis ex. gr. rutoti* W i n k l e r. Чешуи рыб местами сохранились в большом количестве на плоскостях слоистости песка, однако из-за рыхлости материала их крайне трудно извлечь и сохранить неповрежденными. Просматривая наши сборы, Меннер мог установить только, что эти чешуи принадлежат костистым рыбам, скорее всего представителям семейства Amiidae. Никаких других органических остатков в глауконитовом песке не обнаружено ни в одной из пересекавших его выработок. Отмучивание 30 образцов песка этого горизонта из различных выработок показало, что он не содержит также никакой микрофауны, за исключением единичных скелетиков радиолярий.

До наших работ горизонт глауконитовых песков все относили к палеогену, объединяя его с вышележащими, также содержащими глауконит, породами. Между тем среди приведенных выше определений ихтиофауны нет ни одной типично палеогеновой формы; обнаружены только меловые виды или же формы широкого вертикального распространения, встречающиеся в мелу и в палеогене. О меловом возрасте песка говорит также присутствие в нем зубов плезиозавров. Считать все эти остатки перемытыми нельзя, так как они встречаются не только в основании, но во всей толще слоя, и не сопровождаются никаким обломочным материалом. Кроме того, значительная часть зубов совершенно не окатана.

Таким образом, описываемый глауконитовый песок, который мы называем нижним глауконитовым горизонтом, приходится считать меловым. Вопрос о более точном возрасте песка на основании ихтиофауны не может быть решен, так как все виды верхнемеловых селяхий пользуются большим вертикальным распространением. Для решения этого вопроса приходится прибегать к сравнению с соседними разрезами верхнемеловых отложений.

Отложения кампана и нижнего маастрихта выходят всего в 7 км от Кызыл-сая на р. Киргельде близ одноименной железнодорожной станции линии Кандагач — Орск. Нижний маастрихт здесь представлен грязно-белыми мергелями и белыми глинами, а кампан — карбонатными же глинистыми песками со стяжениями кремнистого песчаника. В породах обоих горизонтов много остатков фауны бентоса: морских ежей, мшанок, одиночных кораллов и разнообразных пелеципод. В обоих горизонтах встречаются в изобилии *Belemnitella*, остатки же ихтиофауны крайне редки. Ничего похожего на глауконитовый горизонт Кызыл-сая ни в кампане, ни в нижнем маастрихте района Киргельды нет, что, повидимому, исключает возможность отнесения его к этим горизонтам верхнего мела.

Отложения верхнего маастрихта (зона *Belemnitella americana* M o r t o n) в непосредственной близости от Кызыл-сая отсутствуют. В ближайших же пунктах (пос. Рождественский на полдороге между Орском и Актюбинском, окрестности ст. Сара к западу от Орска и пос. Ново-Киевского) они представлены глауконитовыми песками или глинами, что сближает их с нижним глауконитовым горизонтом Кызыл-сая, однако глауконитовые породы верхнего маастрихта, даже в наиболее песчаных разностях, сильно глинисты, карбонатны, содержат фауну белемнителл, острий и морских ежей, чего на Кызыл-сая мы не наблюдаем. Кроме того, отложения верхнего маастрихта во всех пунктах Орского и Актюбинского Урала, где они известны, залегают регрессивно на слоях нижнего маастрихта и нигде не выходят за пределы их распространения. Между тем глауконитовый песок Кызыл-сая лежит на туроне. Все это делает мало вероятным принадлежность его к верхнему маастрихту.

Остается предположить, что нижний глауконитовый горизонт Кызыл-сая имеет датский возраст. Датские отложения в прилегающих районах очень плохо изучены, так как в большинстве разрезов они уничтожены

размывом до начала палеогеновой трансгрессии. Однако несомненно, что в датское время море было широко распространено в западном Казахстане и заходило в пределы Южного Урала. Г. И. Теодорович (1939) нашел сохранившиеся осадки «хоперской фации» датского яруса в 60 км к северу от Кызыл-сая близ пос. Ново-Киевского. Они представлены здесь глауконитовыми песками, глинами и силицитами, общей мощностью около 1,5 м.

На основании сравнения с разрезом у пос. Ново-Киевского мы считаем наиболее вероятным, что нижний глауконитовый горизонт Кызыл-сая принадлежит датскому ярусу.

При таком решении вопроса становится понятным трансгрессивное залегание глауконитовых песков на туроне: во всех ближайших разрезах, где он сохранился, датский ярус залегает на подстилающих породах с размывом. Однако отсутствие твердых фаунистических доказательств заставляет нас относить глауконитовые пески Кызыл-сая к датскому ярусу лишь условно и при обозначении этого горизонта к индексу датского яруса прибавлять вопросительный знак.

П. Л. Безруков, являющийся лучшим знатоком датских отложений Русской платформы, также считает наиболее вероятным для рассматриваемого горизонта датский возраст.

Более подробно характер песков нижнего глауконитового горизонта Кызыл-сая будет описан в специальной главе.

Палеоген

На глауконитовых песках датского яруса (?) лежат породы палеогена, начинающиеся фосфоритовым горизонтом. По величине и сгруппированности фосфоритов в основании палеогена можно выделить три слоя.

Внизу залегает довольно сгруппированный, но мелкий фосфоритовый галечник и гравий с примесью гальки кварца и кремня, заключенный в разнотернистом кварцево-глауконитовом песке. Мощность этого слоя 0,11—0,47 м. Иногда он отсутствует.

Выше лежит главный фосфоритовый слой, состоящий из крупных желваков фосфорита, весьма тесно сгруппированных в разнотернистом кварцево-глауконитовом песке и нередко сцементированных в конгломерат.

Наконец, верхний слой серии — кварцево-глауконитовый песок с рассеянными мелкими (до 15—20 мм в диаметре) гальками фосфорита. Этот песок, значительно более бедный глауконитом, чем пески датского яруса (?), мы выделяем под названием верхнего глауконитового горизонта. Мощность его 0,23—1,85 м. Содержание фосфоритовых галек в нем весьма неравномерно. В некоторых разрезах (точки 11, 34, 102) их настолько много, что слой песка практически не может быть отделен от нижележащего главного фосфоритового слоя.

В главном фосфоритовом слое отчетливо различается наличие фосфоритов нескольких генераций, причем в первой генерации мы также можем выделить несколько типов, последовательность образования которых не ясна.

Все фосфориты первой генерации однородны по своему строению. Среди них явно преобладают мелкие темносерые или черные с поверхности и светлосерые в расколе галечки глинистого фосфорита, обычно хорошо окатанные и нередко глянцевитые с поверхности. Помимо округлых галечек имеются продолговатые, изогнутые, гантелевидные, но всегда со сглаженными углами и ребрами. Их диаметр чаще всего равен нескольким миллиметрам; в вытянутых гальках длина достигает 15 и даже 20 мм. Изредка среди них встречаются галечки такого же, но светлосерого, а в ну-

три белого, опокovidного, легкого и слегка липнувшего к языку фосфорита.

Не менее древними, также образовавшимися до отложения данного слоя, являются еще две редкие разности фосфорита. Одна представлена угловатыми кусками диаметром до 50 мм зеленовато-серого глинистого однородного фосфорита, обычно источенными моллюсками и отполированными с поверхности. Вторая представлена плоскими светло-серыми желваками — лепешками глинистого фосфорита очень правильной формы, обычно диаметром около 30—40 мм и толщиной около 10—15 мм. Они слабо окатаны, имеют шероховатую поверхность, более темную корочку и светлое ядро. Такие лепешки фосфорита нередко залегают в слое в наклонном или вертикальном положении.

Ко второй генерации относятся желваки глауконитового фосфорита, часто включающие гальки глинистого фосфорита. Они имеют неправильную округлую форму, слабо окатаны, но никогда не содержат галек кварца, которых много в окружающем их песке. Это свидетельствует об их перетолженном состоянии. Размер желваков небольшой, чаще всего 15—20 мм в диаметре, редко больше.

К третьей генерации относятся сростки песчано-глауконитового фосфорита диаметром до 6—8 см, цементирующие и фосфориты всех предыдущих генераций и песок, неотличимый от вмещающего. Они встречаются то более, то менее сгруженно в основном фосфоритовом слое, но, в противоположность более ранним генерациям, отсутствуют и в вышележащем глауконитовом и в нижнем гравийном слое.

Наконец, четвертая генерация фосфатно-лимонитовой цементации, видимо, эпигенетично захватывает все предыдущие образования и местами дает горизонтальные плитки в верхней части основного слоя, а местами цементирует в сплошную плиту весь фосфоритовый слой.

Наряду с фосфоритами разных генераций, частично захваченная двумя последними, в фосфоритовом слое изобилует галька кварца и силицитов. Кварц преобладает молочно-белый, но бывает прозрачный, розовый и дымчато-серый. Из силицитов преобладают черные, серые, коричневые и зеленоватые кремни, встречаются полосчатые, сургучно-красные и светло-желтые яшмы. Окатанность галек различна. Большинство хорошо окатано и отполировано, но встречаются угловатые гальки и даже остроугольная щебенка. Размер галек в главном прослое до 2—3 см, изредка до 8 см (галька кремня). В нижнем гравийном слое гальки много, но диаметр ее не более 5—8 мм.

В верхнем глауконитовом горизонте галька редкая, диаметром до 15—20 мм.

Из органических остатков в фосфоритовом слое встречаются окатанные зубы акул, позвонки и кости рыб, ядра устриц, слепки альвеол, белемнителл и обломки фосфатизированной древесины. Значительная часть этих остатков, повидимому, имеет меловой возраст и попала в слой в результате перемыва подстилающих отложений.

Описанная фосфатно-глауконитовая серия покрывается пачкой песчаных зеленовато-серых комковатых глин, содержащих рассеянную гальку кварца и кремня, редкие зерна глауконита, мелкие кристаллы гипса и железистые конкреции. В их окраске часто наблюдается пятнистость, обусловленная неравномерным распределением охристых, бурых и красных примазок окислов железа. Иногда вся глина приобретает коричневатобурый цвет. В юго-восточной части урочища Кызыл-сай (точки 28, 29, 46) верхняя часть глины, лежащая под четвертичным суглинком, окрашена в яркий малиново-красный цвет, что связано, повидимому, с процессами древнего выветривания.

Песчанистость глин также очень неравномерна. Во многих местах наблюдаются переходы к сильно песчанистым разностям, в точках 15 и 16 — прослой глинистых мелкозернистых песков с небольшим содержанием глауконита, в точках 14, 46 и 72 — прослой рыхлого железистого песчаника. В восточной части урочища Кызыл-сай в основании глин над верхним глауконитовым горизонтом наблюдается слой довольно сгруженного галечника фосфорита, кварца и различных кремнистых пород. Цементом галек является не песок, а такая же зеленовато-серая песчанистая глина. Мощность этого галечника с глинистым цементом достигает 1.70 см. Иногда скопления галечника в виде отдельных прослоев наблюдаются и в более высоких горизонтах глин. По простиранию, впрочем, все эти скопления галечника не выдержаны и на коротких расстояниях замещаются глиной с редкой рассеянной галькой.

На востоке поле распространения палеогеновых и меловых пород ограничено флексурой. В смыкающем крыле этой флексуры описанная зеленовато-серая глина с галькой наклонена положе, чем подстилающие фосфатно-глауконитовые слои, а поэтому срезает их, а также значительную часть туронских отложений, и местами ложится прямо на пески основания турона. В поднятом восточном крыле флексуры выходит на поверхность уже континентальный мезозой. За счет размыва ранее распространенных здесь слоев фосфатной серии основания палеогена и образовались, видимо, скопления галечника с глинистым цементом в основании глин.

Максимальная мощность горизонта серо-зеленых глин (включая скопления галечника и прослой песчаника), наблюдавшаяся нами, равна 6.90 м.

Описанная песчанистая глина никаких органических остатков не содержит. Отмучивание ее образцов с целью поисков микрофауны также не дало положительных результатов. Тем не менее, сопоставление с соседними районами не оставляет сомнений в том, что она, вместе с нижележащими галечными слоями, относится к палеогену. В Халиловском районе Южного Урала, в депрессии «Орского грабена», на водораздельных площадях вдоль линии железной дороги Орск — Кандагач, словом, во всех ближайших разрезах палеоген начинается фосфоритовым желвачным слоем, выше которого лежит толща серо-зеленых глин, переходящих в стороне от бывшей береговой линии в плотные серые опоки. Это так называемая свита «нижних опок» Безрукова и Яншина (1934, 1937). Полная мощность ее достигает 30 м. Галечные слои Кызыл-сай очень сходны с галечным горизонтом основания палеогена соседних разрезов, а вышележащие глины неотличимы от прибрежной фации свиты нижних опок.

Возраст нижних опок Безруков и Яншин считали палеоценовым на основании находки в них *Cerithium (Potamides) Koeneni* Ag. k. h., *Scalardia* cf. *crassilabris* Koenen и других форм, характерных для нижнесызранского яруса Поволжья. Однако более поздними, неопубликованными еще работами Яншина в Северном Приарале доказано залегание аналогичных пород с фауной моллюсков палеоценового типа выше нуммулитовых слоев ипресского яруса. Эти наблюдения ставят вопрос о том, присутствует ли вообще палеоцен на Южном Урале и в Западном Казахстане и не является ли здесь обедненная фауна сызранского типа характерной для слоев стратиграфически более высоких, принадлежащих уже эоцену?

Для решения этого вопроса разрез урочища Кызыл-сай никаких материалов не дает. Не будучи в состоянии уверенно отнести фосфоритовые слои и галечные глины Кызыл-сай к палеоцену или к эоцену, мы обозначаем их более общим индексом морских осадков палеогена.

Миоцен (?)

На восточной окраине урочища Кызыл-сай нами была обнаружена совершенно не выраженная в современном рельефе древняя меридиональная долина, выполненная неслоистыми или грубослоистыми глинами охристо-желтого и коричневато-бурого цвета с красноватым оттенком и с линзами жирной сливово-зеленой глины. Глина содержит крупную щебенку кремнистых сланцев, которая рассеяна в глине и образует линзы грубой брекчии в ее подошве. Как видно на геологической карте (см. фиг. 2), полоса распространения этих глин начинается к востоку от средней части урочища Кызыл-сай и, расширяясь, уходит на юг за его пределы. В северной части этой полосы максимальная мощность глины со щебенкой достигает 6.90 м, но на юго-востоке участка, показанного на нашей геологической карте, разрезы местами вскрывают до 17 м этих пород, причем подошва их здесь не обнажается.

Никаких органических остатков в глинах древней долины нами не найдено. По аналогии с близкими по составу и условиям залегания бейделлитовыми глинами Кемпирсайского района мы относим их к миоцену, хотя надо сказать, что миоценовый возраст бейделлитовых глин Кемпир-сая также не доказан и устанавливается лишь на основании косвенных соображений.

Несомненно лишь то, что глины древней долины на востоке Кызыл-сай отложились после образования флексуры, которую они местами перекрывают, сохраняя горизонтальное залегание, но до начала образования современной гидрографической сети, с которой направление древней долины никак не связано.

Плиоцен (?)

К западу от денудационной террасы урочища, на склонах долины Кызыл-сай развиты своеобразные древние суглинки, хорошо вскрытые в балластных карьерах. Эти суглинки имеют довольно яркий розово-красный или красновато-желтый цвет, обладают сравнительно небольшой примесью песка и в выбросах нор по склонам скорее могут быть спутаны с подстилающими их красными глинами зирен-агачской свиты юры, чем с современными делювиальными суглинками. Тем не менее генезис этих суглинков, несомненно, делювиальный. Об этом говорит отсутствие ясной слоистости и неровное плащеобразное залегание по склонам, хорошо видное в выемках. Самой характерной особенностью этих суглинков является постоянное присутствие в них мелкой щебенки светложелтой каменистой глины верхних горизонтов континентального мезозоя, которая местами переполняет породу. Наряду с этим, материала от размыва более высоких горизонтов разреза в суглинках почти не заметно.

По присутствию щебенки желтых глин они всегда могут быть отличены от подстилающих красных глин юры, залегающих стратиграфически ниже горизонта желтых каменистых глин.

В распространении описываемых суглинков наблюдается следующая закономерность. Они залегают на склонах отдельными пятнами, но ни в одном из них не спускаются ниже горизонтали 292—293 м. Видимо, в эпоху их образования Кызыл-сай и его притоки в районе наших исследований были врезаны приблизительно до этой абсолютной высоты.

Совершенно условно мы относим суглинки Кызыл-сай к плиоцену, исходя из резкого различия их окраски и окраски типичных четвертич-

ных отложений района. Не исключена возможность, что в действительности это отложения уже древнечетвертичные.

Четвертичные отложения

Большая часть поверхности урочища Кызыл-сай лишена четвертичного покрова, если не считать тонкого чехла элювиальных почвенных образований, сохраняющих многие черты своих материнских пород. Однако на почти ровном плато за его восточной окраиной и в оврагах, его пересекающих, развиты четвертичные осадки, принадлежащие к трем различным генетическим типам.

На совершенно выровненной поверхности восточной окраины урочища развит покров чрезвычайно тонких по составу, но, в отличие от лёсса, плотных, тяжелых суглинков темного коричневатого-бурого цвета. Во всех выходах эти суглинки очень однообразны и также мало меняются по своему вертикальному разрезу. Лишь чередование более светлых и более темных полос намечает в них неясную слоистость, близкую к горизонтальной. Все образцы суглинков карбонатны. Иногда в них проходят горизонты мелких мергелистых журавчиков палевого цвета.

Генезис суглинков неясен. С современной гидрографической сетью они не обнаруживают никакой связи и принадлежат к тому типу «водораздельных суглинков», которые широко распространены в прилегающих районах и многими геологами (Г. И. Водорезов, А. Л. Яншин) рассматриваются как образования эоловые. Против их делювиального происхождения в нашем случае говорит одинаковая абсолютная высота их подошвы в целом ряде выходов и отсутствие в них грубого обломочного материала.

В одном из оврагов, пересекающих северную часть урочища, обнажаются четвертичные осадки другого типа, которые правильнее всего считать овражным аллювием. При образовании этого типа осадков коренные породы обычно подвергаются сравнительно малому изменению. В упомянутом выходе овражный аллювий представлен глинистыми глауконитовыми песками с галькой кварца и других пород, причем эти пески настолько мало изменены, что при первом осмотре выхода были приняты нами за палеогеновые. Лишь ненормально низкое для палеогена залегание пород заставило более внимательно изучить выход, причем обнаружилось, что в глауконитовых песках имеются остроугольные обломки кремнистых сланцев, включения бурых суглинков и даже обломки глинистых песчаников палеогена, что явно указывало на их вторичное перетолженное залегание.

Такого же типа осадки имеются в глубоком овраге на юго-западе урочища.

К третьему генетическому типу четвертичных осадков можно отнести современный делювий склонов, распространенный главным образом в нижней части склона долины Кызыл-сай и в некоторых плоских депрессиях окраины урочища.

О его строении может дать представление разрез сухого колодца, пройденного в одной из балок на северо-западе урочища Кызыл-сай. Сверху вниз здесь пройдены следующие слои:

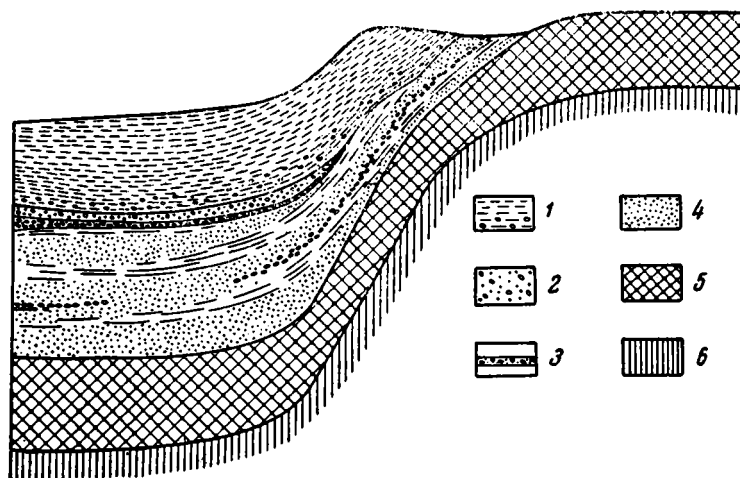
1. Суглинок, вверху бесструктурный, в нижней части столбчатый, темнобурого, почти черного цвета, с мелкой рассеянной галькой кварца. Особенно сильная гумификация наблюдается не в верхней, а в нижней части слоя. Мощность 0.80 м
2. Суглинок неравномерно, но сильно песчанистый, светлого коричневатого-бурого цвета, плотный бесструктурный с мелкой редкой галькой кварца и кремня, которая то разбросана, то образует линзочки неправильной формы. Мощность 1.95 м

3. Грубая щебенка и галька различных местных пород в песчаном суглинке: по очень неровной границе с размывом ложится на нижележащий слой. Мощность 0.15 м
4. Кварцевый песок континентального мезозоя.

В пределах контура распространения глауконитовых пород делювиальные суглинки либо отсутствуют, либо залегают покровом небольшой мощности, мало отличаясь по составу от развитых здесь элювиальных почвенных образований.

4. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЕГО ПОРОД

Если рассматривать положение урочища Кызыл-сай на геологической карте мелкого масштаба, нетрудно заметить, что в тектоническом отношении оно занимает участок восточного крыла крупной Алимбетовской



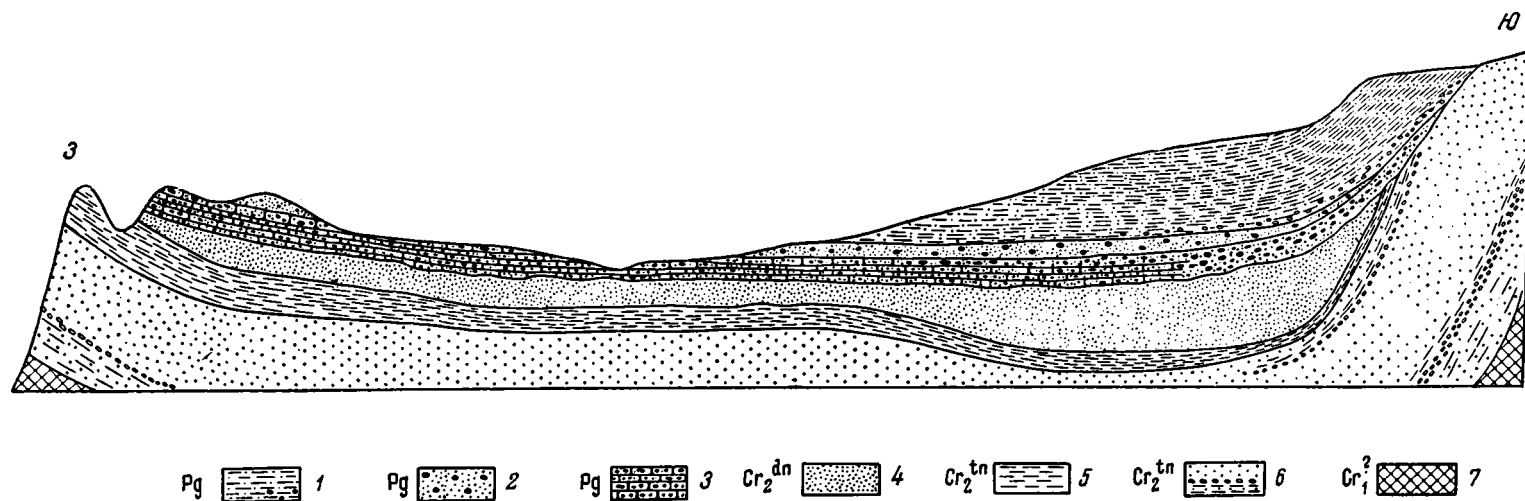
Фиг. 3. Разрез через флексуру восточной границы урочища Кызыл-сай.

Условные обозначения: 1 — глина палеогена; 2 — верхний глауконитовый горизонт; 3 — фосфоритовый слой основания палеогена; 4 — алеурит туфона (с прослоями глин и линзами гальки); 5 — белые и желтые глины нижнего мела (?); 6 — пестроцветные глины нижнего мела (?). Четвертичные отложения сняты. Искажение масштабов десятикратное.

синклинали. Эта синклиналь была сформирована еще в эпоху герцинского орогенеза, но испытывала вплоть до третичного времени отчетливо выраженные унаследованные движения. В результате этих движений в центральной части мульды меловые слои оказались значительно опущенными.

В осевой полосе мульды на р. Киргельде мы видим выходы маастрихта на отметках около 260—270 м, в то время как на Кызыл-сае стратиграфически более низкие туронские слои залегают на отметках 310—315 м.

Однако в пределах изученной нами площади слои мезозоя и палеогена не обнаруживают падения на запад, как это должно было бы быть, судя по их положению на восточном крыле Алимбетовской мульды. Скорее можно даже уловить еле заметный наклон некоторых слоев к востоку, настолько, впрочем, ничтожный, что ему нельзя уверенно приписывать тектонический характер. Галечный слой основания палеогена на западе у железной дороги лежит на отметках 314—315 м, а близ восточной окраины урочища Кызыл-сай на отметках 312 м. Разница в отметках залега-



Фиг. 4. Широтный разрез через урочище Кызыл-сай.

Условные обозначения: 1 — глины палеогена; 2 — верхний глауконовый горизонт; 3 — фосфоритовый слой; 4 — нижний глауконовый горизонт; 5 — глины верхней части турона; 6 — алевроиты и галечники турона; 7 — глины нижнего мела. Четвертичные отложения сняты. Искажение масштабов двадцатикратное.

ния подошвы турона, вследствие увеличения его мощности на восток, еще несколько больше. Подошва турона на востоке урочища лежит в среднем на 5 м ниже, чем в выходах у железной дороги.

Единственная настоящая дислокация, хорошо различимая в пределах урочища Кызыл-сай, это флексура его восточной границы (фиг. 3). На поверхности она хорошо прослеживается по узкой полоске выходов туронских песков, которые окаймляют с восточной стороны поле распространения палеогена.

Простираание флексуры, судя по направлению этой полоски турона, почти строго меридионально, но севернее оно резко изменяется на северо-восточное. Ширина флексуры по кратчайшему расстоянию между точками, в которых слои залегают горизонтально, не превышает 150—160 м. Амплитуда вертикального смещения по флексуре на юге изученного участка, где она точно подсчитана, для горизонта глин верхней части континентального мезозоя равна 20 м.

Углы наклона в смыкающем крыле флексуры в слоях континентального мела и турона достигают 12—13°. В породах датского яруса (?) и палеогена они положе и не превышают 7—8°.

В силу различия углов наклона в смыкающем крыле флексуры нижний глауконитовый горизонт (датский ярус) срезает слои турона, а сам срезается фосфоритовыми слоями палеогена. Последние же в верхней части смыкающего крыла флексуры нередко срезаются слоем галечника, залегающего в основании палеогеновых глин. В таких случаях эти глины с галечником в основании ложатся непосредственно на нижние слои турона. Перечисленные несогласия, возникающие в смыкающем крыле флексуры, свидетельствуют о вертикальных подвижках по линии флексуры между отложением туронских песков и датским веком (?), между датским веком и палеогеном и, наконец, в начале палеогена (между отложением верхнего глауконитового горизонта и вышележащих глин). Интересно отметить, что несогласия между континентальным мезозоем и туроном вдоль линии флексуры не наблюдается (фиг. 3 и 4). Это указывает на возникновение флексуры только в послетуронское время.

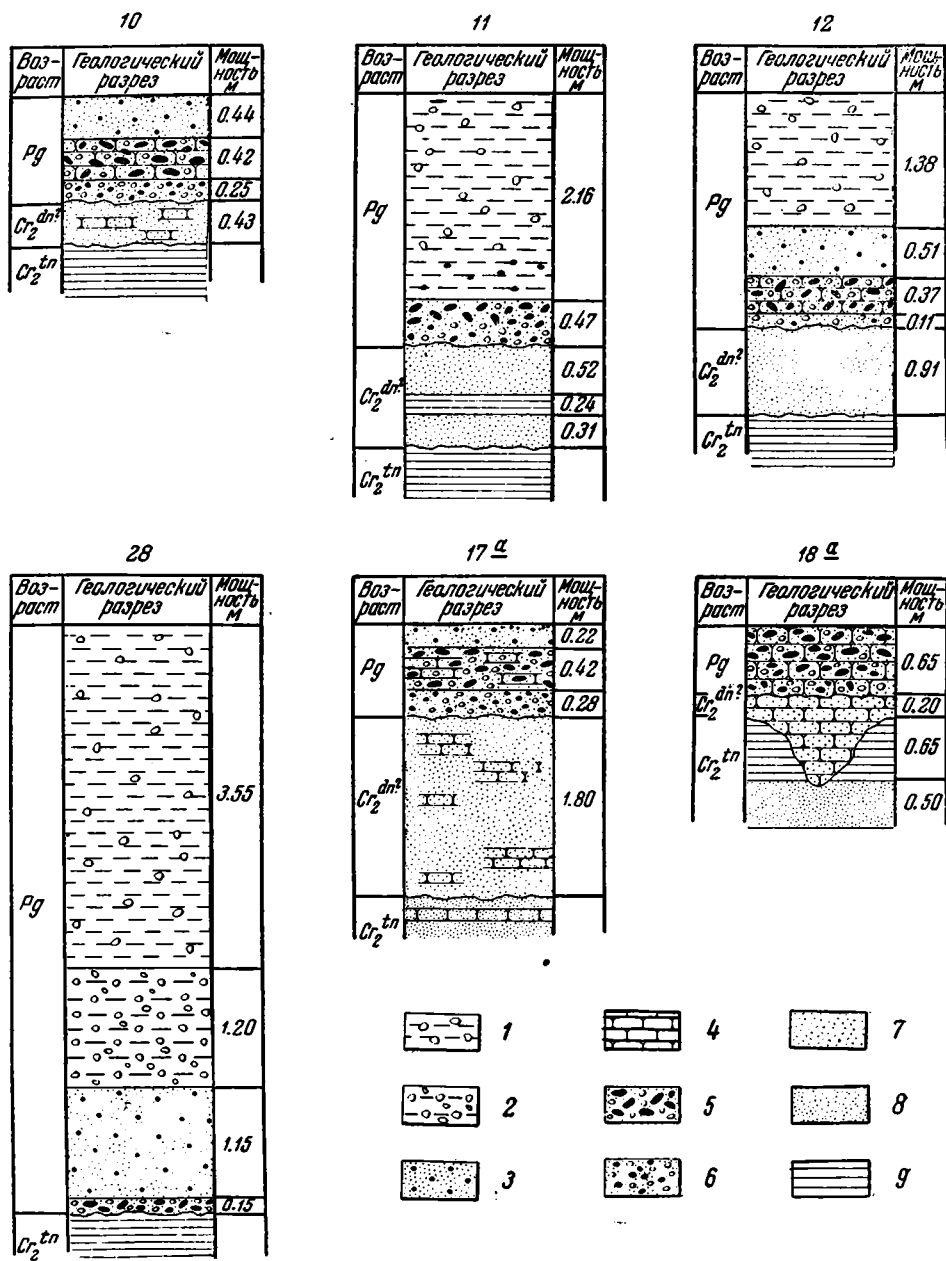
К востоку от флексуры расстилается поле осадков континентального мезозоя, залегающих, насколько можно судить по произведенным здесь наблюдениям, горизонтально.

5. СТРОЕНИЕ ФОСФАТНО-ГЛАУКОНИТОВОЙ СЕРИИ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЕЕ ГЛАУКОНИТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ

В главе о стратиграфии мы уже указывали, что глауконитовая серия залегают под глинами палеогена и обычно состоит из четырех слоев: верхнего глауконитового песка, фосфоритовых желваков, фосфоритово-кварцевого гравия и нижнего глауконитового песка.

Последний слой имеет уже не палеогеновый, а меловой возраст, и отделен от вышележащих разрывом.

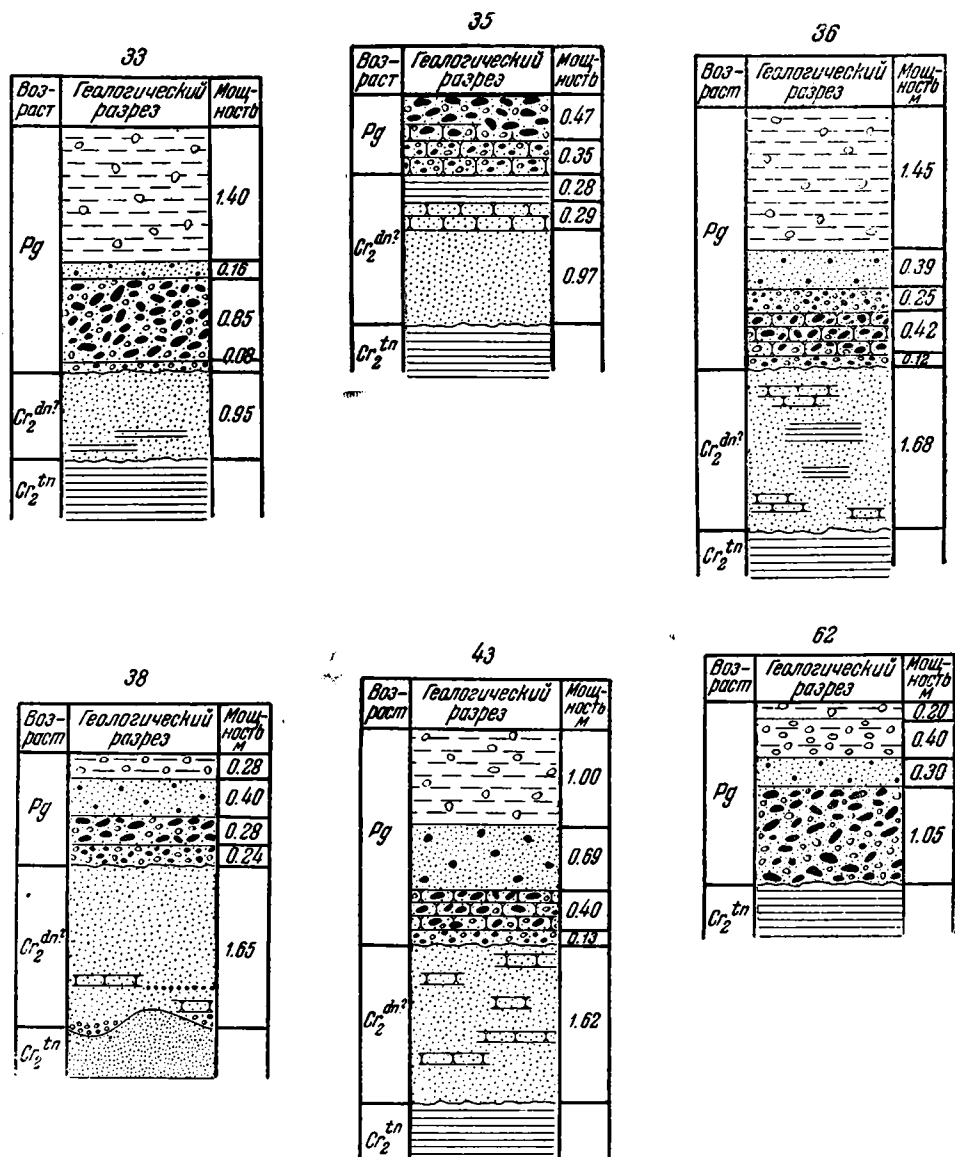
Закономерные изменения в строении глауконитовой серии наблюдаются только в узкой полосе вдоль флексуры, ограничивающей изученную площадь на востоке. Здесь все слои серии выклиниваются, и вышележащая палеогеновая глина ложится прямо на пески турона. Дальше к западу выклинивается нижний глауконитовый горизонт, который на юге урочища Кызыл-сай исчезает еще за 180—200 м западнее восточной границы палеогена. Однако в некоторых случаях, как, например, в точке 168, у самой флексуры сохраняется в уменьшенной мощности нижний глауконитовый горизонт, в то время как верхний здесь уже отсутствует (фиг. 5).



Фиг. 5. Типичные колонки глауконитовой серии урочища Кызыл-сай.

Таблица I. Условные обозначения: 1 — глины зеленовато-серые с галькой; 2 — кварцево-кремневая галька в глине; 3 — верхний глауконитовый горизонт; 4 — цементация; 5 — желвачно-галечный слой; 6 — гравий; 7 — нижний глауконитовый горизонт; 8 — белый или желтый слюдистый алевроит; 9 — зеленая глина. Четвертичные отложения сняты.

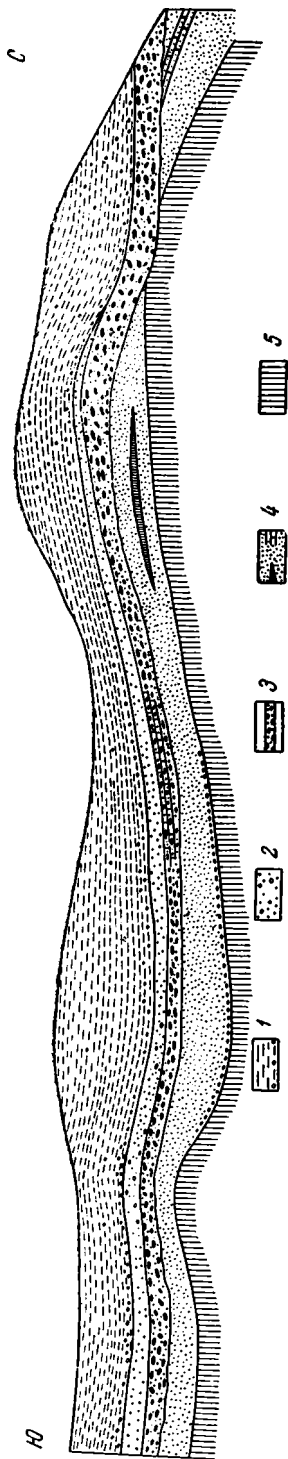
Переходя к индивидуальным особенностям отдельных слоев глауконитовой серии на разных участках (фиг. 6 и 7), необходимо отметить следующее.



Фиг. 6. Типичные колонки глауконитовой серии урочища Кызыл-сай.

Таблица II. Условные обозначения см. фиг. 5. Четвертичные отложения сняты.

Верхний глауконитовый горизонт распространен только в восточной части урочища Кызыл-сай. Его границей на западе служит линия, идущая примерно от точки 58, восточнее точки 35, через точку 10, восточнее точки 66, через точки 17^a и 38. На востоке его распространение ограничивается линией, которая, судя по нашим наблюдениям, проходит почти параллельно восточной границе палеогена, в 25—50 м к западу от нее. На этой



Фиг. 7. Меридиональный разрез через урочище Кызыл-сай.

Условные обозначения: 1 — глины палеогена; 2 — верхний глауконитовый горизонт; 3 — фосфоритовый слой; 4 — нижний глауконитовый горизонт; 5 — отложения туронского яруса. Четвертичные отложения сняты. Искажение масштабов двадцатикратное.

основной площади своего распространения верхний глауконитовый песок присутствует везде, причем мощность его колеблется от 0.23 до 1.15 м. Такие крайние величины мощности редки. В подавляющем большинстве точек наблюдения (16 из 21) его мощность колеблется от 0.40 до 0.75 м. Правильные закономерности в изменении мощностей горизонта заметить трудно. Несомненно лишь то, что мощность увеличивается в северной и южной частях изученного участка, обладая минимальной величиной в средней его части.

Средняя арифметическая мощность верхнего глауконитового песка по всем пересекающим его выработкам равна 0.59 м.

Особенностью верхнего глауконитового песка является неравномерное его насыщение фосфоритовой и кварцевой галькой. Иногда ее настолько много, что слой не может быть четко ограничен от подстилающих фосфоритовых слоев.

Такое положение наблюдается в центре изученного участка в точке 102 и на его северной окраине в точках 11 и 34. Увеличение мощности слоя в этих случаях, приблизительно соответствующее сдавливанию мощностей галечных слоев и верхнего глауконитового песка, показывает, что в действительности мы имеем здесь дело не с выклиниванием его, а с увеличением в нем количества гальки.

На севере изученного участка в точке 33 мощность верхнего глауконитового песка уменьшается до 0.16 м. Еще дальше на север в точке 45 он выклинивается совсем, но в точке 62 появляется снова и имеет здесь мощность 0.30 м. Дальнейшее распространение его на север неясно.

В южном направлении верхний глауконитовый песок бесспорно распространен на широкой площади. У южной окраины урочища Кызыл-сай он наблюдался в точках 14 (0.68 м), 46 (0.60 м) и в удаленной к юго-западу от основной площади исследований точке 70 (0.18 м). Повидимому, площади распространения его на юге значительно превышают размеры детально изученного участка развития этого горизонта.

Лежащий ниже фосфоритовый горизонт, как мы видели, в типичных разрезах делится на два слоя. Верхний слой состоит из крупных желваков, а в нижнем слое преобладают мелкая галька и гравий. Местами и желвачный и гравийный слои испытывают цементацию.

Четкое деление на верхний желвачный и нижний гравийный слой наблюдается в 16 точках, т. е. приблизительно в половине. Во всех этих точках наблюдается несколько повышенная общая мощность фосфоритового горизонта.

В некоторых пунктах кажущаяся мощность гравийно-галечного горизонта значительно увеличивается, и в точке 34, например, достигает 1.48 м. Однако детальное изучение таких пунктов показывает, что видимое увеличение мощности здесь происходит за счет насыщения фосфоритовыми желваками верхнего глауконитового песка, который как самостоятельный горизонт из разреза в этом случае исчезает. Таким образом, увеличение мощности фосфоритового горизонта в ряде пунктов является ложным, и при выводе средних цифр мы такие пункты в расчет не принимаем.

Нижний глауконитовый песок представляет собой самостоятельный стратиграфический горизонт, на который фосфоритовые слои палеогена ложатся по границе размыва. Поэтому распространение его подчинено несколько иным закономерностям, чем распространение вышеописанных слоев. На востоке, подходя к линии флексуры, он выклинивается подобно верхнему глауконитовому песку. При этом в северной части изученного участка он заходит на восток дальше верхнего песка и в точке 168 принимает участие в строении смыкающего крыла флексуры. Южнее его выклинивание происходит уже в 180—200 м к западу от восточной границы палеогена. В силу этого он отсутствует в точках 44^а, 14 и во всех более восточных, а в точке 13 имеет уменьшенную мощность (0.22 м), которая явно указывает на выклинивание.

Однако нижний глауконитовый песок местами отсутствует, кроме зоны у флексуры, и в других частях урочища Кызыл-сай. Это связано уже не с тектоникой, а с плащеобразным залеганием нижнего глауконитового песка на неровной поверхности туронских пород и срезанием его в повышенных точках подземного рельефа фосфоритовым слоем основания палеогена. Одно такое «окно» встречено на западе участка, где в пунктах наблюдения 4, 54 и 9 палеоген лежит прямо на породах турона. Другая зона без нижнего глауконитового песка намечается на севере участка, где он, несомненно, отсутствует в точках 58, 45 и 62 (фиг. 8). Однако эта зона не ограничивает распространения нижнего глауконитового песка: в северном направлении в точке 63 он появляется снова и даже превышает по мощности 1.95 м (подошва слоя здесь не вскрыта).

В южном направлении нижний глауконитовый песок уходит за пределы изученного участка без сокращения мощностей, что указывает на его выклинивание. В зоне элювия он наблюдался в точках 56 и 57. Присутствует он даже в самой южной точке наблюдения (70), хотя здесь его мощность равна всего 0.20 м.

Мощность нижнего глауконитового песка в пределах изученного нами участка меняется от 0 до 1.95 м. Лишь на севере, за пределами участка, в точке 63 она, видимо, превышает эту величину. Средняя арифметическая мощность слоя по 23 пунктам наблюдения равна 0.95 м.

Плотная цементация нижнего глауконитового песка до сливного кремнистого песчаника в пределах изученного участка наблюдалась только на западе в точке 18^а. Здесь глауконитовый песок заполняет глубокую впадину в туронских глинах, с застоем вод, с которой, вероятно, и была связана его цементация. Кроме того, в пределах урочища Кызыл-сай имеется еще одна узкая меридиональная полоска частичной цементации нижнего глауконитового песка. Она проходит через точки 34, 170, 6, 162 и 36. Однако в пределах этой полосы цементации подвергается не весь слой, а лишь отдельные его участки, преимущественно близ подошвы, да и цементом здесь является отчасти опал, отчасти вторичный глауко-

нит, т. е. материалы мягкие, легко разрушающиеся. Незначительная цементация наблюдается также в точке 43.

Если отбросить наблюдающиеся местами явления цементации, то по своему составу нижний глауконитовый песок в вертикальном разрезе очень однороден. Более сложное строение этого горизонта наблюдается лишь в некоторых пунктах с максимальными его мощностями (точки 17^a, 38, 36, 33). В этих точках нижняя часть горизонта, мощностью 0.20—0.66 м, окрашена в более светлый цвет и по сравнению с вышележащей частью слоя содержит резко повышенное количество кварцевого алеврита. Содержание глауконита в рабочей фракции здесь почти не меняется, но выход последней уменьшается. Только эта нижняя часть слоя обнажена в точках 37, 57 и 56. В точке 36 в такой обедненной глауконитом нижней части слоя встречены прослойки серо-зеленой глины, а над ними прослойки ожелезненного песчаника. В основании нижнего глауконитового песка в центральной части урочища (точки 36, 69 и 102) залегает мелкий кварцевый галечник, иногда сцементированный в железистый конгломерат. В точке 102 его мощность достигает 0.18 м. В подсчет средней мощности песка он не включался.

Наиболее существенные изменения в строении нижнего глауконитового горизонта наблюдаются на севере урочища Кызыл-сай, в точке 11, где внутри глауконитового песка присутствует слой зеленой глины, мощностью 0.24 м, и в точке 35, где горизонт состоит из трех резко различных слоев (сверху вниз): зеленой глины мощностью 0.28 м, плотного косо-слоистого кремнистого песчаника мощностью 0.29 м и обычного для горизонта глауконитового песка мощностью 0.97 м.

Во всех выработках рыхлые разности песков нижнего горизонта обладают чистым зеленым цветом и поражают обилием глауконита, содержание которого в средних фракциях, как мы увидим ниже, равно 80—95%.

6. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗМЕНЕНИИ КАЧЕСТВА И ПРОДУКТИВНОСТИ ГЛАУКОНИТОВЫХ СЛОЕВ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ

В этой главе мы хотим дать некоторые сведения о качестве глауконитовых песков на разных участках урочища Кызыл-сай. На составленных нами картах количественной и качественной характеристики нижнего и верхнего глауконитовых горизонтов (фиг. 8, 9, 10 и 11) приведены цифры содержания в концентрате глауконита и продуктивности концентрата.¹

Для величин содержания глауконита даны изолинии. Цифры продуктивности, полученные перемножением мощности на процент выхода рабочей фракции, оказались настолько пестрыми, что мы не решились проводить на основании этих цифр изолинии, но выделили на картах различной штриховкой многоугольники с различной продуктивностью.

Анализируя эти карты для основного, нижнего глауконитового горизонта (фиг. 8 и 9), мы видим следующее.

Содержание глауконита в рабочей фракции на всей изученной площади достаточно высокое. Понижение его в точках 37 (85%) и 66 (62%) объясняется расположением этих пунктов наблюдения в зоне выхода глауконитового слоя на поверхность, где его вскрыша полностью уничтожена, а сам он подвергся разубоживанию вследствие выветривания. Заметное ухудшение качества песка под коренной вскрышей наблюдается только

¹ Концентратом глауконитового песка в соответствии с существующей практикой пермутитового водоумягчения мы считаем фракцию крупнее 0.25 мм.

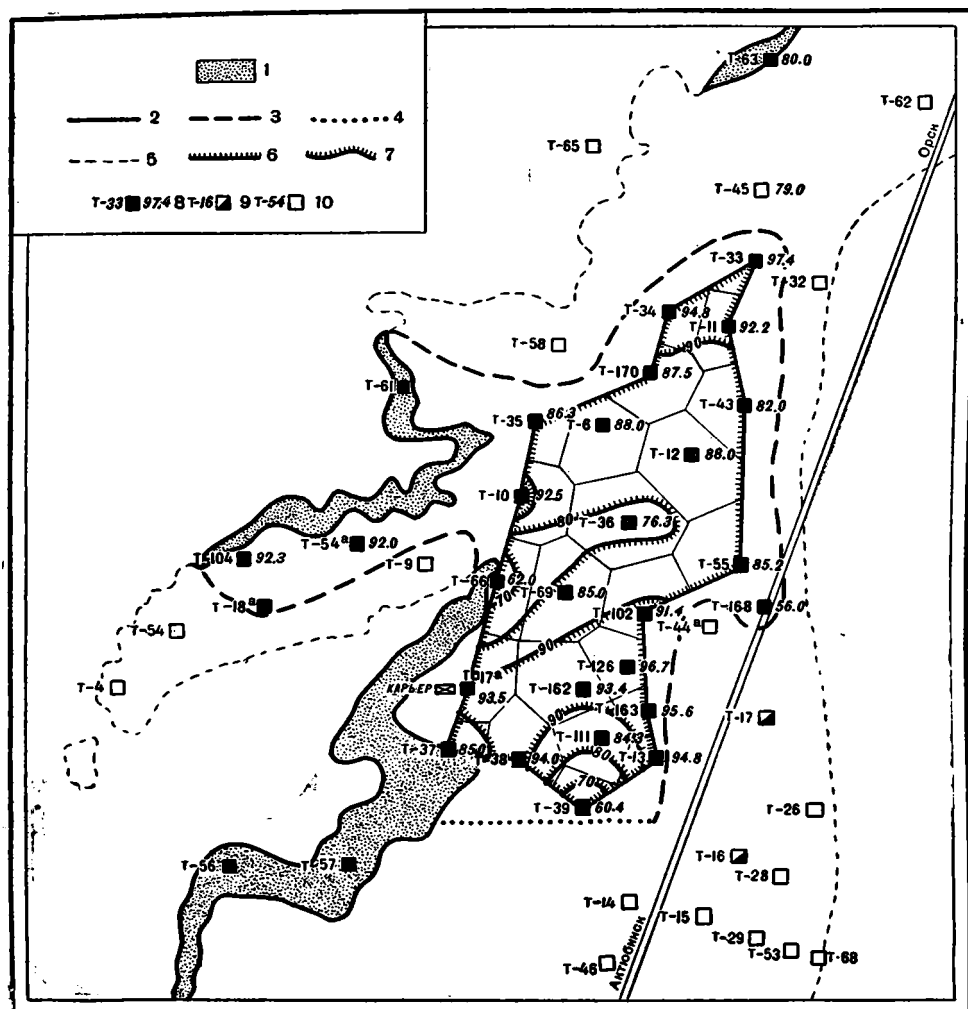
[illegible]

Условные обозначения: 1 — зоны выхода горизонта на поверхность; 2 — эрозийные границы кровли и подошвы горизонта на западе; 3 — границы подземного выклинивания горизонта; 4 — условная граница изученного участка на юге; 5 — границы распространения палеогена; 6 — контур детально изученного участка; 7 — продуктивность до 0,2 м³/м²; 8 — продуктивность от 0,2 м³/м² до 0,4 м³/м²; 9 — продуктивность от 0,4 м³/м² до 0,6 м³/м²; 10 — продуктивность больше 0,6 м³/м²; 11 — точки, в которых наблюдался нижний глауконитовый горизонт; цифра под номером точки — продуктивность рабочей фракции в м³/м²; 12 — точки, где обнажены только породы, более молодые, чем нижний глауконитовый горизонт; 13 — точки, в которых нижний глауконитовый горизонт отсутствует.

На всей остальной изученной площади содержание глауконита в рабочей фракции остается высоким и колеблется в пределах 85—97.4%.

23

Что касается цифр продуктивности глауконитового концентрата, то они оказались очень пестрыми и меняются от $0.07 \text{ м}^3/\text{м}^2$ до $0.7 \text{ м}^3/\text{м}^2$, т. е. в 10 раз.



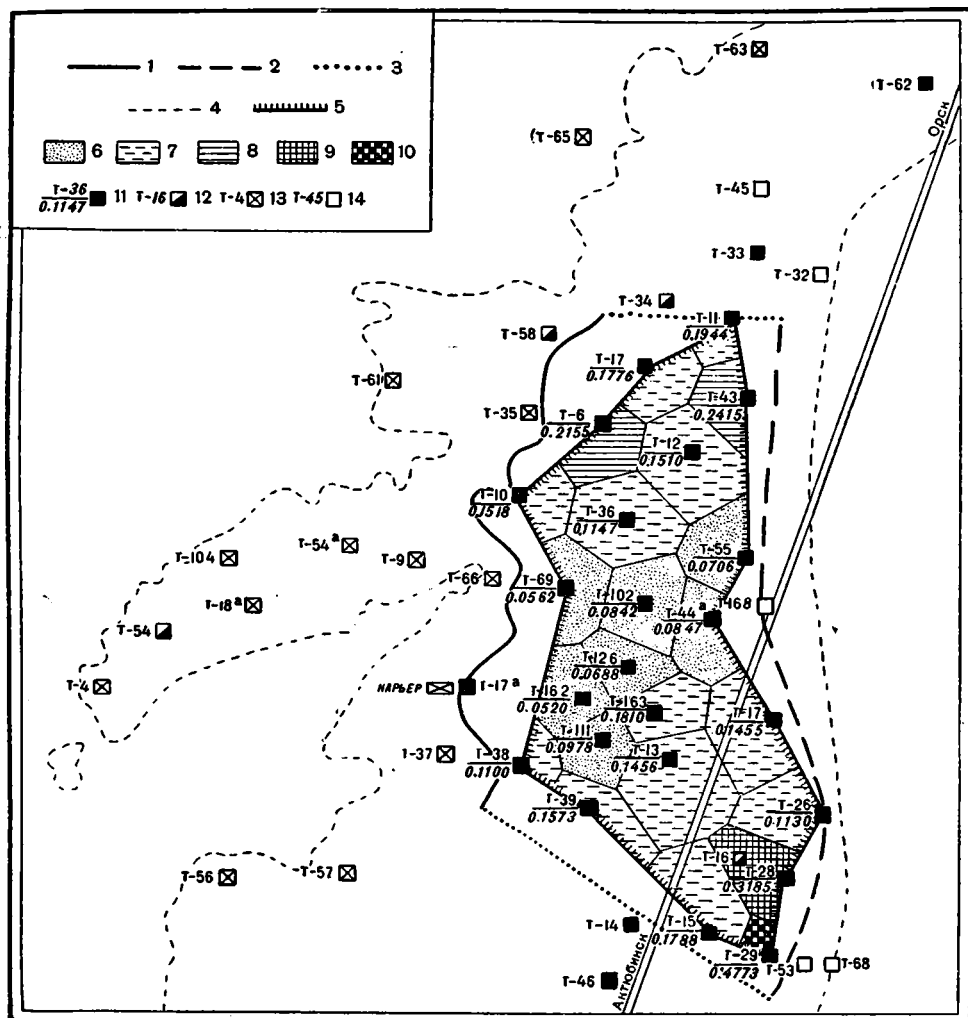
Фиг. 9. Схема изменений качества нижнего глауконитового горизонта.

Условные обозначения: 1 — зоны выхода горизонта на поверхность; 2 — эрозийные границы кровли и подошвы горизонта на западе; 3 — границы подземного выклинивания горизонта; 4 — условная граница изученного участка на юге; 5 — границы распространения палеогена; 6 — контур детально изученного участка; 7 — изолинии содержания глауконита в рабочей фракции, проведенные через 10%; 8 — точки, в которых наблюдался нижний глауконитовый горизонт; справа % содержания глауконита в рабочей фракции; 9 — точки, где обнажены только породы более молодые, чем нижний глауконитовый горизонт; 10 — точки, в которых нижний глауконитовый горизонт отсутствует.

На юге урочища Кызыл-сай наиболее продуктивной является полоса, идущая от карьера и точки 17^а на юго-восток к точке 38 (от 0.57 до $0.68 \text{ м}^3/\text{м}^2$). Далее на север продуктивность резко падает и снова возрастает лишь в меридиональной полосе, которая идет вдоль всего восточного края урочища от точки 33 на севере до точки 163 на юге. В этой полосе

продуктивность не снижается меньше $0.3 \text{ м}^3/\text{м}^2$, а местами поднимается до $0.66 \text{ м}^3/\text{м}^2$ (точка 155) и даже $0.7 \text{ м}^3/\text{м}^2$ (точка 36).

На основании сравнения данных о продуктивности и содержании глауконита, мы видим, что наиболее интересным участком развития нижнего

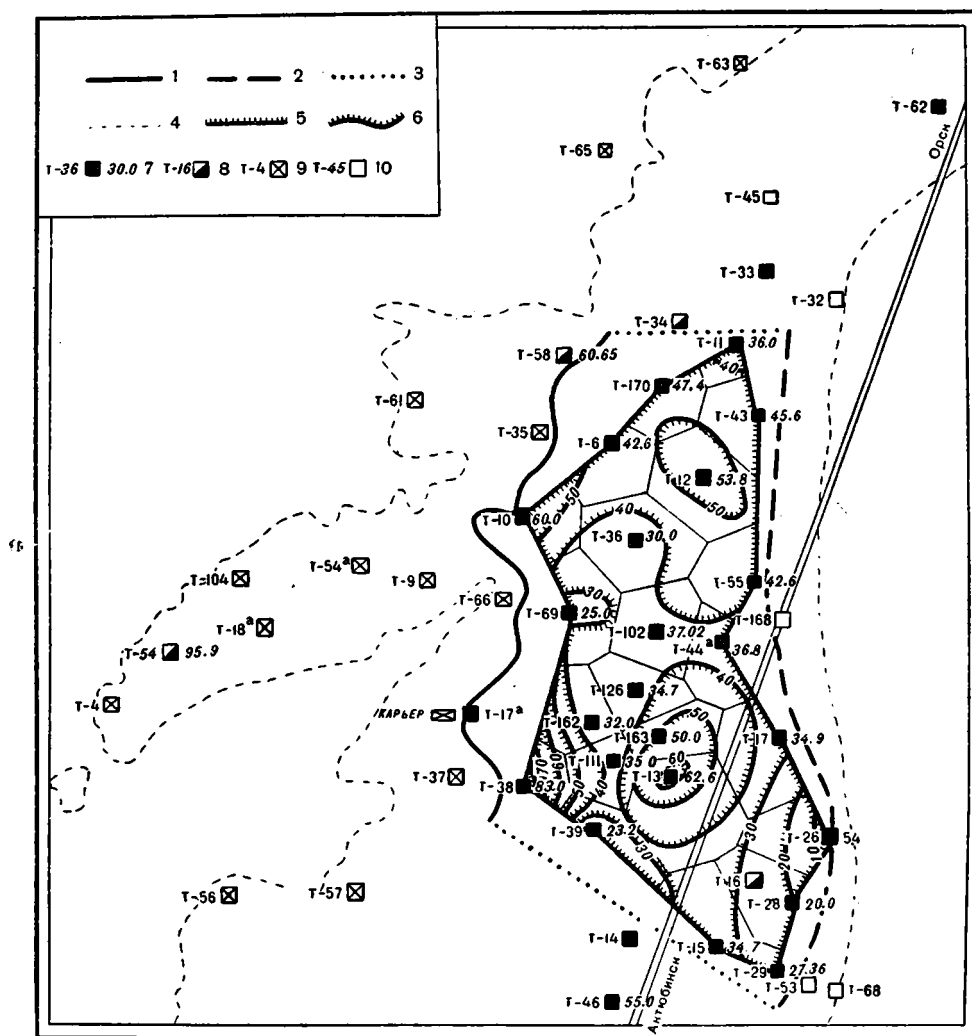


Фиг. 10. Схема изменений продуктивности верхнего глауконитового горизонта.

Условные обозначения: 1 — эрозивная граница кровли горизонта на западе; 2 — граница подземного выклинивания горизонта на востоке; 3 — условные границы изученного участка на севере и юге; 4 — границы распространения палеогена; 5 — контур детально изученного участка; 6 — продуктивность меньше $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^2$; 7 — продуктивность от $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^2$ до $0.2 \text{ м}^3/\text{м}^2$; 8 — продуктивность от $0.2 \text{ м}^3/\text{м}^2$ до $0.3 \text{ м}^3/\text{м}^2$; 9 — продуктивность от $0.3 \text{ м}^3/\text{м}^2$ до $0.4 \text{ м}^3/\text{м}^2$; 10 — продуктивность больше $0.4 \text{ м}^3/\text{м}^2$; 11 — точки, в которых наблюдался верхний глауконитовый горизонт; под номером точки — продуктивность рабочей фракции в $\text{м}^3/\text{м}^2$; 12 — точки, в которых горизонт присутствует, но по различным причинам не изучался; 13 — точки, в которых горизонт смыт; 14 — точки, в которых горизонт выклинивается.

глауконитового горизонта является полоса, идущая от существующего сейчас маленького карьера и точки 17^a на юго-восток к точке 38. Действительно, здесь можно получить с каждого квадратного метра от 0.57 до 0.68 м^3 концентрата с содержанием глауконита 93—94%.

Второй по качеству, но более крупный участок намечается у восточной границы урочища Кызыл-сай в пределах треугольника, образуемого точками 11, 36 и 55. Продуктивность здесь колеблется от 0.33 до 0.71 м³/м², а содержание глауконита в концентрате от 76 до 92%. По всем показателям этот участок занимает второе место. Остальные площади урочища



Фиг. 11. Схема изменений качества верхнего глауконитового горизонта.

Условные обозначения: 1 — эрозийная граница кровли горизонта на западе; 2 — граница подземного выклинивания горизонта на востоке; 3 — условные границы изученного участка на севере и юге; 4 — границы распространения палеогена; 5 — контур детально изученного участка; 6 — изолинии содержания глауконита в рабочей фракции, проведенные через 10; 7 — точки, в которых наблюдался верхний глауконитовый горизонт; справа — % содержания глауконита в рабочей фракции; 8 — точки, в которых горизонт присутствует, но по различным причинам не изучался; 9 — точки, в которых горизонт смывается; 10 — точки, в которых горизонт выклинивается.

Кызыл-сай по сумме качественных показателей нижнего глауконитового горизонта занимают более низкое место.

Верхний глауконитовый горизонт в силу своей меньшей продуктивности и несколько худшего качества концентрата имеет подчиненное значение

по сравнению с нижним. Поэтому карты его качественных показателей (см. фиг. 10 и 11) мы подробно анализировать не будем. Отметим лишь, что при оценке различных участков развития глауконитовых слоев данные этих карт обязательно должны приниматься в расчет, так как глауконит верхнего горизонта все же представляет собой не пустую породу, а полезное ископаемое, которое вместе с глауконитом нижнего горизонта может быть использовано в пермутитовом производстве. Присутствие верхнего горизонта несколько увеличивает значение восточной полосы урочища Кызыл-сай и выравнивает ее по качеству с юго-западным участком, где этот глауконитовый горизонт смыт.

Часть II

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСКОВ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ

1. РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА

Глауконит как самостоятельный минерал впервые был описан в 1828 г. Кеферштейном (Ch. Keferstein).

Свое название он получил от греческого прилагательного «глаукос» (Γλαυκός), одно значение которого — светлый, блестящий, а другое — голубой, бледно-синий. Очевидно, образцы Кеферштейна имели голубоватую окраску, что иногда свойственно глаукониту, особенно происходящему из древних палеозойских отложений.

Для этого минерала в русской и иностранной литературе существуют различные описания, колеблющиеся в больших пределах химические анализы и несходные формулы, предложенные различными исследователями.

Происхождение глауконита также до сих пор не вполне выяснено, несмотря на то, что ему посвящено большое количество литологических и океанографических исследований.

Мнения об условиях образования глауконита весьма разнообразны. Если оставить в стороне такие необоснованные предположения, как эпигенетическое образование глауконита в результате циркуляции подземных вод,¹ то все остальные точки зрения, несмотря на существенные различия между ними, можно свести к трем гипотезам: гипотезе органического или, вернее, биохимического происхождения, гипотезе замещения детритных терригенных минералов и гипотезе осаждения из растворов.

Наиболее старо представление о глауконите, как о минерале органо-генном. Еще в 1854 и 1855 гг. Эренберг (Ehrenberg) в двух своих работах, посвященных изучению «зеленых песков», доставленных ему из Алабамы (США), развивал мысль, что глауконит образуется исключительно в виде выполнений раковин фораминифер в результате каких-то реакций между разлагающимся органическим веществом и проникающим в раковины морским илом. С некоторыми сомнениями к этой же точке зрения присоединился в 1856 г. Бэйли (Bailey).

Первые исследования современного глауконита, произведенные Пурталесом (Pourtalès, 1870) у берегов Грузии и Южной Каролины на подвод-

¹ Это предположение поддерживалось в разное время Кайэ (Cayeux, 1897), Мэнсфилдом (Mansfield, 1922), Кларком, (Clark, 1924) и Твенгофелем (Twenhofel, 1926). Детальные исследования А. В. Казакова (1938) подтверждают, что в процессе выветривания глауконитовых пород возникают эпигенетические скопления и прожилки содержащего калий зеленого вещества, названного им «неоглауконитом», однако объяснить таким путем образование зерен глауконита, конечно, невозможно.

ном плато, позднее получившем его имя, казалось подтверждают взгляды Эренберга. Пуртале нашел все переходы от неразрушенных раковин фораминифер, заполненных глауконитом, до зерен глауконита, у которых кальцитовая оболочка полностью разрушена в результате растворения и механического истирания.

Знаменитые океанографические исследования экспедиции «Челленджера» на время принесли полную победу органогенной гипотезе образования глауконита. Мюррей и Ренар (Murray a. Renard), опубликовавшие в 1891 г. результаты изучения собранных проб океанических осадков, пришли к выводу, что «глауконит образуется главным образом внутри раковин фораминифер и других известковых организмов». По их мнению, представляется мало вероятным, чтобы «имелись мелкие зерна глауконита, образовавшиеся в свободном состоянии в илу» (стр. 387). Те же воззрения мы находим в обзорных работах Фишера (Fischer, 1901) и Туле (Thoulet, 1904). Наконец, в 1906 г. Коллэ и Ли (Collet et Lee, 1906₁) в специальном обширном исследовании зеленых илов, собранных той же экспедицией Челленджера, дали завершение «фораминиферовой» гипотезы образования глауконита, которая к этому времени, можно сказать, стала классической и повторялась во всех учебниках и популярных изданиях. Коллэ и Ли были учениками («ассистентами») Джона Мюррея, находились под сильнейшим влиянием его работы 1891 г. и развивали самостоятельные взгляды только по вопросу о химизме образования глауконита. Мюррей считал, что органическое вещество в раковинах фораминифер восстанавливает железо морского ила в сульфид, который потом окисляется, давая гидраты окиси железа и серную кислоту, а эта последняя, разлагая глинистые минералы, осаждает свободный коллоидальный кремнезем и уносит глинозем в растворе. Кремнезем соединяется с гидратом окиси железа, адсорбирует из морской воды калий и дает глауконит. Коллэ и Ли первичной субстанцией для образования глауконита считают не свободный кремнезем, а глинистый ил, и таким образом исключают в своих построениях воздействие свободной серной кислоты. Этим они избегают самого слабого места воззрений своего учителя и придают «фораминиферовой» гипотезе происхождения глауконита наибольшую стройность.

Коллэ и Ли различают три стадии изменения вещества при образовании зерен глауконита внутри раковин фораминифер: стадию серого глинистого ила, стадию бурого силиката окиси железа и стадию зеленого калиевого силиката окиси железа — глауконита. Интересно отметить, что Коллэ и Ли принуждены признать возможность образования одной разности глауконита вне раковин фораминифер. Это цементный, или пигментационный глауконит, еще в 1897 г. описанный Кайэ. Однако и в этом случае, по их мнению, роль катализатора играло органическое вещество, рассеянное в иле.

Свои выводы об образовании глауконита внутри кальцитовых раковин мелких организмов Коллэ повторяет и подтверждает новыми рассуждениями в работе обзорного характера (Collet, 1908).

Биохимическую гипотезу образования глауконита разделял Каспари (Caspari, 1910). По его мнению, свежие зерна современного глауконита представляют собой губчатую массу органического вещества, в ячейках которого включены новообразования феррисиликатов.

Из русских исследователей А. Д. Архангельский (1912) принимал образование зерен глауконита в раковинах фораминифер, для части изучавшихся им глауконитовых пород Поволжья.

В 1916 г. в своей работе о петрографии меловых отложений Мэриленда «фораминиферовую» теорию поддерживал и развивал американский геолог Гольдмэн (Goldman, 1916), но позднее он от нее отказался.

В последнее время «фораминиферовую» теорию образования глауконита пробовал поддерживать Драйден (Drauden, 1931), который не привел, впрочем, в ее пользу каких-либо новых убедительных аргументов.

Параллельно с органогенной гипотезой развивалась другая точка зрения, согласно которой зерна глауконита представляют собой химически измененные на морском дне обломочные зерна тех или иных силикатных минералов. Впервые она была высказана еще в 1876 г. Гохом (Gooch, 1876). Описывая лавовые брекчии вулкана «Неутомимый» на Галапагосских островах, Гох указал, что в образцах брекчий, взятых на берегу острова в зоне прилива, кристаллы авгита, оливина и полевого шпата частично замещены зеленым веществом, которое под микроскопом неотличимо от глауконита. Отсутствие химических анализов не дает, однако, уверенности в том, что Гох имел дело действительно с глауконитом.

В 1892 г. в первой своей работе о глауконите Кайе (Cayeux, 1892) также высказался, правда, очень осторожно, за образование глауконита путем замещения зерен каких-то обломочных минералов. К такому убеждению привело его изучение пород верхнего мела Парижского бассейна. Зерна глауконита из этих пород по своей форме не имеют ничего общего с ядрами раковин фораминифер, а по размеру точно соответствуют зернам окружающих обломочных минералов, почему по Кайе и должны иметь одинаковый с ними генезис.

Гипотеза образования глауконита путем замещения зерен обломочных минералов значительно более обстоятельно была развита в 1896 г. нашим соотечественником К. Д. Глинкой. В большом специальном исследовании он указывает, что глауконит различных осадочных образований Европейской России по своему химическому характеру и оптическим свойствам «совершенно тождественен» зеленому продукту разрушения авгита, известному под именем селадонита, а потому считает, что «глауконит не представляет новообразования, а является детритным продуктом», и что «на этот минерал можно смотреть, как на один из продуктов метаморфизации глиноземсодержащих авгитов и, может быть, роговых обманок» (1896, стр. 113).

На западе идеи Глинки долгое время не пользовались признанием, пока, наконец, в 1908 г. не появилась монография Мюррея и Филиппи (Murray a. Philippi, 1908) об океанических осадках, собранных глубоководной экспедицией на корабле «Вальдивия». Под влиянием ли нового материала, или под влиянием нового соавтора и монографии Глинки, но к этому времени Джон Мюррей резко изменил свои взгляды, и в указанной работе прямо говорится, что глауконит образуется под влиянием подводного разложения терригенного материала *in statu nascendi*. Наиболее благоприятными для преобразования в глауконит признаются зерна первично содержащих калий алюмосиликатов, т. е. ортоклаза и калиевых слюд. Отсутствием этих минералов в основных лавах современных вулканических островов объясняется редкость нахождения вблизи них зеленых глауконитовых илов.

В работе 1910 г. об осадках, собранных антарктической экспедицией на корабле «Гаусс», Филиппи (Philippi, 1910) продолжает развивать гипотезу об образовании глауконита из калиевых алюмосиликатов под влиянием богатых кислородом холодных течений, идущих из полярных областей. Эта же точка зрения высказывается в ряде статей его учеником Андре (Andrée, 1915, 1916, 1917 и 1923) и более осторожно в его капитальной сводке «Geologie des Meeresbodens», опубликованной в 1920 г.

Из русских авторов идеи К. Д. Глинки продолжали развивать в своих работах А. Д. Архангельский (1912), допускавший образование части

глауконита верхнемеловых отложений Поволжья путем замещения зерен полевого шпата и слюды, и А. Е. Ферсман (1913), который указывал, что глауконит образуется в результате обменных реакций между полевыми шпатами и богатыми железом метасиликатами.

В 1919 г. гипотезу замещения поддержал Гольдмэн (Goldman, 1919), который, впрочем, считал присутствие калия в исходном материале не обязательно, так как этот элемент в процессе образования глауконита адсорбируется из морской воды. По его мнению, в глауконит превращаются преимущественно комочки глинистого материала. Позднее этот «американский вариант» гипотезы замещения мы можем проследить в работах Мэнсфильда (Mansfield, 1920, 1922) и Шнейдера (Schneider, 1927).

В Европе дальнейшее развитие идей К. Д. Глинки мы находим у Хуммеля в его учении о подводном выветривании, или гальмиролизе (Hummel, 1923).

Образование глауконита по Хуммелю — один из примеров гальмиролиза. Необходимые для него условия: богатая кислородом вода и наличие на дне органического вещества. Присутствие калиевых алюмосиликатов необязательно. Глауконит может образоваться из зерен любых железистых алюмосиликатов. Эти зерна под влиянием кислорода воды разлагаются, причем глинозем и часть кремнезема уносятся. Оставшийся на месте обогащенный железом силикат переходит в коллоидную форму и адсорбирует из морской воды калий, а из окружающего ила органическое вещество. Окисление последнего внутри формирующихся зерен глауконита происходит за счет частичного восстановления соединений железа, благодаря чему в глауконите химические анализы всегда обнаруживают присутствие закиси железа.

Совершенно независимо от Хуммеля пришел к выводу об образовании глауконита в результате процессов подводного выветривания К. Н. Савич-Заболоцкий, опубликовавший в 1927 г. свое небольшое исследование о фосфоритах и глауконитовых породах горы Кременец (на правом берегу Северного Донца близ г. Изюма). В шлифах он наблюдал замещение глауконитом зерен плагиоклаза и обрастание им зерен микроклина, что свидетельствует, по его мнению, о способности этих алюмосиликатов, «при условии присоединения феррисиликатных ядер, переходить в глауконит» (стр. 44). Однако главным источником образования глауконита он считает биотит. В связи с этим отмечается, что «осадки, образованные из продуктов разрушения гранитов, представляют наиболее благоприятную среду для образования глауконита» (стр. 47). В противоположность Хуммелю, Савич-Заболоцкий на основании химического состава глауконита приходит к выводу, что он «может образоваться только в восстановительной среде, при отсутствии окислительных процессов — на больших глубинах, при условии накопления органических веществ» (стр. 47). Переход биотита в глауконит Савич-Заболоцкий представляет себе как «гидратацию ферри и алюмосиликатов каолинового строения, с присоединением SiO_2 в качестве боковой цепи; при этом происходит выщелачивание части MgO и FeO » (стр. 51).

Гипотезу замещения поддержал и В. И. Вернадский (1927), который считал, что глауконит образуется «из глин и калиевых их солей (полевые шпаты, слюды)», но он полагал, что при этом происходит разрушение каолинового ядра и что расщепление его есть процесс биохимический, каким-то образом связанный с жизнедеятельностью организмов.

Основательная критика гипотезы гальмиролиза дана А. Д. Архангельским (1936), а в последнее время Н. М. Страховым (1947). Применительно к образованию глауконита ее наиболее подробный критический разбор дан в 1926 г. Берцем (Berz), а в 1932 г. шведским литологом Хаддингом

(Hadding). Хаддинг справедливо замечает, что если Хуммель допускает переход в коллоидальную форму всех составных частей исходного материала, то его утверждение об образовании глауконита путем реакций замещения теряет всякий смысл. Гипотеза Хуммеля предполагает существование различных стадий замещения глауконитом зерен железистых силикатов и обилие зерен таких минералов в промежуточных слоях, не подвергшихся гальмиролизу и глауконитизации. Между тем в большинстве глауконитоносных свит ничего подобного не наблюдается. Наконец, необходимое Хуммелю предположение об обилии кислорода в природных водах не обосновано и находится в противоречии с его же утверждением о присутствии на дне органического вещества, которое захватывается зернами глауконита при их образовании.

Противоречия и произвольные допущения в гипотезе образования глауконита путем подводного выветривания позволяют Хаддингу говорить, что «гальмиролитизация глауконитовой формации, утверждаемая Хуммелем, должна теперь рассматриваться как чистая фантазия» (Hadding, 1932, стр. 138).

Несмотря на суровую критику Хаддинга, гипотеза образования глауконита путем замещения определенных зерен силикатных минералов получила на западе в последнее время очень широкое распространение. Своим успехом она обязана работе американца Галлиера, которая была опубликована почти одновременно в двух самых распространенных американских геологических журналах в 1935 г. (Gallier, 1935₁ и 1935₂). Галлиер изучал осадки Монтрейского залива (на побережье Калифорнии, южнее Сан-Франциско) и установил, что биотит, широко распространенный в прибрежной зоне тонких илистых песков этого залива, в более глубокой зоне черных песчанистых илов замещается глауконитом, причем автору удалось наблюдать постепенные переходы от свежих черных пластинок биотита к губчатым неправильно-округлым зеленым зернам глауконита. Постепенные изменения внешнего вида минерала сопровождаются столь же постепенным изменением оптических свойств (плеохроизм, двойное лучепреломление) и химического состава.

Таблицы фотографий, иллюстрирующих постепенные переходы от биотита к глаукониту, придают заключениям автора внешнюю убедительность.

Переходя к общим выводам об условиях образования глауконита, Галлиер обращает внимание на то обстоятельство, что в осадках современных океанов этот минерал обилен против тех побережий, на которых размываются кислые кристаллические породы, богатые биотитом.

Отсюда он делает вывод, что биотит является исходным материалом для образования всех современных и ископаемых глауконитов. Для обозначения процесса перехода биотита в глауконит Галлиер вводит термин «глауконитизация». Процесс этот происходит, по его мнению, на поверхности дна под действием солей морской воды в условиях не окислительной, как предполагали Филиппи и Хуммель, а слабовосстановительной и слабощелочной среды ($pH = 8-8.3$).

Работа Галлиера привлекла всеобщее внимание. На многих языках появились ее рефераты, в том числе в нашей советской геологической литературе (Гуляева, 1935).

Все это содействовало широкому распространению взглядов Галлиера на образование глауконита, и на западе они сейчас являются господствующими. Во всяком случае для последней капитальной сводки о современных морских осадках, изданной под редакцией Траска (Trask), статья об образовании глауконита была написана Галлиером (Gallier, 1939). Статья эта не содержит ничего принципиально нового по сравнению с пре-

дыдущими его работами. Дебайеграммы песков Монтрейского залива заставляют даже Галлиера сомневаться в своих первоначальных выводах, так как они говорят о замещении глауконитом не биотита, а вермикулита и нонтронита.

В той же сводке помещен «краткий обзор данных по глауконитизации» японского геолога Такахашаи (Takahashi, 1939), в котором утверждается, что исходным веществом при образовании глауконита у берегов Японии являются различные материалы: копролиты, глинистые выполнения раковин фораминифер и других мелких организмов, зерна вулканического стекла, полевых шпатов и пироксенов, но не биотит, который в условиях подводного выветривания дает лишь гидрослюда. В остальном этот автор следует Галлиеру и также считает «глауконитизацию» вторичным процессом, происходящим на дне моря в результате реакции замещения. Все материнские материалы, по Такахашаи, перед глауконитизацией превращаются в результате гидратации в «гелеобразную субстанцию».

Последняя по времени зарубежная статья, в которой рассматриваются вопросы генезиса глауконита, появилась, насколько нам известно, в 1941 г. Эта работа Доротти Каролл о минералогии верхнемеловых глауконитовых песчаников округа Джин-Джин в Западной Австралии (Carroll, 1941). Ее автор для объяснения генезиса австралийского глауконита целиком принимает точку зрения Галлиера и считает глауконит продуктом изменения чешуек биотита, приносившихся реками из района развития докембрийских гнейсов во внутренних частях страны.

Между тем выводы Галлиера далеко не так безусловны, как это считают сейчас на Западе. По существу говоря, Галлиером доказаны всего два факта: во-первых, что на дне Монтрейского залива фация слюдистых алевроитовых песков сменяется с удалением от берега фацией глауконитовых глинистых алевроитов, и, во-вторых, что в осадках этого залива наблюдаются случаи замещения пластинок биотита глауконитовым веществом. Первый факт говорит лишь о том, что в Монтрейском заливе глауконит образуется в основном ниже той зоны, в которой оседают приносимые реками сравнительно крупные чешуйки слюды, а второй не является оригинальным и новым, так как замещение различных обломочных минералов, в том числе и биотита, глауконитом наблюдалось до Галлиера многими исследователями. В фотографиях, приводимых Галлиером, можно найти грань между пластинками слюды, которые по спайности постепенно замещаются глауконитом, и настоящими глауконитовыми зернами, которые в своем образовании, повидимому, ничего общего с биотитом не имели.

Интересно отметить, что все выводы Галлиера об условиях образования глауконита, химизме этого процесса и даже о связи глауконита с продуктами разрушения гранитовых массивов до мелочей совпадают с выводами работы Савич-Заболоцкого, опубликованной на 8 лет раньше.

Попытка Галлиера придать своим наблюдениям в Монтрейском заливе характер универсальной закономерности должна рассматриваться как неудачная. Его карта, иллюстрирующая связь современных зон глауконитообразования с площадями развития кислых изверженных и метаморфических пород преимущественно докембрийского возраста, свидетельствует об очень вольной интерпретации существующего фактического материала. Так, например, вокруг южной конечности Африки тянется широкая зона накопления зеленых глауконитовых илов. В соответствии с этим Галлиер на своей карте весь юг Африканского материка покрывает черным крапом развития гранитов и гнейсов. Между тем хорошо

известно, что здесь, на север приблизительно до параллели 30° ю. ш., развиты только осадочные отложения группы Карру, очень бедные слюдой, и основные изверженные породы, совершенно ее лишенные.

Интересно, что почти одновременно с работой Галлиера об осадках Монтрейского залива появилась работа другого американского геолога Александра (Alexander, 1934) об осадках атлантического побережья Новой Англии. По вопросу о генезисе и подводных изменениях биотита Александер пришел к выводам, диаметрально противоположным выводам Галлиера, и аргументировал их не менее убедительно. Но статья Александра (к которой мы еще вернемся) была напечатана в новом, тогда еще мало распространенном «*Journal of Sedimentary Petrology*»; в заголовке ее глауконит не упоминается, и поэтому должного внимания исследователей глауконита она не привлекла и влияния на соответствующие воззрения по поводу его генезиса не оказала.

Из русских авторов гипотезу «замещения» в последнее время поддерживали известные исследователи водоумягчительных свойств глауконита А. Е. Рыковсков и Н. П. Населенко (1932). В настоящее время сторонником этой гипотезы у нас является Н. И. Архангельский (1941). Он считает, что весь глауконит верхнемеловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала образовался путем замещения зерен полевых шпатов, биотита и кварца. Аргументами Н. И. Архангельского являются: 1) связь глауконита с терригенными фациями или терригенными примесями в хемогенных породах, 2) близость зерен глауконита средней величины и окружающих терригенных минералов и 3) наблюдавшиеся им в шлифах случаи проникновения глауконита по трещинам в зерна различных обломочных минералов. Нетрудно видеть, что все эти аргументы недостаточны для обоснования универсальности гипотезы «замещения».

Одновременно с двумя разобранными выше гипотезами образования глауконита развивалась третья, согласно которой глауконит представляет собою нормальный химический осадок, выпадающий при определенных условиях из растворов, содержащихся в морской воде.

Уже в первые десятилетия изучения глауконита именно такой точки зрения на его происхождение придерживались Рейсс (Reuss, 1860), Бишоф (Bischof, 1864) и Хаусхёфер (Haushöfer, 1866), хотя они и не обосновали ее сколько-нибудь подробно.

Оригинальный вариант хемогенной гипотезы образования глауконита развил в своей работе Гюмбель (Gümbel, 1886), изучавший материалы германской океанографической экспедиции на корабле «*Gazelle*». В его образцах подавляющее большинство зерен глауконита не обнаруживало связи с раковинами фораминифер, но встречался глауконит только в илах, богатых органическим веществом. В соответствии с этим Гюмбель предполагал, что образование глауконита происходит в процессе диагенеза, внутри ила, на поверхности пузырьков газа, образующегося благодаря разложению органического вещества. В некоторых раковинах глобигерин и других микроорганизмов Гюмбель также находил «нечто напоминающее глауконит в процессе образования», но он считает, что это лишь частный случай того же химического процесса. Те же взгляды Гюмбель развивал в своей более поздней работе, посвященной ископаемым глауконитам (Gümbel, 1896).

В работах Кайе (Cayeux, 1892, 1897, 1916, 1924, 1932) мы находим подробные описания глауконитовых пород из мезозойских отложений Франции, но очень мало рассуждений по поводу генезиса глауконита. В наиболее ранней из них Кайе считал глауконит продуктом замещения калиевых алюмосиликатов. В более поздних работах он выделяет ряд

морфологических модификаций глауконита, причем допускает, что одни разности образовались в раковинах фораминифер, другие — как результат замещения зерен обломочных минералов и, наконец, третьи — как результат осаждения из растворов. Таков, например, цементный и пигментный глауконит, описанный Кайе из верхнемеловых песчаников и опок Парижского бассейна. Подобно Гюмбелю, Кайе считает, что глауконит образуется в процессе диагенеза «не на дне моря, а в осадке, когда все элементы его уже были на месте, как они присутствуют в затвердевшей породе» (1897, стр. 179). Дальнейший рост глауконитовых зерен, а также замещение глауконитом органических остатков могут, по Кайе, происходить эпигенетически.

Для глауконита из верхнемеловых отложений Нью-Джерси химическое происхождение признавал первый американский исследователь этого минерала Пратер (Prather, 1905₁, 1905₂), хотя часть глауконитовых зерен, по данным того же автора, образовалась в результате замещения самых различных обломочных минералов.

Среди американских геологов мнение о химической природе глауконита мы можем найти позднее в работе Кларка (Clark, 1924), хотя этот автор допускает также возможность его вторичного эпигенетического происхождения.

Более подробное изложение хемогенной гипотезы образования глауконита мы впервые находим в двух работах Берца (Berz), из которых первая (1921) специально посвящена глаукониту, а вторая (1926) — морским силикатным железным рудам. В более ранней работе Берц дает серьезную критику «фораминиферовой» гипотезы в изложении Колле и Ли, в более поздней — столь же основательную критику гипотезы замещения в изложении Хуммеля.

Берц приходит к выводу, что вещество глауконита выпадает из растворов, причем зерна его образуются путем объединения в агрегаты хлопьев геля в условиях вихревого движения воды, а не в виде конкреций внутри ила. При образовании глауконита золь окиси железа, до этого момента находившийся под защитой органических коллоидов, вступает в реакцию с золем силиката кальция. Содержащееся в глауконите железо, по Берцу, поступает непосредственно с поверхности континентов, а не из гальмиролитически выветривающихся на дне моря минералов.

Еще более обстоятельно изложение хемогенной гипотезы образования глауконита у Хаддинга в его монографии: «Глауконит и глауконитовые породы Швеции» (Hadding, 1932). В зарубежной литературе это, несомненно, самая интересная, подробная и точная работа о глауконите. Можно только удивляться, что не она, а значительно более легковесное исследование Галлиера определило современное представление о генезисе этого минерала на Западе.

В работе Хаддинга систематически описываются все содержащие глауконит породы Швеции, от нижнекембрийских до эоценовых, подробно разбираются условия образования каждой из этих пород, формы залегания в них глауконита, соотношение его с другими сингенетичными минералами, а в заключение подвергаются обсуждению различные стороны проблемы генезиса глауконита. Основная часть выводов Хаддинга приведена в работе Л. В. Пустовалова (1940) и потому перечислять их мы не будем. Отметим лишь, что Хаддинг безусловно убежден в хемогенном происхождении глауконита и считает, что он выпадает в виде геля в прибрежных частях морей нормальной солености, на относительно небольшой глубине, при слабом движении придонной воды (до 15 см/сек) и обязательно в условиях нейтральной или, скорее, слабо восстановительной среды,

с несколько повышенной, благодаря присутствию свободной CO_2 , кислотностью.

Развитие за рубежом хемогенной гипотезы образования глауконита по существу заканчивается монографией Хаддинга. Нам известна всего лишь одна более поздняя работа, поддерживающая хемогенную гипотезу на основании изучения современных глауконитовых илов. Это уже упоминавшееся небольшое, океанографическое исследование Александра (Alexander, 1934), посвященное осадкам континентального шельфа у берегов Новой Англии. В этой части побережья Соединенных Штатов в пределах шельфа отчетливо различаются три зоны осадков, из которых средняя, сложенная наиболее грубым материалом (хорошо окатанный кварцевый песок), обязана своим существованием продольному течению, идущему с севера. Ближе к берегу, занимая глубины от 20 до 75 м, располагается зона различных более тонких терригенных илов, для которой характерно присутствие мелких зерен лимонита. Александр установил, что этот лимонит представляет собой продукты подводного окисления чешуек биотита, в изобилии приносимого мелкими речками из докембрийских отложений прилегающего побережья. Глауконита в этой зоне нет. Но в наиболее удаленной от берега части шельфа, на глубинах свыше 85 м, куда никакой биотит уже не попадает, располагается зона, осадки которой в главной своей части состоят из хемогенного зеленого ила, сульфидов железа, тонкого детритного материала и раковин планктонных фораминифер. Александр проследил все переходы от хлопьев зеленого ила до вполне оформленных темнозеленых глауконитовых зерен с полированной поверхностью. Судя по цвету ила и присутствию в нем органического вещества, он считает, что близ дна господствуют восстановительные условия. В связи с этим весьма интересно, что глауконит в изученных им образцах встречается только вне раковин многочисленных в осадке фораминифер, а выполнения последних образованы исключительно сульфидами железа.

Дальнейшее развитие хемогенной гипотезы образования глауконита представляет заслугу исключительно советских литологов, главным образом Л. В. Пустовалова.

Уже в 1933 г. Пустовалов (1933₁) отмечает, что наиболее важной геохимической чертой генезиса глауконита, вытекающей из данных о его составе, является образование этого минерала на границе восстановительной и окислительной среды.

Мысль об образовании глауконита в нейтральной по окислительному потенциалу среде высказывалась до Пустовалова Гольдмэном (Goldman, 1919, 1922) и Шнейдером (Schneider, 1927). Хаддинг также допускал образование глауконита в нейтральной среде, хотя считал, что более благоприятной для этого является среда слабо восстановительная. Однако ни один автор до Пустовалова не обратил внимания на то, что эта геохимическая особенность в проблеме генезиса глауконита является ведущей и определяет закономерности его распространения. В том же году в статье о геохимических фациях Пустовалов выделяет особую глауконитовую геохимическую фацию морских осадков, для которой характерно положение окислительно-восстановительной границы «в самых верхних сантиметрах осадка» (Пустовалов, 1933₂, стр. 74).

В 1934 г. представление о хемогенном характере образования глауконита поддержал Б. Б. Полынов. С некоторыми оговорками к тем же выводам пришел и М. С. Швецов (1934).

В 1934, 1935 и 1936 гг. появились три статьи о глауконите украинского геолога А. Я. Микея. Этот автор изучал главным образом химическую природу глауконита, но на основании своих исследований пришел к выводам

и об условиях его образования. По его мнению, образование глауконита протекает в коллоидальной среде и сводится к выделению хлопьев «проглауконита» в результате смешения противоположно заряженных золь кремнекислоты, с одной стороны, и гидратов окисей алюминия и железа, с другой. В процессе диагенеза этот «проглауконит» поглощает основания (главным образом калий и магний), а в процессе гипергенеза под влиянием грунтовых вод частично замещает калий и кальций.

А. Я. Микей пишет, что образование глауконита связано с процессами гальмиролиза, но понимает эти процессы совершенно иначе, чем автор термина Хуммель.

Последовательным сторонником хемогенной теории образования глауконита является также Г. И. Бушинский, давший ряд работ по литологии глауконитовых фаций Актюбинской, Молотовской и Московской областей (1936, 1937 и 1938). Г. И. Бушинский решительно отвергает возможность образования глауконита в юрских и меловых отложениях Русской платформы в результате гальмиролиза. По его мнению, глауконит образуется у поверхности ила в виде хлопьев геля, которые затем постепенно превращаются в зерна. Весьма интересны обнаруженные Бушинским (1937) в портланде Егорьевского района зерна глауконита, содержащие внутри кристаллы пирита. Г. И. Бушинский полагает, что образование глауконита и пирита шло одновременно. Вряд ли это правильно, но, несомненно, доказывает близость времени образования того и другого.

В 1940 г. в «Петрографии осадочных пород» Пустовалов подробно рассматривает глауконит и глауконитоносные породы (глауконитолиты) как продукт определенной стадии процесса химической дифференциации растворов, поступающих с континентов. Он считает глауконит ферриалюмосиликатом метаколлоидного типа с переменным соотношением ряда компонентов. Он подробно описывает морфологию известных выделений глауконита, выясняет минералогический характер сопровождающих его образований и разбирает различные точки зрения на условия образования глауконита, убедительно доказывая необходимость рассматривать его как химический осадок. Л. В. Пустовалов подчеркивает, что мнение о сравнительно глубоководном образовании глауконита, основанное на изучении современных морских илов, не является справедливым для многих древних глауконитов, которые представляют собой мелководные осадки. Глубина образования глауконита, по Пустовалову, зависит от средней высоты континентов над уровнем моря. По мере удаления от орогенической эпохи увеличивается пенепленизация континентов, и зона образования глауконита приближается к берегу. В эпохи посторогенные она отходит от него. Химическую обстановку придонных слоев воды в момент образования глауконита Пустовалов рассматривает как границу смены окислительных условий восстановительными. В этой работе он высказывает мнение, что при образовании глауконитовых пород окислительно-восстановительная граница «почти совпадает с поверхностью осадка, то углубляясь в него, то располагаясь несколько выше его поверхности» (Пустовалов, 1940, стр. 463). Небольшие колебания окислительного потенциала у поверхности осадка приводят к двойственной природе железа в глауконите (закись и окись). Частичное восстановление железа до закиси идет за счет небольших количеств органического вещества.

Присутствие в глауконите щелочных металлов Пустовалов объясняет адсорбцией. Он указывает, что первичный глауконит всегда ассоциирует с алевроитом, а не с песчаным обломочным материалом. Фосфоритовая фация, по его мнению, занимает соседнее положение с глауконитовой — ближе к берегу.

Посвященные глаукониту многолетние исследования А. В. Казакова еще не опубликованы, однако, судя по предварительным сообщениям (Казаков и Горбунова, 1946) и по докладам, эти исследования вполне подтверждают хемогенное происхождение глауконита. Углубляя хемогенную теорию, Казаков и его сотрудники в верхнеюрских отложениях Московской синеклизы открыли существование целой гаммы модификаций зернистого глауконита, закономерно изменяющих свой химический состав, удельный вес, цвет и оптические свойства по мере продвижения от берега вкост зоны накопления глауконита. В наиболее удаленной от берега части зоны мелкие зерна почти бесцветного и бедного калием глауконита составляют существенную часть развитых здесь тонких черных карбонатных глин, богатых органическим веществом. Хаддинг подозревал присутствие пылевидного глауконита в некоторых глинистых сланцах, но считал, что выделен и достоверно установлен он быть не может. А. В. Казакову и Л. И. Горбуновой удалось не только выделить, но и детально изучить именно этот пылевидный глауконит глинистых фаций.

Весьма интересно также единственное по точности наблюдение над выветриванием глауконита, произведенное Казаковым (1938).

С. Д. Рабинович и Н. В. Ренгартен (1944) в своей работе о третичных глауконитовых песках восточного склона Северного Урала развивают представления о генезисе глауконита, близкие к взглядам А. Я. Микея.

В 1946 г. явилась небольшая заметка С. М. Юсуповой о глауконите из верхнеферганского отдела палеогена Средней Азии. Автор заметки полностью присоединяется к представлениям о генезисе глауконита, изложенным в работах Микея, и, следовательно, является сторонником хемогенной гипотезы его образования.

Таким образом мы видим, что за 90 лет изучения глауконита было предложено много вариантов трех основных гипотез его генезиса, причем до сих пор существуют сторонники весьма различных точек зрения на его происхождение. Не только по поводу механизма образования, но и по поводу внешней обстановки образования глауконита в литературе имеются самые противоположные высказывания.

Мюррей и Ренар, Колле и Ли, Филиппи, Андре и Хуммель считали, что глауконит образуется в условиях резко окислительной среды. Савич-Заболоцкий, Хаддинг, Александер, Галлиер и Доротти Каролл, наоборот, настаивали на восстановительной среде образования глауконита, а Гольдмэн и Шнейдер — на нейтральной в смысле окислительного потенциала. Последнее представление лишено ясного содержания, поскольку трудно представить себе какой-то объем морской воды, в котором не будет присутствовать ни кислород, ни соединения, способные к окислению. Поэтому Пустовалов существенно уточнил мнение Гольдмэна, указав, что глауконит образуется на границе окислительной и восстановительной среды.

Филиппи, Андре, Хуммель, Хаддинг и Бушинский подчеркивают значение холодной воды для образования глауконита. По Хуммелю, в местах образования глауконита температура колеблется от 3 до 15°. В то же время Галлиер, Такахаша и Доротти Каролл утверждают, что для образования глауконита наиболее благоприятны теплые воды с температурой не ниже 15—16°.

Мюррей и Ренар, Колле и Ли и Хуммель считают, что глауконит образуется в районе сильных донных течений (обеспечивающих высокий окислительный потенциал), Хаддинг, Александер и Доротти Каролл предполагают наличие в это время слабых донных течений, а Менсфильд и Гал-

лиер утверждают, что наиболее благоприятны для образования глауконита совершенно спокойные воды, в которых идет отложение тонкого пелитового ила.

Не только все последователи биогенной гипотезы, но также ряд сторонников гипотезы замещения (Мюррей и Филиппи, Хуммель, Савич-Заболоцкий, Галлиер) и хемогенной гипотезы (Гюмбель, Александер) необходимым условием для образования глауконита считают присутствие органического вещества, но еще Кайе утверждал, что глауконит может образоваться вне всякой связи с органическим веществом, и в этом отношении его поддерживает Хаддинг.

Большинство исследователей предполагает, что образование глауконита происходит на поверхности морского дна, но Рейс, Гюмбель и Кайе утверждали, что это процесс диагенетический, протекающий в толще ила.

Наконец, почти все исследователи либо утверждали, либо безмолвно принимали, что изучавшиеся ими ископаемые и современные глаукониты автохтонны, т. е. залегают на месте своего образования, но Кайе и Хаддинг считают такое убеждение неверным и предполагают, что зерна глауконита легко переносятся морскими течениями и в большинстве случаев аллохтонны, т. е. залегают не в той обстановке, в которой происходило их формирование.

Таким образом, мы видим, что мнения о внешних условиях, благоприятствовавших образованию глауконита, столь же разнообразны, как и мнения о механизме его образования, причем нередко сторонники одной и той же гипотезы генезиса предполагают самую различную обстановку, в которой протекал этот процесс.

2. ИЗУЧЕНИЕ ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСКОВ СССР

Глауконитовые породы России как полезные ископаемые до Великой Октябрьской революции почти не изучались. Краткие описания их мы можем найти в очень многих отчетах о геологической съемке и региональных геологических работах; специально глаукониту как минералу и отчасти вопросам его происхождения были посвящены работы П. А. Земятченского (1895), К. Д. Глинки (1896), А. Д. Архангельского (1913) и А. Е. Ферсмана (1913), но как сырье для каких-либо производств глауконит не изучался, и поэтому никаких данных для качественной оценки глауконитовых песков из разных пунктов не имелось. Еще в конце XIX века раздавались голоса о возможности использования глауконитовых песков России как калийного удобрения (П. Григорьев, 1882), однако никаких практических работ в этом направлении не было предпринято.

Позднее возник интерес к глаукониту как сырью для получения зеленых красок, и с этой целью были произведены обследования естественных выходов глауконитовых песков и песчаников в нижнем силуре теперешней Ленинградской области, однако разведочными работами они не сопровождалась. Сведения об этих обследованиях мы можем найти в отчете А. Е. Ферсмана (1916) и в значительно более поздней сводке В. С. Малышевой (1930).

В годы гражданской войны был поднят вопрос о возможности получения из отечественного глауконита различных калиевых солей (Я. В. Самойлов, 1919), однако и в этом случае дело ограничилось предположениями.

В последующее десятилетие глауконитовыми породами СССР продолжали интересоваться преимущественно с минералогической точки зрения. За это время П. П. Пилипенко (1926) был подробно описан глауконит с горы Лысой у Саратова, К. Н. Савич-Заболоцкий (1927) — глауконит горы Кременец у г. Изюма, а Е. Е. Костылева (1926) дала небольшую сводку данных о глауконите и возможном его практическом применении.

Обстоятельная сводка накопившихся к тому времени сведений о глауконитовых породах Европейской части СССР и об опытах практического использования дана в 1930 г. Малышевой.

С начала 30-х годов положение меняется, так как к этому времени выяснилось значение глауконита как водоумягчительного сырья. Началось проведение специальных геологических работ на глауконитовые породы, технологических исследований, опытов по обогащению и т. д.

Опубликована пока очень небольшая часть проведенных исследований. В самом начале изучения глауконита как водоумягчителя, в 1932 г., появилась посвященная этой проблеме работа Н. И. Хитарова. В 1935 г. опубликовано минералогическое исследование П. П. Пилипенко, в котором он утверждал, что состав глауконита непостоянен и что этот минерал представляет собой микроскопическую смесь опала и кислого алюмоферрата состава $R_2O_3 \cdot R_2O$. К 1937 г. относится работа А. В. Казакова о термических свойствах и растворимости ряда осадочных минералов, в том числе глауконита. В 1938 г. появилась статья А. Д. Желонкина о текстуре глауконита из различных отложений СССР, а в 1945 г. работа П. П. Пилипенко и Н. В. Лизунова о спектроскопическом изучении глауконитов СССР.

Гораздо более богатые материалы по изучению глауконитовых песков СССР хранятся в фондах различных учреждений.

3. МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСКОВ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ И СОДЕРЖАНИЕ В НИХ ГЛАУКОНИТА

С целью получения ясного представления о механическом составе песков обоих глауконитовых горизонтов урочища Кызыл-сай и о проценте выхода рабочей фракции, образцы песков из всех пунктов, где они нами наблюдались, подвергались рассеву на колонне сит с диаметрами отверстий 1, 0.7, 0.5, 0.25 и 0.17 мм. Просеивались образцы, подсушенные при обыкновенной температуре, без дезинтеграции плотных комков и участков цементации, но с применением легкого раздавливания кусков между пальцами.

По ряду пунктов для контроля анализу подвергалось несколько образцов из одного слоя. К этому мы прибегали, когда заметна была различная цементация породы в слое.

В каждой фракции после просеивания подсчитывалось под биноклем количество зерен глауконита. Из ряда мелких порций выводилась средняя цифра в процентах.

Результаты механических анализов приведены в табл. 1 и 2.

Кроме того, механический состав глауконитовых песков графически изображен на фиг. 12.

За основу диаграммы (фиг. 12) взят треугольник, предложенный для изображения гранулометрического состава осадочных пород Пустоваловым (1947), основанный на принципах механической дифференциации. Однако значение вершин треугольника нами изменено. У Пустовалова

Механический состав песков урочища Кызыл-сай и содержание в

№ точек	Фракция > 1 мм		Фракция 1—0.7 мм		Фракция 0.7—0.5 мм		Фракция 0.5—0.25 мм	
	% вы- хода	со- став	% вы- хода	со- став	% вы- хода	% глау- конита	% вы- хода	% глау- конита

А. Точки наблюдений в централь

6	16.37	обломки чешуй и костей рыб. Сцементированные мочки глауконита и кварцевого алевролита	6.38	чешуй, костного вещества и сцементированные комочки кварца и глауконита	10.00	81.62	25.50	90.50
10	7.00		6.10		18.70	90.00	18.70	95.00
11	5.10		4.10		16.80	87.00	31.60	95.00
12	1.40		1.90		8.50	74.68	28.30	92.00
13	10.70		4.40		7.70	84.90	23.80	98.00
Карьер	1.20		4.60		19.00	90.00	19.00	97.00
33	3.90		3.10		6.20	93.50	25.30	98.35
34	4.00		3.10		4.40	92.50	35.50	95.10
35	8.70		1.10		4.80	83.00	9.40	88.00
36	4.60		3.50		5.70	20.00	36.90	85.00
37	1.80		4.20		8.30	89.50	34.00	84.02
38(1)	4.86		2.33		9.31	85.00	21.30	98.00
38(2)	1.40		2.00		7.10	80.50	27.80	98.00
Сред. по точке 38	3.13		2.17		8.20	82.75	24.55	98.00
39	2.20		2.80		9.50	59.00	23.30	60.97
43	22.00		2.40		4.20	76.00	25.00	83.08
55	3.00		2.50		7.30	64.15	26.50	91.00
66	5.22		2.50		4.42	13.74	11.85	80.00
69	2.85		0.50		2.82	44.84	22.65	90.00
102	3.90		1.70		3.90	65.55	18.00	97.00
111	5.10		4.40		14.00	74.77	23.40	90.00
126	0.60		0.40		27.00	94.82	31.70	98.30
162	0.54		3.25		3.94	81.70	24.89	95.25
163	2.10		2.10		5.60	85.00	28.40	97.70
170	1.10		5.82		17.00	85.50	20.48	89.12
Среднее арифме- тическое	5.07		3.17		9.48	77.76	24.73	90.81

Б. Разрозненные точки наблюдений

54a	0.90	Зубы акул, ко	3.00	Обломки зубов,	16.00	89.50	13.30	95.00
104	1.50		1.30		17.00	89.97	14.70	95.00
168	1.90		2.50		4.50	39.00	19.20	60.00
56(1)	3.92		0.77		8.00	75.28	11.55	80.00
56(2)	1.80		0.50		5.23	80.00	14.65	80.00
Сред. по точке 56	2.86		0.63		6.62	77.77	13.10	80.00
57	6.39		1.53		5.40	48.67	7.82	45.00
63	8.67		3.27		5.50	32.08	17.57	95.00
70	8.60		2.00		6.00	32.08	26.30	92.00
Сред. арифм. по всем образцам ниж- него горизонта	4.91		2.91		9.30	74.68	22.69	88.35

верхняя вершина треугольника соответствует пескам, правая нижняя — алевролитам и левая нижняя — глинам. При таком значении вершин точки всех наших образцов легли бы, не дифференцируясь, в верхний угол треугольника. Поэтому при составлении диаграммы за определяющие компоненты мы взяли: фракцию больше 1 мм (гравий и гальки), фракцию 0.17—1 мм (песок) и фракцию меньше 0.17 мм (алеврит). Последнюю пра-

них глауконита по фракциям. Нижний глауконитовый горизонт

Фракция 0.25—0.17 мм		Фракция < 0.17 мм		Рабочая фракция 0.7—0.25 мм	
% выхода	% глау-конита	% выхода	% глау-конита	% выхода	% глау-конита
32.12	50.80	9.63	5.00	35.00	88.00
9.60	95.50	39.90	8.00	37.40	92.50
8.10	95.00	34.30	5.00	48.40	92.20
8.50	90.00	51.40	5.00	36.80	88.00
10.20	98.00	43.20	10.00	31.50	94.80
12.00	98.00	44.20	8.00	38.00	93.50
11.00	95.00	50.50	5.00	31.50	97.40
10.50	92.90	42.50	10.00	39.90	94.80
8.20	95.00	67.80	3.00	14.20	86.30
13.50	87.00	35.80	10.00	42.60	76.30
17.20	89.00	34.50	8.50	42.30	85.00
12.20	99.00	50.00	5.00	30.61	94.00
13.50	95.00	48.20	12.00	34.90	94.40
12.85	97.00	49.10	8.50	32.75	94.20
12.00	69.00	50.20	5.00	32.80	60.40
11.60	97.00	34.80	12.00	29.20	82.00
20.00	90.00	40.70	10.00	33.80	85.20
59.17	30.00	16.84	2.00	16.27	62.00
48.90	15.00	22.28	Нет	25.47	85.00
14.00	99.00	58.50	5.00	21.90	91.40
7.00	90.00	46.10	10.00	37.40	84.30
9.70	28.00	30.60	40.00	58.70	96.70
48.50	44.06	18.88	2.50	28.83	93.40
11.20	98.50	50.60	8.00	34.00	95.60
10.50	70.00	45.10	10.00	37.48	87.50
17.65	78.86	39.90	8.28	34.20	87.17

на периферии урочища Кызыл-сай

5.80	97.00	61.00	15.00	29.30	92.00
7.10	88.00	58.40	6.00	31.70	92.30
9.60	75.00	62.30	3.00	23.70	56.00
57.52	10.00	18.24	2.00	19.55	78.52
58.92	15.00	18.90	8.00	19.88	80.00
58.22	12.50	18.57	5.00	19.72	79.26
50.12	25.00	28.74	7.50	13.22	46.50
49.47	25.50	15.52	3.00	23.07	80.00
12.30	90.00	44.80	5.00	32.30	88.80
19.96	74.22	40.23	7.83	31.99	84.71

вильно было бы заменить фракцией меньше 0.10 мм, но мы не имели сита с необходимым размером отверстий.

Рассматривая диаграмму, можно легко заметить, в чем заключается различие между песками верхнего и нижнего глауконитовых слоев. Пески нижнего горизонта по своему механическому составу образуют однородную группу, все точки которой ложатся вдоль основания треугольника.

Механический состав песков урочища Кызыл-сай и содержание в

№ точек	Фракция > 1 мм		Фракция 1—0.7 мм		Фракция 0.7—0.5 мм		Фракция 0.5—0.25 мм	
	% вы- хода	состав	% вы- хода	состав	% выхода	% глау- конита	% выхода	% глау- конита

А. Точки наблюдений в центре

6	12.4	на до 1—2 см и сцементированные зерна глауконита	5.8	фракции 1 мм	14.0	9.6	23.8	62.0
10	20.3		7.6		14.0	46.1	20.5	69.5
11	18.4		9.3		15.0	8.2	17.4	60.0
12	19.3		8.8		9.6	9.6	20.0	75.0
13	19.4		3.5		5.0	33.0	15.8	72.0
15	27.1		5.6		13.0	15.0	16.8	50.0
17	22.7		4.5		11.7	25.0	7.7	50.0
26	45.6		8.7		7.4	Нет	15.2	8.0
28	15.2		5.0		18.3	10.0	9.4	39.5
29	13.7		1.5		10.3	21.4	15.5	31.3
36	13.2		6.2		8.2	4.2	21.2	40.0
38	21.2		2.5		9.5	69.7	18.0	90.0
39	33.6		21.3		14.8	10.0	9.4	44.0
43	15.5		12.5		12.0	20.0	23.0	59.0
44a	21.3		4.4		10.6	20.0	13.6	49.7
55	23.3		6.0		8.7	20.0	22.0	51.5
69	21.8		5.5		6.4	5.0	16.1	32.9
102	55.4		10.0		12.4	35.0	7.2	40.5
111	17.8		6.5		10.4	10.8	14.0	52.9
126	44.0		15.4		8.3	18.0	8.9	50.2
162	53.1		10.0		8.3	15.0	7.9	50.0
163	22.5		6.0		10.0	64.8	14.8	40.0
170	27.8		11.0		9.3	20.0	20.3	60.0
Среднее арифме- тическое	25.41		7.72		10.75	21.32	15.59	51.21

Б. Разрозненные точки наблюдений

46	20.0	Галька кварца и крем	4.5	То же, что во	11.1	50.0	10.3	60.3
54	0.1		2.2		6.0	92.0	20.9	97.0
58(1)	16.4		8.2		20.0	35.0	27.0	40.0
58(2)	8.4		5.5		15.2	50.0	33.6	65.5
Средн. по точке 58	12.4		6.8		17.6	42.5	30.3	52.7
70	15.2		2.3		9.4	5.0	17.7	55.0
Средн. арифм. по всем образц. верх- него горизонта	23.41		7.16		10.79	25.18	16.21	53.44

Содержание фракций больше 1 мм в них, как правило, не превышает 10%. Забегая вперед, скажем, что это в большинстве случаев не крупные зерна песка, а различные остатки рыб (зубы, позвонки, обломки костей и чешуй). По соотношению песчаных и алевритовых фракций пески нижнего горизонта дают плавные переходы от разностей, содержащих не более 5% алеврита, до разностей, в которых содержание его достигает 60%. Крайние левые точки дают образцы нижней части горизонта из некоторых пунктов южной части урочища Кызыл-сай (карьер, точка 35). Они пока-

них глауконита по фракциям. Верхний глауконитовый горизонт

Фракция 0.25—0.17 мм		Фракция < 0.17 мм		Рабочая фракция 0.7—0.25 мм	
% выхода	% глауко- нита	% выхода	% глауко- нита	% выхода	% глауко- нита

ной части урочища Кызыл-сай

14.0	75.0	30.0	15.0	37.8	42.5
11.2	82.0	26.4	80.0	34.5	60.0
12.3	70.5	27.6	5.0	32.4	36.0
9.0	77.0	33.3	40.0	29.6	53.8
13.5	80.5	42.8	20.0	20.8	62.6
15.0	85.0	22.5	18.0	29.8	34.7
9.7	58.0	43.7	20.0	19.4	34.9
5.5	10.0	17.6	Нет	22.6	5.4
13.3	60.0	38.8	4.0	27.7	20.0
48.9	37.5	10.1	9.0	25.8	27.4
16.2	75.0	35.0	5.0	29.4	30.0
9.0	90.0	39.8	10.0	27.5	83.0
5.3	55.0	15.6	3.0	24.2	23.2
15.2	61.0	21.8	5.0	35.0	45.6
13.6	72.0	36.5	5.0	24.2	36.8
9.3	60.0	30.7	15.0	30.7	42.6
42.1	60.0	8.1	2.0	22.5	25.0
13.0	50.0	2.0	Нет	19.6	37.0
45.0	60.0	6.3	2.0	24.4	35.0
5.3	75.0	18.1	5.0	17.2	34.7
17.3	65.0	3.4	Нет	16.2	32.0
11.1	70.0	35.6	20.0	24.8	50.0
9.3	75.0	22.3	5.0	29.6	47.4
15.83	65.37	24.70	12.52	26.34	39.11

на периферии урочища Кызыл-сай

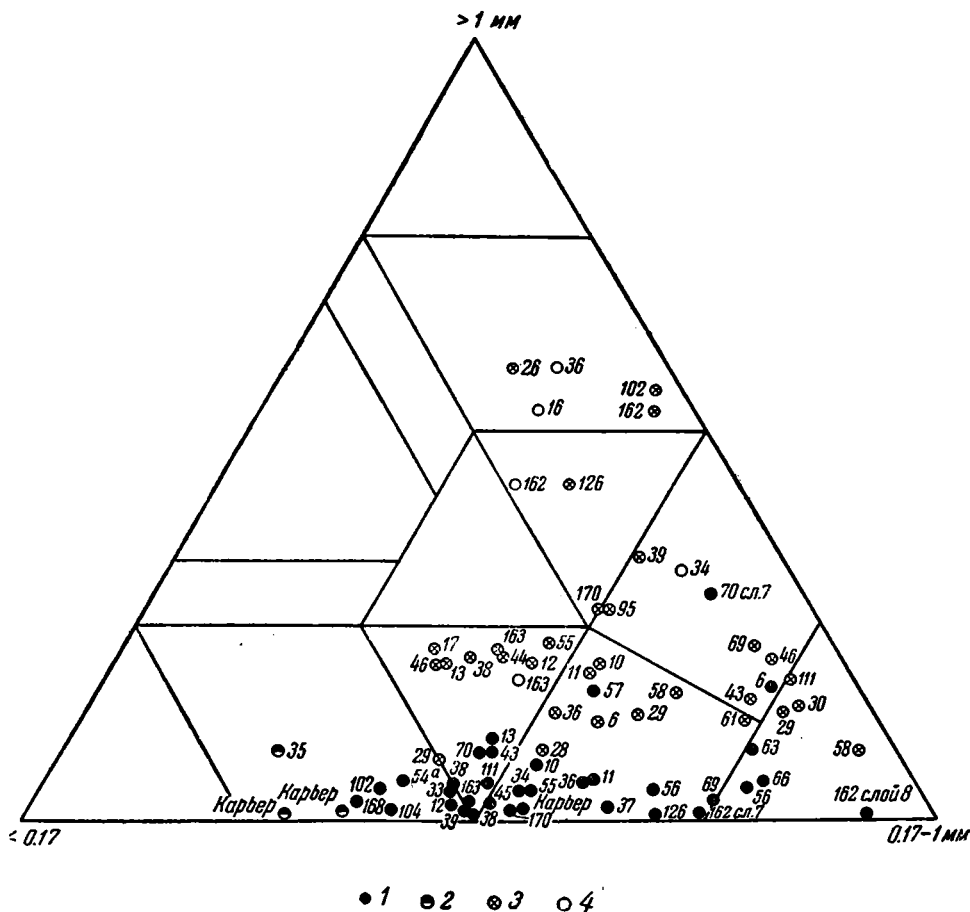
10.5	67.0	43.6	15.0	21.4	55.0
51.4	25.0	19.4	2.0	26.9	95.9
8.4	50.0	20.0	10.0	47.0	38.0
33.3	60.0	4.0	1.0	48.8	60.7
20.9	55.0	12.0	5.5	47.9	48.9
48.1	56.5	7.3	Нет	27.1	37.6
18.34	63.22	24.09	11.50	27.00	42.11

зывают еще более высокое содержание алевритовых фракций, доходящее почти до 70%.

Несколько необычную картину дают глауконитовые пески точек 57 и 6, в которых содержание грубых фракций больше 1 мм достигает 20%. Однако в обоих этих случаях из описания песков и просмотра крупных фракций под биноклем ясно устанавливаются местные причины наблюдаемых отклонений. В точке 57 глауконитовый слой лежит прямо под почвой и значительно уплотнен благодаря иллювиальному привнесению

карбонатов. В точке 6 он имеет коренную вскрышу, но обнаруживает заметную опаловую цементацию, о чем упоминалось в предыдущей главе.

Если обратиться к распределению глауконита во фракциях нижнего горизонта, то легко увидеть, что во фракциях более 0.7 мм он отсутствует, во фракции 0.7—0.5 мм его содержание подвергается большим колебаниям, но в средней составляет высокую цифру 78%. Фракция же 0.5—



Фиг. 12. Диаграмма механического состава глауконитовых песков урочища Кызыл-сай.

Условные обозначения: 1 — образцы песков нижнего глауконитового горизонта; 2 — образцы песков нижней части нижнего глауконитового горизонта из некоторых точек на юге изученного участка; 3 — образцы песков верхнего глауконитового горизонта; 4 — образцы песков прочих горизонтов.

0.25 мм во всех образцах почти полностью сложена глауконитом, содержание которого здесь доходит до 98%, а в среднем составляет 90%. Обычно содержание не глауконитовых минералов здесь не превышает 20% и только в некоторых точках оно повышается до 40%. Образец из точки 57, в которой содержание глауконита во фракции 0.5—0.25 мм равно 45%, не может рассматриваться как исключение; выше указывалось, что этот слой лежит прямо под почвой и сильно выветрел.

Во фракции 0.25—0.17 мм колебания становятся резки (от 10 до 99%), но в среднем содержание глауконита составляет 78.5%. Во фракции мень-

ше 0.17 мм преобладает кварцевый алеврит, и содержание глауконита падает в среднем до 8.24%. В качестве рабочей фракции для пермутитового умягчения в соответствии с существующими требованиями мы считаем только фракцию 0.25—0.7 мм. Более мелкий песок понижает водопроводимость фильтра. В рабочей фракции 0.7—0.25 мм в нижнем горизонте содержание глауконита колеблется от 60 до 95%, составляя в среднем 87%. Изменение этого содержания по площади урочища Кызыл-сай показано на карте качества нижнего горизонта (фиг. 9) и частично разбиралось нами в главе 6 первой части работы.

Для выяснения размерности мелких фракций и вычисления среднего диаметра зерен восемь образцов песка из нижнего горизонта были подвергнуты полному механическому анализу методом отсева и отмучивания. Во фракциях размером больше 0.1 мм процентное соотношение глауконита, терригенных минералов и органических остатков подсчитывалось под бинокуляром. Для фракций размером меньше 0.1 мм, в которых органические остатки практически отсутствуют, за количество терригенных минералов принимался остаток от растворения данной фракции в концентрированной соляной кислоте. Результаты механического анализа и подсчета минерального состава фракций приведены в табл. 3.

Для выяснения средней размерности зерен глауконита и терригенных минералов количество их в каждой фракции было пересчитано в процентах к общему количеству их в образце и по полученным цифрам были построены суммарные кривые, отдельно для глауконита и для терригенных минералов, т. е. по два для каждого образца. Судя по этим кривым, средний размер зерен глауконита в образцах нижнего горизонта колеблется от 0.22 до 0.29 мм, а в среднем по восьми кривым составляет 0.245 мм. Размер зерен терригенных минералов значительно меньше. Он колеблется в пределах 0.05—0.09 мм и в среднем равняется 0.08 мм. Средний коэффициент сортировки глауконитовых зерен равен 1.37, а средний коэффициент сортировки зерен терригенных минералов составляет 1.65. Соотношение различных минеральных компонентов в составе песков нижнего горизонта показано на фиг. 13.

В отношении генезиса песков нижнего глауконитового горизонта их механический анализ указывает на отложение в условиях устойчивого гидродинамического режима и на однородные для большой площади условия седиментации. По существу говоря, в это время в районе Кызыл-сай шло отложение продуктов сравнительно высокой стадии механической дифференциации — тонких алевритовых песков, к которым в значительном количестве примешивались более крупные зерна глауконита и в небольшом количестве крупные обломочные частицы органического происхождения. Косая слоистость глауконитовых песков, обусловленная чередованием пачек, полого падающих в направлении на юго-запад, показывает, что пески отлагались в зоне течений, направленных вдоль берега. Непосредственного приноса грубо-обломочного материала с расположенного близко на востоке берега в районе Кызыл-сай не было.¹

Механический анализ песков верхнего глауконитового горизонта дает совершенно другую картину. Зона соответствующих ему точек на диаграмме (фиг. 12) только соприкасается, но совершенно не перекрывается с зоной точек, соответствующих анализам песков нижнего глауконитового горизонта.

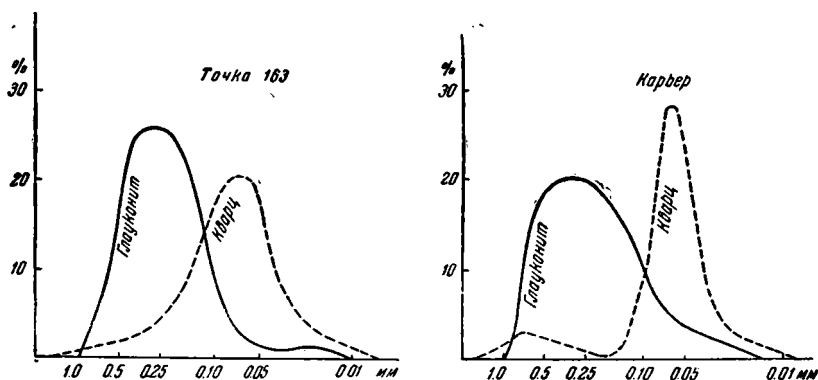
Судя по механическим анализам, пески верхнего горизонта весьма

¹ В этом отношении наши наблюдения вполне подтверждают указания А. Хаддингга (1932) и Л. В. Пустовалова (1940) о связи интенсивного накопления глауконита с алевритом, а не с чисто песчаным типом осадков.

Механический состав песков нижнего горизонта Кызыл-сай и

№ точек наблю- дений	Фракция >1 мм				Фракция 1—0.5 мм			Фракция 0.5—0.25 мм		
	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов	% орган. остатков	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов
37	0.83	—	0.5	0.33	2.43	1.22	1.21	21.39	19.25	2.14
39	1.50	—	1.1	0.40	12.4	6.20	6.20	28.30	21.40	6.90
Карьер	1.37	—	0.99	0.38	16.0	12.80	3.20	22.46	20.76	1.70
102	4.87	—	1.0	3.87	4.23	1.05	3.18	11.48	10.33	1.15
111	2.07	—	1.0	1.07	4.77	3.50	1.27	25.66	24.36	1.30
126	4.28	—	1.28	3.00	11.82	10.64	1.18	29.86	28.42	1.44
162	7.57	—	5.07	2.50	3.68	1.22	2.46	16.49	14.85	1.64
163	2.10	—	2.10	—	7.50	6.10	1.40	28.40	25.60	2.80

разнообразны и дают переходы от гравийных песков с ничтожным содержанием алеврита (точки 102, 162) до песчанистых алевритов с незначительным содержанием грубо-обломочного материала. Такое разнообразие



Фиг. 13. Диаграммы количественных соотношений различных минеральных компонентов в различных фациях образцов нижнего глауконитового горизонта урочища Кызыл-сай. Направо — образец из карьера, налево — из точки 163.

состава песков лишь отчасти объясняется образованием желвачков аутигенного фосфорита, так как в песке, кроме таких желвачков, явно содержится галька более древнего перемытого фосфорита вместе с галькой кварца и других пород. Следовательно, верхний глауконитовый песок содержит материал значительно менее отсортированный и, кроме того, весьма различный в разных пунктах наших наблюдений.

Дифференциация обломочного материала в нем весьма слабая. Однако характерно, что ни один анализ песков верхнего горизонта не попадает в центральную и левую части треугольника — зону отсутствия дифференциации или последующего перемешивания различных компонентов. Следовательно, это продукты различных стадий нормального цикла механической дифференциации.

Содержание глауконита в верхнем глауконитовом горизонте так же пестро, как и его механический состав. Зерен глауконита крупнее 0.7 мм

Таблица 3

их состав по фракциям в процентах к общему весу образца

Фракция 0.25—0.1 мм			Фракция 0.1—0.05			Фракция 0.05—0.01 мм			Фракция <0.01		
% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов	% выхо- да	% глау- конита	% терри- генн. ми- нералов
53.94	43.14	10.80	16.91	0.91	16.0	2.05	0.51	1.54	2.45	—	2.45
24.00	20.40	3.60	27.60	4.20	23.4	4.20	1.20	3.00	2.0	—	2.00
17.92	16.92	1.00	34.00	5.50	28.5	4.60	1.50	3.10	3.65	—	3.65
56.01	50.40	5.61	20.82	1.04	19.78	1.69	0.25	1.44	0.90	—	0.90
45.35	35.35	9.00	19.73	1.50	18.23	1.18	0.30	0.88	1.24	—	1.24
40.83	24.49	16.34	11.05	1.05	10.0	0.93	0.40	0.53	1.23	—	1.23
42.61	17.04	25.57	26.51	1.30	25.21	1.74	0.31	1.40	1.43	—	1.43
30.28	20.68	9.60	23.00	2.50	20.5	5.50	1.70	3.80	1.50	—	1.50

нет. Во фракции 0.7—0.5 мм его содержание колеблется в пределах 0—92%, а во фракции 0.5—0.25 мм 30—97% (если выкинуть аномальную и бедную глауконитом точку 26); во фракции 0.25—0.17 мм 25—90% глауконита (в точке 26—10%), во фракции меньше 0.17 мм 0—40% (как исключение в точке 10—80%). Рабочая фракция 0.7—0.25 мм содержит в среднем 37.49% глауконита. Общее обеднение глауконитом в верхнем горизонте наблюдается с приближением на восток к флекуре, ограничивающей здесь площадь распространения палеогена.

С точки зрения генетической, пестрота механического состава и содержания глауконита в верхнем горизонте указывает на отложение его в обстановке резко сменяющейся силы волнения, характерной для слоев основания трансгрессирующей серии. В этом отношении верхний глауконитовый песок представляет собой нормальный член осадочного цикла между еще более грубым по обломочному материалу фосфоритовым слоем основания палеогена и вышележащими глинами.

Принципиальные различия в характере состава песков верхнего и нижнего горизонта служат дополнительным доводом для отнесения их к двум различным стратиграфическим горизонтам, о чем подробно мы писали выше.

На диаграмме механического состава нами нанесено еще несколько цифр механических анализов песков фосфоритового горизонта после ручной выборки из них крупных желваков и одного анализа образца из прослойки глинистого глауконитового песка, встреченного в точках 15 и 16 внутри глин палеогена.

Поскольку это единичные анализы — делать по ним выводов мы не будем.

4. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЫЗЫЛ-САЙСКОГО ГЛАУКОНИТА

Минералогический характер глауконита изучался нами по шлифам разных фракций обоих горизонтов и по зернам, отобраным под биноклем после магнитной сепарации. Глауконит обоих горизонтов представлен продолговато-округлыми, почковидными или неправильно лопастными зернами «массивного» (сплошного) сложения, от темнозеленого до светлозеленого с рыжим оттенком цвета. Светлозеленые зерна имеют обычно матовую поверхность, а более темные глянцеватую; и те и другие

обладают микроагрегатной поляризацией при скрещенных николях. Большая часть зерен глауконита нижнего горизонта при одном никеле обычно обнаруживает ясно выраженное микроагрегатное строение, причем частично это строение носит глобулярный характер, частично мельчайшие неделимые не имеют глобулярных форм (фиг. 14, 15, 16 и 17).

Глауконит верхнего горизонта ведет себя в этом отношении несколько иначе, так как большая часть его зерен обнаруживает очень тонкое и неясное агрегатное строение, видимое лишь при самых сильных увеличениях.

В верхнем горизонте довольно многочисленны зерна кварца, сростшиеся с глауконитом, или же зерна, состоящие из нескольких маленьких угловатых обломочков кварца, сцементированных глауконитом. Есть отдельные зерна глауконита пластинчатой формы, но совершенно отсутствуют зерна так называемого «ядрового» глауконита с более устойчивой оболочкой и менее устойчивым ядром (Желонкин, 1938).

Величина зерен глауконита от 0.1 до 0.7 мм (фиг. 18, 19, 20 и 21); кызыл-сайский глауконит дает зелено-бурую черту. Твердость его 2.5—2.7. Удельный вес темнозеленых зерен 2.55 при 20° Ц (пикнометрическое определение). Светлые зерна имеют несколько меньший удельный вес. Показатель преломления одинаков для обоих типов зерен и равен 1.602. Некоторые зерна слабо плеохроируют.

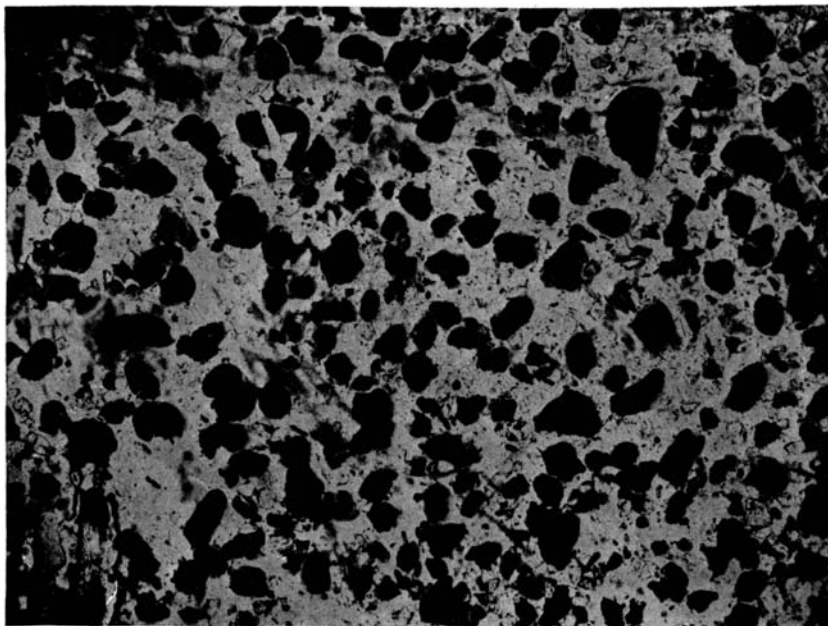
При растворении чистых зерен глауконита в концентрированной соляной кислоте при нагревании остается серый аморфный кремневый скелет, оптически изотропный и под микроскопом похожий на описанный Пилипенко (1935). Он растворяется в КОН при кипячении и, видимо, по составу близок к опалу. Такой кремневый скелет обложен мелкими зелеными комочками или чешуйками, накладывающимися друг на друга. Зерна глауконита имеют пористое строение, чем и объясняется содержание в них гигроскопической воды и пузырьков воздуха, которые выделяются при погружении зерен в воду.

О цеолитном характере воды в глауконите говорил еще К. Д. Глинка (1896), сравнивая его в этом отношении со стильбитом. Это поддерживается и другими авторами, так как выделяющаяся при температуре от 100 до 135° гигроскопическая вода может при известных условиях вновь поглощаться глауконитом. Вода, выделившаяся после 135°, может быть поглощена лишь в небольшой части, а после прокаливании глауконита он уже не способен поглощать потерянную воду, так как молекулярная структура зерен нарушается.

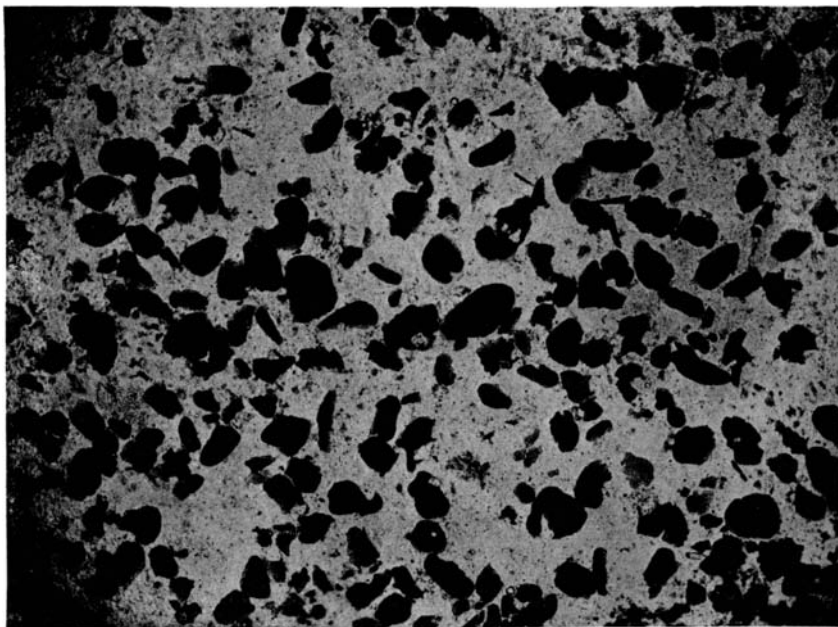
К. Д. Глинка отмечает сходство химического состава глауконита из различных образцов одного и того же пункта и пестроту химических анализов для глауконита из различных мест.

Глауконит Кызыл-сая в химическом отношении похож на егорьевский глауконит (рязанский горизонт), а также на глауконит с горы Лысой около Саратова. Как видно из табл. 4, в которой приведены выполненные автором анализы отобранных под бинокулярном зерен глауконита, отличие его заключается только в пониженном содержании закисного железа и в присутствии органического вещества, которое, возможно, и не определялось для глауконита указанных месторождений.

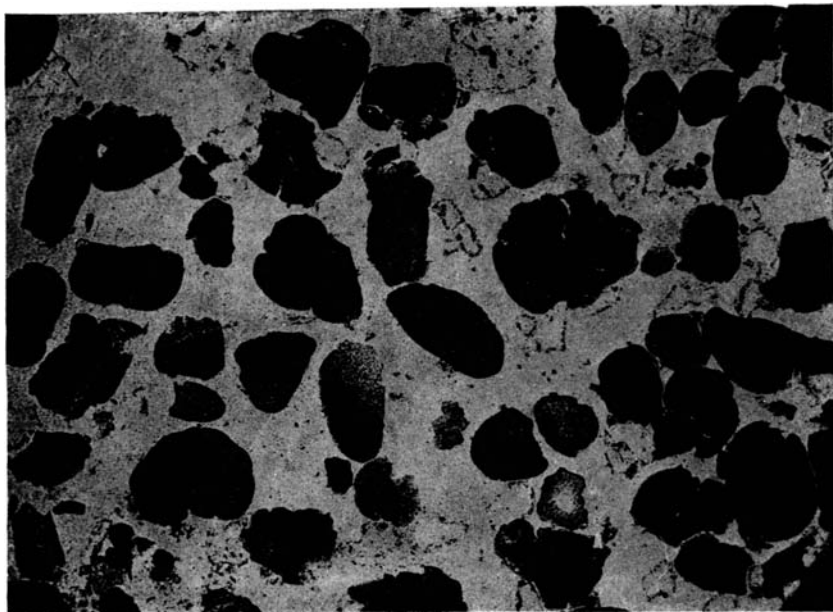
Содержание щелочных металлов довольно высокое. По количеству калия кызыл-сайский глауконит занимает среднее место между анализировавшимися русскими глауконитами и наиболее богатыми калием заграничными (глауконит Нью-Джерсея и Гавра). По количеству натрия он близок к саратовскому глаукониту и содержит его больше, чем глауконит большинства других мест. Опыты по умягчению показывают, что кызыл-сайский глауконит вступает в реакцию замещения без предварительной регенерации. Такая способность несвойственна другим глауко-



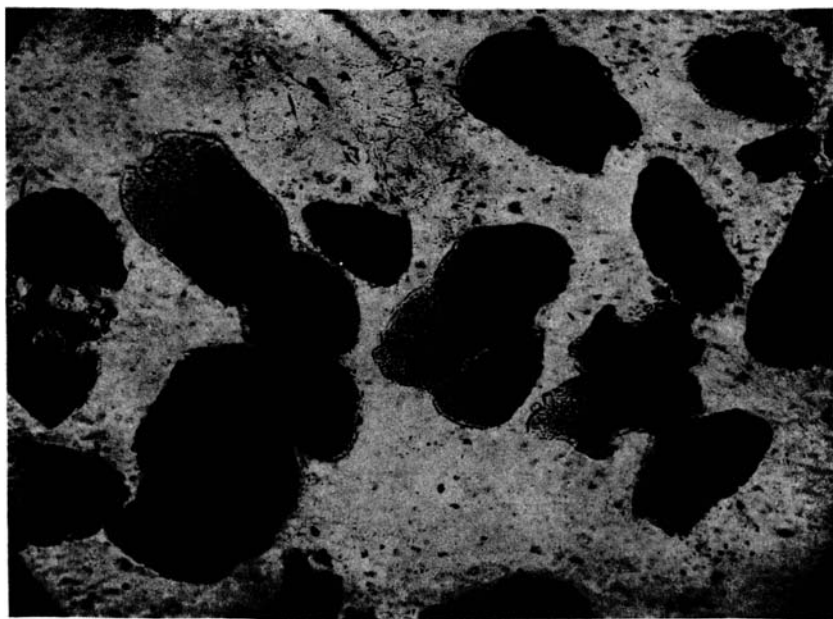
Фиг. 14. Глауконитовый песок нижнего горизонта. Сцементированный участок из точки 17^а. Увеличено в 20 раз. Между зернами глауконита видны значительно более мелкие алевритовые зерна кварца.



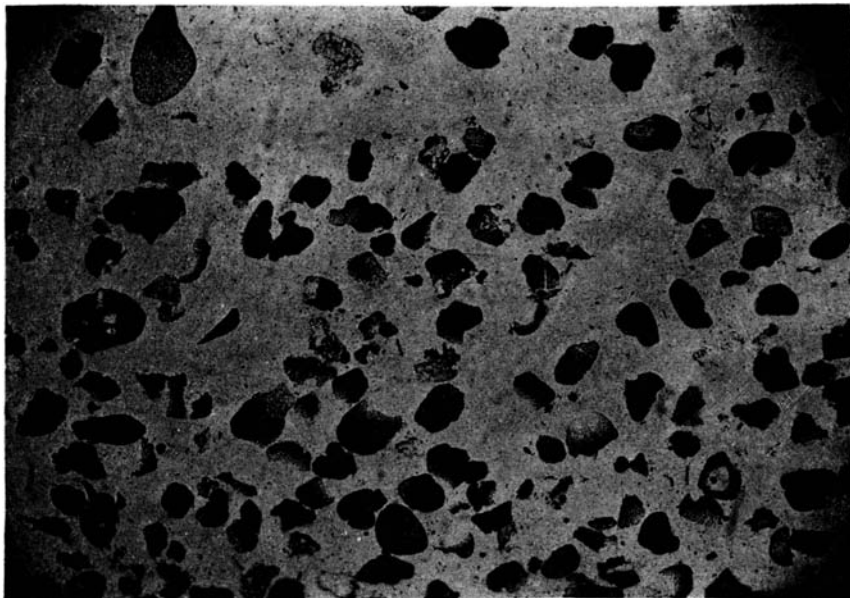
Фиг. 15. Глауконитовый песок нижнего горизонта. Фракция 0.25—0.7 мм из точки 163. Увеличено в 20 раз. Мелкие зерна кварца, которые были на предыдущем шлифе, отсутствуют и глауконитовые зерна почти не имеют примесей.



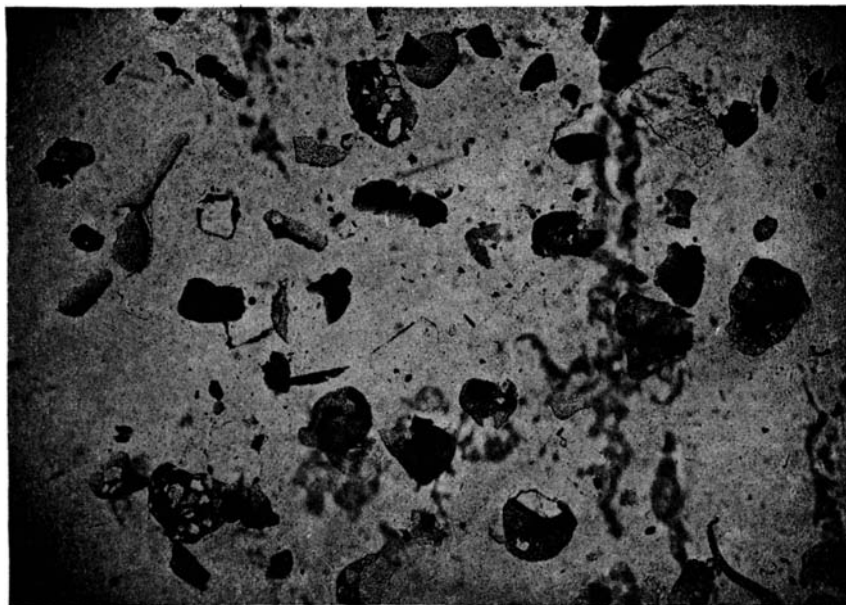
Фиг. 16. Глауконитовый песок нижнего горизонта. Сцементированный участок из точки 126. Увеличено в 46 раз. Хорошо видна форма зерен глауконита и заключенные между ними мелкие алевроитовые зерна кварца.



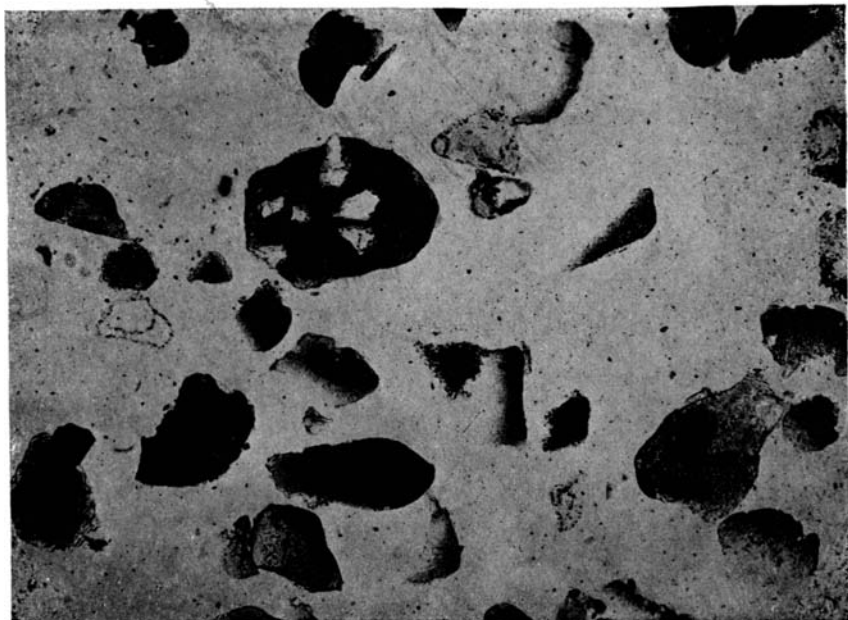
Фиг. 17. Глауконитовый песок нижнего горизонта. Фракция 0.25—0.70 мм из точки 163. Увеличено в 90 раз. Видна глобулярная микро-структура зерен глауконита.



Фиг. 18. Глауконитовый песок верхнего горизонта. Фракция 0.25—0.70 мм из точки 13. Увеличено в 20 раз.



Фиг. 19. Глауконитовый песок верхнего горизонта. Фракция 0.25—0.70 мм из точки 12. Увеличено в 20 раз. Обращают внимание сложные зерна из мелких алевроитовых частиц кварца, сцементированных глауконитом.



Фиг. 20. Глауконитовый песок верхнего горизонта. Фракция 0.25—0.70 мм из точки 13. Увеличено в 46 раз. Хорошо видно зерно, состоящее из алевритовых частиц кварца, сцементированных глауконитом.



Фиг. 21. Глауконитовый песок верхнего горизонта. Фракция 0.25—0.70 мм из точки 12. Увеличено в 20 раз. Видно сложное зерно глауконита, переполненное алевритовыми зернами кварца, и равно-великие ему крупные зерна кварца, которых в пилифах песков лп-ного горизонта нет.

Таблица 4

Химический состав глаукоцитов Кызыл-сая и некоторых других глаукоцитов

№ п/п.	Место взятия образца	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₂	H ₂ O	Органи- ческое вещество	Сумма
1	Кызыл-сай, верхний го- ризонт, точка 10 . .	54.26	23.96	18.01	4.50	0.85	1.98	1.64	5.41	2.10	Следы	0.40	—	8.65	0.45	99.70
2	Кызыл-сай, нижний го- ризонт, точка 163 . .	50.95	26.12	19.56	6.56	0.70	2.83	0.69	5.99	2.45	Нет	0.71	0.5	8.27	0.65	99.86
3	Кызыл-сай, нижний го- ризонт, точка 17 ^a . .	50.51	25.20	18.50	6.70	0.92	1.56	2.17	5.03	2.80	»	0.50	—	10.05	0.30	99.04
4	Кызыл-сай, нижний го- ризонт (прокаленный глаукоцит)	56.75	28.24	20.20	8.04	—	2.02	1.96	6.12	3.10	—	0.80	—	—	—	98.99
5	Саратов, гора Лысая, обр. I	50.43	27.09	20.84	6.25	Следы	1.69	2.82	4.93	2.13	Следы	0.69	—	5.49	—	95.27
6	Саратов, гора Лысая, обр. II	49.39	24.43	18.33	6.10	2.02	1.59	3.74	4.98	1.33	»	0.23	—	12.02	—	99.73
7	Егорьевск	44.46	30.71	20.19	10.52	1.45	0.95	2.31	4.85	1.38	—	0.11	—	13.31	—	99.53
8	Нью-Джерсей (США) .	51.15	31.36	23.13	8.23	—	0.49	2.02	7.08	—	0.19	0.19	0.41	6.76	—	9.65
9	Гавр (Франция)	50.62	24.83	21.03	3.80	6.03	—	1.11	7.14	—	—	—	—	9.14	—	98.86

Примечание. Анализы 1—4 сделаны автором, анализы 5, 6 и 7 взяты у П. П. Пилипенко (1935), анализ 8 — у Г. Р. Мансфилда (Mansfield, 1922) и анализ 9 — у К. Хаусхёфера (Haushöfer, 1868).

нитам и, повидимому, объясняется щелочным характером почвенных вод в зоне аридного выветривания, в пределах которой лежит район Кызыл-сая.

Кроме химических анализов, кызыл-сайский глауконит был подвергнут спектроскопическому исследованию. Интересно отметить, что литий, присутствующий во всех других исследованных Пилипенко и Лизуновым (1945) глауконитах, не был обнаружен в кызыл-сайском глауконите ни разу. Но зато во всех случаях были получены средние линии для хрома. Хром до сих пор не был найден в глауконитах, а ванадий найден только в некоторых и в небольшом количестве.

Минералогическим и химическим анализом глауконита занимались многие исследователи, но каждый из них приходил к различным выводам и давал несходные формулы этого минерала. Разница в суждениях этих авторов связана с непостоянством химической природы глауконита, с быстротой его выветривания и трудностью отбора чистых зерен глауконита.

Можно указать следующие формулы, имеющиеся в литературе:

Глинка (1886) $8\text{SiO}_2 \cdot 2(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})\text{O} \cdot 4(\text{K}, \text{Na}, \text{H})_2\text{O}$
 Кларк (1903) $(\text{K}_2 \text{CaMgFe})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Колле и Ли (1906) $8\text{SiO}_2(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 5(\text{K}, \text{H})_2\text{O}$
 Каспари (1909) $(\text{K}_2\text{Fe}\cdots)\text{O} \cdot (\text{Al}, \text{Fe}\cdots)_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Ферсман (1913) $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{R} \cdot \text{R}_2\text{Si}_2\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{SiO}_3$
 Пилипенко (1926) $8\text{SiO}_2 \cdot 2\text{R}_2\text{O}_3 \cdot \text{RO} \cdot 2\frac{1}{2}\text{R}_2\text{O} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Росс (1926) $\text{R}_2\text{O} \cdot \text{RO} \cdot 3\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{SiO}_2$ или $\text{R}_2\text{O} \cdot 2\text{RO} \cdot 2\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{SiO}_2$
 Шнейдер (1927) $(\text{K}, \text{Na}) \cdot (\text{Fe}, \text{Mg}) \cdot (\text{Fe}, \text{Al})_3\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Савич-Заблоцкий (1927) $8\text{SiO}_2 \cdot 2(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 5(\text{K}, \text{H})_2\text{O}$ или $4(\text{K}, \text{H})_2\text{O}$
 Халлимон (1928) $\text{R}_2\text{O} \cdot 4\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Вернадский (1927) $\text{R}_2\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_8$ (кислые соли K, Mg, Ca и Fe)
 Пилипенко (1935) $m(2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}) + n(2\text{R}_2\text{O}_3 \cdot p\text{R}_2\text{O})$
 (Определенных соотношений между m и n нет. Отношение R_2O_3 к R_2O колеблется от 1 до 2)
 Такахаши, по данным Яги (1933) $\text{R}_2\text{O} \cdot 4(\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3) \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Непостоянство химической природы глауконита, трудность подыскания определенной формулы для выражения его состава и обнаруженные в последнее время постепенные переходы от этого минерала к бесцветным разностям, мало отличающимся от монтмориллонита, позволяют некоторым авторам считать глауконит метакolloидом с переменным соотношением всех компонентов. Этому, однако, противоречат данные рентгеновского анализа, которые показывают, что глауконит имеет кристаллическую структуру, постоянную для образцов любого возраста и из любого места земного шара.

Пересчет приведенных выше трех химических анализов кызыл-сайского глауконита, если принять за единицу сумму R_2O_3 , дает следующие соотношения основных компонентов его состава:

Точка 10, верхний горизонт: $5.60 \text{SiO}_2 \cdot 1\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3.00\text{H}_2\text{O} \cdot 0.54\text{RO} \cdot 0.57\text{R}_2\text{O}$
 Точка 163, нижний горизонт: $4.55 \text{SiO}_2 \cdot 1\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 2.41\text{H}_2\text{O} \cdot 0.37\text{RO} \cdot 0.55\text{R}_2\text{O}$
 Точка 172, нижний горизонт: $4.65 \text{SiO}_2 \cdot 1\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3.08\text{H}_2\text{O} \cdot 0.52\text{RO} \cdot 0.54\text{R}_2\text{O}$

Такой пересчет анализов делает для него наиболее вероятной формулу Ферсмана: $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ¹ с небольшим количеством избыточного кремнезема и воды, вероятно, в виде опала.

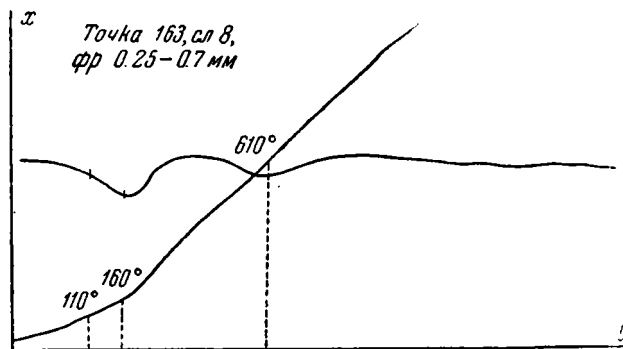
Необходимо отметить, что химические анализы глауконита Кызыл-сая подтверждают вывод Пилипенко (1935) о двухкомпонентности состава

¹ Включая в RO двухвалентные и одновалентные металлы.

глауконита и о существовании в его формуле определенных количественных соотношений, с одной стороны, между SiO_2 и H_2O , а с другой, между R_2O_3 и R_2O , включая сюда и RO . Действительно, если пересчитать анализы по предложенному Пилипенко методу, связывая воду с SiO_2 в молекулу опала, а остальные компоненты рассматривая как алюмоферрат щелочных металлов, то наши формулы будут иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} m(2\text{SiO}_2 \cdot 1.06\text{H}_2\text{O}) + n(1\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 1.12\text{R}_2\text{O}) \\ m(2\text{SiO}_2 \cdot 1.06\text{H}_2\text{O}) + n(1\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 0.97\text{R}_2\text{O}) \end{aligned}$$

Эти формулы достаточно хорошо подтверждают выводы Пилипенко, хотя и находятся в формальном противоречии с рентгеноскопическими исследованиями Грюнера (1935), согласно которым глауконит представляет собой вполне самостоятельный минерал с кристаллической струк-



Фиг. 22. Термограмма глауконита нижнего горизонта Кызыл-сая из фракции 0.7—0.25 мм.

турой, близкой структуре биотита. Может быть это противоречие разрешается тем, что дебайграммы Грюнера относятся только к алюмоферратной части глауконита, возможно же, что часть кремнезема действительно входит в постоянных отношениях в молекулу глауконита, а часть образует проникающий его опаловый скелет. Во всяком случае без допущения существования хотя бы части кремнезема в виде свободного опала очень трудно объяснить резко различные соотношения между кремнеземом и металлами в анализах различных глауконов.

Термический анализ глауконита Кызыл-сая дает картину (фиг. 22), близкую к термограммам, полученным Казаковым (1937) для глауконов Вятского и Егорьевского районов. Рассматривая дифференциальную результирующую термограмму кызыл-сайского глауконита из рабочей фракции 0.7—0.25 мм, не подвергнутой магнитной сепарации, но содержащей 95.6% глауконита, мы видим два ярко выраженных эндотермических эффекта — первый с максимумом 160° и второй с максимумом 610° . Первый, видимо, соответствует дегидратации глауконита, а второй — распаду молекулярной структуры глауконита.

Термограммы магнитных фракций вятского и егорьевского глауконов имеют те же два эндотермических пика — первый с началом 90° и концом 150 — 160° и второй с началом 400 — 450° и концом 570 — 590° . Бурый егорьевский глауконит дает еще добавочный эндотермический эффект на 340° , который объясняется дегидратацией минералов группы лимонита. Эта гетитовая остановка, несомненно, свидетельствует о том,

что испытуемый материал подвергся серьезному воздействию процессов выветривания. Такой гетитовой остановки в нашей термограмме нет.

5. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРИМЕСЕЙ И ЦЕМЕНТА

Характер примесей в глауконитовом песке нижнего горизонта, судя по шлифам, следующий. Фракция больше 0.5 мм почти полностью состоит из обломков скелетных образований позвоночных и обломков глауконитово-кварцевого алевролита. Во фракции 0.5—0.25 мм к ним добавляются зерна кварца, кремнистых пород и полевых шпатов. Во фракции меньше 0.25 мм имеются единичные обломки скелетных образований рыб, а из обломочных минералов — зерна кварца, кремнистых пород, полевых шпатов, минералов групп рутила, рудные зерна, единичные зерна пироксенов и амфиболов и, возможно, единичные обломки очень мелкокристаллических эффузивов.

Терригенные примеси в породах верхнего горизонта почти одинаковы во всех фракциях. Они представлены кварцем, частью молочно-белым (жильным), обломками скелетных образований позвоночных, зернами кремнистых пород, полевых шпатов, опала и постоянно присутствующими обломками глауконитового алевролита. Характер цемента также несколько различный. В нижнем горизонте спементированные участки обнаруживаются преимущественно там, где кровля из коренных палеогеновых глин отсутствует и слой доступен агентам выветривания. Цемент в этих случаях состоит из зеленоватого или почти бесцветного вторичного глауконита (неоглауконит Казакова¹) с микроагрегатной поляризацией (карьер). В другом случае (точка 35) цемент представлен в основном опалом, который образует и самостоятельные выделения в виде каплеобразных микрополусфер; есть участки аутигенного кварца.

В верхнем горизонте цемент представлен главным образом криптокристаллическими минералами группы глин, в меньшей мере первичным глауконитом, а на выветрелых участках вторичным глауконитом с микроагрегатной поляризацией.

6. НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КЫЗЫЛ-САЙСКИХ ГЛАУКОНИТОВ И ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСКОВ ВООБЩЕ

Материалы изучения глауконитовых песков района Кызыл-сай недостаточны для того, чтобы основывать на них пересмотр существующих гипотез образования глауконита в их полном объеме. Однако некоторые особенности генезиса этого минерала, ясно выступающие на примере исследованных нами образцов, нам кажется, заслуживают рассмотрения. Особенный интерес по своему генезису представляет, конечно, глауконит нижнего горизонта Кызыл-сая, исключительно богатого этим минералом. О нем преимущественно мы и будем говорить дальше.

Прежде всего возникает вопрос: аутохтонен ли глауконит нижнего горизонта Кызыл-сая или он образовался в другой обстановке и на место своего теперешнего залегания принесен морскими течениями? На этот вопрос можно дать вполне определенный ответ и доказать, что изучаемый глауконит аутохтонен.

Действительно, в случае переноса морскими течениями в одном слое были бы сконцентрированы зерна различных минералов приблизительно одинакового веса или же, в случае плохой сортировки, пределы колеба-

¹ По определению Г. И. Теодоровича, которому мы показали шлифы.

ния величины и веса зерен разных минералов были бы сопоставимы между собою. Между тем, в нижнем горизонте Кызыл-сая зерна глауконита и зерна терригенных минералов резко различны по своей средней величине.

Глауконит весьма обилен уже во фракции 0.7—0.5 мм, главная часть его зерен сосредоточена во фракции 0.5—0.25 мм, во фракции 0.25—0.17 мм количество его убывает и в более мелких фракциях содержание его очень мало. На основании подсчета по суммарным кривым и нескольких десятков измерений в шлифах, средний диаметр зерен глауконита для нижнего горизонта Кызыл-сая, как мы видели, можно принять равным 0.245 мм, что в расчете на шарообразную форму дает средний объем зерна 0.008 мм^3 и средний вес (при уд. в. 2.55) равный 0.02 мг. Кварц же и другие обломочные минералы лишь в виде отдельных зерен начинают встречаться во фракциях 0.5—0.25 и 0.25—0.17 мм; в различном, но иногда значительном количестве они появляются во фракции 0.25—0.17 мм, а главная масса их зерен проходит через сито с отверстиями 0.17 мм. Средний диаметр зерен терригенных минералов в нижнем глауконитовом горизонте Кызыл-сая на основании механических анализов мелких фракций, по Сабанину, и измерений в шлифах может быть принят равным 0.08 мм. В расчете на шарообразную форму это дает средний объем зерен 0.0003 мм^3 и средний вес его (уд. в. 2.7), равный 0.0008 мг.

Таким образом зерна глауконита в изучаемом горизонте в среднем в 25 раз тяжелее зерен терригенных минералов. Это исключает возможность одновременного приноса тех и других течениями и заставляет рассматривать глауконит как минерал, залегающий аутохтонно, т. е. на том месте, где произошло его образование.

Далее обращает на себя внимание то обстоятельство, что в обоих глауконитовых горизонтах Кызыл-сая в числе терригенных минералов присутствует заметное количество зерен полевых шпатов. Эти зерна или совершенно свежие, или обнаруживают по краям незначительные признаки коаганизации, но ни в одном из просмотренных шлифов не обнаружено прорастания их глауконитом или какой-либо связи с ним. Чешуйки слюды в шлифах глауконитовых пород Кызыл-сая встречаются очень редко, но во всех случаях, когда они достоверно могут быть установлены, они также не обнаруживают никаких признаков постепенного перехода в глауконит. В то же время средний диаметр зерен глауконита в Кызыл-сайском месторождении в три с лишним раза больше, чем зерен минералов терригенного происхождения. Все эти данные не позволяют нам рассматривать глауконит Кызыл-сая как результат гальмиролиза полевых шпатов (по Гуммелю) или как результат реакции замещения в слюдах (по Галлиеру).

Несомненно, что глауконит представляет собой нормальный химический осадок. Таким образом, наш материал заставляет нас в вопросе образования глауконита присоединиться к точке зрения Пустовалова и Хаддингга.

В главе о механическом составе песков мы уже приводили несомненные доказательства того, что материал нижнего горизонта Кызыл-сая отлагался в обстановке существования донных течений. Средний размер зерен терригенных минералов позволяет подойти к определению скорости этих течений, которые передвигали по дну частицы алеврита и очень мелкого песка размером до 0.17 мм, но уносили почти все глинистые частицы и мелкий алеврит с размером зерен менее 0.05 мм. Это соответствует скоростям движения воды порядка 10—20 см/сек.

Судя по направлению косой слоистости, донные течения были направлены с севера и северо-востока на юг и юго-запад, е. е. в общем вдоль расположенного на востоке берега бассейна.

Характер фациальной изменчивости пород Кызыл-сая показывает, что

расположенная в 1.5—2 км к востоку от урочища возвышенность Чубартюбе служила берегом всех тех бассейнов, в которых отлагались эти породы. Следовательно, глауконитовые слои Кызыл-сая отлагались на очень близком от берега расстоянии. Глубина дна здесь также не могла быть значительной и, вероятно, не превышала первых десятков метров.

Это подтверждает мнение Пустовалова об ином, батиметрическом, положении зоны максимального образования глауконита в некоторые из древних эпох по сравнению с современной.

Подтверждается и еще один вывод Пустовалова о том, что зоны максимального глауконитообразования и фосфоритообразования не совпадают друг с другом. Действительно, верхний глауконитовый слой Кызыл-сая содержит сингенетичные желвачки фосфорита, но содержание глауконита в нем невелико. Это обычный тип фосфатно-глауконитовых пород, очень распространенных на Русской платформе. Зато нижний горизонт Кызыл-сая, исключительно богатый глауконитом, совершенно не содержит сингенетичных фосфоритов. Фосфориты встречаются в нем только в виде мелких хорошо окатанных галечек, видимо, переживших долгую историю до попадания в этот слой.

Значит, в той обстановке, которая способствовала наиболее интенсивному образованию глауконита, выпадение из растворов фосфатов происходить не могло.

Уникальный нижний горизонт Кызыл-сая привлекает к себе особое внимание при воссоздании обстановки, наиболее благоприятной для образования глауконита. Здесь обращает на себя внимание прежде всего то обстоятельство, что нижний горизонт не содержит остатков бентонной фауны. Это не может объясняться позднейшим ее выщелачиванием, так как в слое прекрасно сохранились различные остатки плавающих организмов (рыб).

Отмучивание образцов глауконитовых песков нижнего горизонта на микрофауну показало полное отсутствие в них бентонных фораминифер при наличии единичных раковин радиолярий, ведущих планктонный образ жизни. Отсутствуют также зерна глауконита, которые по форме напоминали бы выполнения фораминифер.

О первичном отсутствии роющей фауны бентоса свидетельствует и тонкая ненарушенная косая слоистость песков нижнего горизонта, хорошо видная в стенках всех выработок. Указанные факты позволяют утверждать, что в момент образования глауконита нижнего горизонта Кызыл-сая в придонных слоях воды существовали условия, неблагоприятные для развития организмов. Наиболее просто видеть в этом указание на недостаток кислорода, т. е. на восстановительный характер среды, в которой протекало образование глауконита. В видимом противоречии с такими выводами находится установленная нами небольшая глубина образования кызыл-сайского глауконита и следы существующих в это время течений.

Однако несомненно, что в датское (?) время, когда отлагались пески нижнего горизонта, море заходило в район Кызыл-сая узкими заливами или проливами, которые были отделены от открытого бассейна рядом крупных островов. В таких условиях могли существовать спокойные донные течения, передвигавшие алевритовый материал, и в то же время зона восстановления в придонных слоях воды могла начинаться на очень небольшой глубине.

Мы не склонны также делать вывод, что образование глауконита нижнего горизонта шло в восстановительной обстановке, как на этом настаивают Хаддинг и Галлиер. Действительно, содержание закиси железа в нашем глауконите ничуть не больше, чем в других глауконитах, которые

извлечены из богатых донной фауной слоев. А кроме того, если бы образование глауконита шло на самом дне, где, как мы выяснили, господствовала восстановительная обстановка, или в иле, то зерна его при своем формировании, несомненно, захватывали бы алевритовые частицы кварца и других терригенных минералов, и мы бы видели сложные «зерна с включениями», глауконитовые корочки, импреньяции, может быть пластинчатые обрывки первичного цементационного глауконита между песчинками кварца. Подобные образования хорошо известны из других мест и многократно описаны. В верхнем горизонте Кызыл-сая мы также наблюдаем многочисленные зерна глауконита, напшигованные угловатым кварцевым алевритом (см. фиг. 20 и 21). Однако в нижнем горизонте Кызыл-сая таких зерен нет. Здесь существует только одна форма глауконита — более или менее крупные однородные округлые или слегка угловатые зерна, лишенные включений терригенных частиц. На фоне вмещающего кварцевого алеврита глауконитовые зерна выглядят минералом совершенно чуждого происхождения. Следовательно, ни в иле, ни даже на поверхности ила эти зерна образоваться не могли. В то же время мы выяснили, что парагенезис их с кварцевым алевритом не может быть объяснен закономерностями механической дифференциации.

Для объяснения существующих соотношений нам остается предположить, что глауконит нижнего горизонта Кызыл-сая образовался как новое химическое соединение не в иле и не на дне, а в воде на некотором расстоянии над поверхностью ила, и садился на дно в виде уже более или менее оформившихся округлых стяжений геля, которые в дальнейшем, в процессе дегидратации и образования твердых зерен, могли приспособлять свою форму к форме окружающих обломочных частиц, но не включали их в свою оболочку, не засорялись ими и таким образом сохраняли свою минералогическую чистоту. При этом более мелкие хлопья глауконитового геля должны были уноситься существовавшими течениями, а на дне могли оседать лишь те из них, вес которых был равен или больше веса отлагающихся в это время на площади Кызыл-сая алевритовых зерен кварца. Только так и могла образоваться ассоциация в одном слое сравнительно крупных зерен глауконита и мелкого кварцевого алеврита.

Нетрудно догадаться, что если в эпоху отложения нижнего горизонта Кызыл-сая на дне господствовали восстановительные условия, если глауконит образовался на некотором расстоянии над поверхностью дна, а по содержанию закисного и окисного железа он не отличается от всех других глауконитов, то, очевидно, его образование происходило на границе окислительной и восстановительной среды. Все особенности кызылсайского глауконита из нижнего горизонта с точки зрения геохимической объясняются тем, что в эпоху его отложения эта граница располагалась на некотором расстоянии над дном, близ которого весь кислород жадно поглощался гниющими остатками планктонных и нектонных организмов.

Таким образом, обстановка образования глауконита нижнего горизонта Кызыл-сая вырисовывается отчетливо.

Площадь современного урочища Кызыл-сай располагалась в восточной части меридионального пролива, который протягивался вдоль Таналыкской синклинали и был отделен от открытого моря цепью островов в области современного Орь-Илекского водораздела. Вдоль пролива с севера на юг проходило донное течение со скоростью движения воды у дна порядка 10—20 см/сек. Это течение приносило с севера и отлагало в районе Кызыл-сая алевритовый осадок почти мономиктового кварцевого состава. В 2 км к востоку находился берег, причем прилегающая полоса суши была сложена кремнистыми сланцами верхнего девона. Берег, очевидно, был

низменный и обломочного материала почти не давал. Во всяком случае на площади Кызыл-сая мы его не находим. В более прибрежной зоне его присутствие, может быть, и было заметным, но сейчас эти литторальные и сублитторальные осадки уничтожены эрозией.

Глубина пролива не могла быть большой и в районе Кызыл-сая вряд ли превышала первые десятки метров. Несмотря на небольшую глубину и наличие донного течения, на дне пролива в этом районе господствовали восстановительные условия и бентонная фауна отсутствовала. Такая обстановка сложилась благодаря отсутствию в проливе сильных волнений и наличию большой прибрежной ихтиофауны, гниющие остатки которой создавали на дне недостаток кислорода.

Граница окислительной и восстановительной среды проходила, однако, невысоко над поверхностью дна, вероятнее всего лишь в нескольких сантиметрах над ней, поэтому некоторое количество кислорода временами проникало до дна, и образование минералов, характеризующих резко восстановительные условия (сульфиды, сидерит, шамозит, битумы), в илах происходить не могло.

На самой окислительно-восстановительной границе, т. е. в слое придонной воды, чуть выше дна, в продолжение всей эпохи отложения нижнего горизонта шло интенсивное хемогенное образование глауконита из растворов, которые поступали с близлежащего берега или приносились с севера течением. Гель глауконитового осадка¹ образовывал округлые комочки, из которых более мелкие уносились дальше на юг донным течением, а более крупные и тяжелые опускались на дно и смешивались здесь с кварцевым алевритом, образуя тот глауконитовый песок, который мы сейчас изучаем.

Возникает вопрос: насколько типичны описанные условия для образования глауконита?

Мы знаем, что породы фосфатно-глауконитовой фации, более бедной глауконитом, но весьма распространенной на Русской платформе, богаты остатками донной фауны и, следовательно, образовались в существенно иных условиях.

Имеются ли в таком случае где-либо аналоги глауконитовых песков нижнего горизонта Кызыл-сая и не обладают ли они общими чертами литологии и генезиса?

В поисках таких аналогов, естественно, обратиться прежде всего к районам, в пределах которых, подобно Кызыл-саю, известны породы с очень высоким содержанием глауконита.

Первое место среди таких районов, несомненно, занимает Нью-Джерсей, глауконитовые пески которого настолько богаты калием, что с давних пор разрабатываются и без обогащения применяются как удобрение.

Территория Нью-Джерсея и соседнего с ним к юго-западу штата Мэриленд сложены меловыми и третичными осадками, которые залегают на докембрийских кристаллических породах с общим очень пологим наклоном на юго-восток, составляющим, по вычислениям Кнаппа и Кюмеля (1940), в среднем 6.2 м на 1 км. В результате существования этого наклона отдельные свиты располагаются здесь полосами, вытянутыми с севера-востока на юго-запад, что позволяет хорошо изучить их страти-

¹ Читателя не должно смущать, что мы говорим о глауконитовом осадке как о коллоиде, несмотря на работы Лякруа (1893), который еще 55 лет назад отнес глауконит к моноклинической системе, и работы Грюнера (1935), доказавшего кристаллическую природу глауконита методами рентгеновского анализа. Кристаллизация глауконитового геля представляет собою процесс, несомненно, позднейший, эпигенетический, а свежий «зеленый ил», из которого формируются зерна глауконита, судя по работам Колле и Ли, Александра и др., несомненно, представляет собой коллоид.

графию. Последняя разрабатывалась Куком (Cooke, 1868), Кларком (Clark, 1893, 1894, 1897), Кнаппом и Кюммелем (Knapp a. Kümmel, 1904), Кнаппом (Knapp, 1907) и Веллером (Weller, 1905, 1907). В 1928 г. Кук и Стефенсон (Cooke a. Stephenson) доказали эоценовый возраст верхней части глауконитовых пород Нью-Джерсея, ранее относившихся целиком к верхнему мелу. Современную интерпретацию данных по стратиграфии Нью-Джерсея можно найти в последней сводке Шухерта (Schuchert, 1943).

Судя по работам этих авторов, в верхах мела и низах эоцена Нью-Джерсея можно наблюдать любопытное ритмическое чередование свит, очень богатых глауконитом, и свит, практически его лишенных, представленных тоже морскими, но мелководными, обычно грубопесчанистыми отложениями. В пределах верхнего мела глауконитоносные свиты (снизу вверх: Мерчантвилль, Маршалтоун, Невзинк и Тинтон) характеризуются очень близкими комплексами фауны сенонского типа. Промежуточные грубо песчанистые слои характеризуются резко отличным прибрежным комплексом фауны, но между собою в фаунистическом отношении также сходны. Таким образом, мы имеем здесь типичный пример рекурренции (повторения) фаун при возобновлении аналогичных фациальных условий. Это порождало серьезные ошибки в стратиграфических сопоставлениях, которые окончательно устранены только работами Веллера (Weller, 1905, 1907).

В вышележащих эоценовых слоях характер фауны резко меняется, но в фациальном отношении мы продолжаем наблюдать то же чередование глауконитоносных и лишенных глауконита свит.

Самая нижняя в разрезе эоцена глауконитоносная свита Горнерстоун лежит на меловых отложениях с очень небольшим, как принято говорить, географическим несогласием. В графстве Монмаут, близ Атлантического побережья, она залегает на глауконитовых песчаниках свиты Тинтон, по направлению к юго-западу срезает 6 м этих песчаников, ложится на красные пески свиты Ред-Банк, срезает 30 м этих песков и в графстве Бурлингтон переходит на свиту Невзинг, сливаясь с ней в одну глауконитоносную формацию.

Свита Горнерстоун кроется желтыми мергелистыми песками Винцен-тоун, а эти последние снова глауконитовыми породами свиты Манаскан, распространенными на небольшой площади на востоке плато и срезанными к юго-западу вышележащими континентальными третичными отложениями.

Таким образом, в наиболее полных разрезах имеется до шести глауконитоносных свит, из которых четыре относятся к сенону, а две к эоцену. Особенно богаты глауконитом и разрабатывались как полезное ископаемое породы трех верхних глауконитоносных свит, т. е. двух эоценовых (Манаскан и Горнерстоун) и верхней из меловых (Невзинк). Свита Манаскан имеет очень ограниченное распространение. Поэтому, когда говорят о «глауконитовых слоях» Нью-Джерсея, обычно имеют в виду породы эоценовой свиты Горнерстоун и сенонской свиты Невзинк. Надо сказать, что эти свиты литологически очень похожи одна на другую и достоверно различаются лишь там, где между ними залегает красный песок Ред-Банка. В западной половине штата, где они лежат одна на другой, отнесение пород к той или другой из них может быть произведено лишь в редких случаях при наличии соответствующей фауны. Правда, Мэнсфильд (Mansfield, 1922) на основании проводившегося им бурения утверждает, что две разновозрастные части глауконитовой толщи несколько различаются по цвету и что контакт их в западных графствах характеризуется присутствием примеси крупного кварцевого песка, гравийных зерен, линз водоносного гравия, перемытых раковин и участков цемен-

тации, но все эти признаки не дают надежного критерия для разделения свит, и потому большинство геологических и минералогических описаний «глауконитовых слоев» Нью-Джерсея относится одновременно к меловой свите Невзинк и зоценовой свите Горнерстоун. Мощность первой из них от 4 до 8 м, второй от 2 до 8 м.

Месторождения хлористых и сульфатных солей калия открыты в Соединенных Штатах сравнительно недавно. До этого глауконитовые слои Нью-Джерсея и соседнего Мэриленда представляли собою наиболее серьезный возможный источник калия в стране, и потому их изучению было посвящено значительное количество работ (Prather, 1905₁ и 1905₂; Goldman, 1916; Ashley, 1918; Hart, 1919; Mansfield, 1920 и 1922; Tylor, 1934 и др.)

Ни одна из этих работ не является литологическим исследованием в современном смысле слова, но на основании их можно составить некоторое представление об особенностях литологии и генезиса глауконитовых пород интересующего нас района.

Прежде всего выясним, что это за породы. Американские геологи называют их «мергелями». В действительности среди них существуют все переходы от рыхлых сыпучих песков через глинистые пески до песчанистых глин, причем глауконит во всех этих разностях является главным породообразующим минералом. Мергелистость пород повышается пропорционально их глинистости, так как она вызвана примесью тончайшего порошокватого кальцита, напоминающего дриут. Только наиболее глинистые разности глауконитовых пород могут быть названы слегка мергелистыми глауконитовыми глинами, но настоящих мергелей среди них нет, так как содержание CaCO_3 в них не превышает 3.9%.

Мэнсфильд изучил состав 15 средних проб глауконитовых пород из разных мест штата Нью-Джерсей. Судя по его данным, их глинистая часть (вымываемая при отмучивании) составляет от 2.7 до 60%, в среднем 19.5% веса породы. В остатке после отмучивания содержится от 52.4 до 97%, а в среднем 89.9% зернистого глауконита, что соответствует его среднему содержанию в породе 73.1%. Однако глинистая часть пород также имеет от 3 до 7% K_2O и, повидимому, состоит в значительной мере из тонкораспыленного глауконитового материала. Следовательно, действительно среднее содержание в породе глауконита мы должны принять равным 85—90%. В некоторых образцах содержание только крупных зерен глауконита достигает 92% веса породы. Зерна кварца и других терригенных минералов составляют в среднем всего лишь 11.1% остатка после отмучивания, или 8.94% веса породы.

Таким образом, породы Нью-Джерсея исключительно богаты глауконитом и в некоторых образцах почти полностью состоят из этого минерала.

Гранулометрические анализы и описания шлифов показывают нам вторую особенность пород Нью-Джерсея — крупную величину зерен глауконита. Как мы только что видели, этот минерал, вероятно, присутствует даже в тонкой глинистой мути, но главная часть его зерен, судя по измерениям в шлифах, имеет величину от 0.25 до 1.2 мм. От 44 до 89% зернистого глауконита находится во фракции 20—60 меш, что соответствует 0.83—0.25 мм.

Зерна кварца и других терригенных минералов обладают различными размерами, но в среднем они значительно мельче зерен глауконита. В 4 пробах из 15 главная часть их сосредоточена во фракции меньше 100 меш, т. е. представляет собой алеврит. В других пробах они сосредоточены то во фракции 80—100 меш, то во фракции 40—60 меш, а в одном случае 32% их находилось даже во фракции более 20 меш (0.83 мм).

Таким образом терригенные компоненты глауконитовых пород Нью-Джерсея количественно очень незначительны и представляют собой

плохо отсортированный материал с преобладанием то песчаных, то алевроитовых фракций. Интересно отметить, что величина зерен глауконита не обнаруживает никакой связи с колебаниями гранулометрического состава терригенных компонентов в различных пробах и остается более или менее постоянной. Это говорит об аутохтонности глауконита. Действительно, по Мэнсфильду, только наиболее мелкие его зерна несут следы истирания и окатывания.

Изучение зерен глауконита из Нью-Джерсея в шлифах показывает отсутствие среди них внутренних слепков фораминифер, а также «какого бы то ни было скелета или сердцевин из другого минерального материала» (Mansfield, 1922, стр. 139). В этом отношении глауконит Нью-Джерсея тождествен глаукониту нижнего горизонта Кызыл-сая.

Содержание K_2O в отмытом глауконите из Нью-Джерсея колеблется от 6.3 до 8%.

В противоположность нижнему горизонту Кызыл-сая глауконитовые породы Нью-Джерсея отлагались преимущественно в очень спокойной воде. Об этом говорит плохая сортировка терригенного материала, наличие значительной примеси тонких фракций и отсутствие кривой слоистости. Глауконитовые породы Нью-Джерсея или вообще не обнаруживают ясной слоистости, или горизонтально слоисты.

Весьма интересно распределение фауны в глауконитовых слоях Нью-Джерсея. Эти слои богаты фауной, в том числе и бентонной. Свита Невзинк, например, доставила 121 вид, полный список которых приведен у Веллера (Weller, 1907). Однако ближайшее ознакомление с материалами показывает, что фауна распределена в глауконитовых породах неравномерно. Она сконцентрирована в отдельные прослои, из которых наиболее мощные и постоянные располагаются в основании свиты Невзинк (слой с *Belemnitella americana* и *Exogyra costata*) и в кровле свиты Горнерстоун (слой с *Terebratulina harlani*). Пратер (Prather, 1905₁), изучавший свиту Невзинк в графстве Монмаут, выделяет в ней три прослоя с фауной (включая базальный). По разрезам скважин, приведенным у Мэнсфильда (Mansfield, 1922), можно наметить еще существование слоя с фауной в основании свиты Горнерстоун.

Все эти слои с фауной несут характер банок (устричных в свите Невзинк, брахиоподовых в свите Горнерстоун) и отличаются от вмещающих глауконитовых пород большей грубостью терригенного материала. Обычным спутником фауны является мелкий кварцевый гравий диаметром до 3 мм («рисовый гравий» Кнаппа). Это свидетельствует о том, что условия, благоприятные для существования бентонной фауны, в эпоху отложения слоев Невзинк и Горнерстоун возникали периодически и были связаны с усилением движения придонных слоев воды, приносившей не только гравий, но и кислород.

Отсюда следует логический вывод, что в промежутки времени между отложением слоев с фауной, т. е. тогда, когда накапливалась главная масса нью-джерсейского глауконита, движение воды в придонных слоях было недостаточным для обеспечения возможности существования бентоса, т. е. обстановка здесь была восстановительная. Наблюдающееся в некоторых шлифах из Нью-Джерсея прорастание зерен глауконита пиритом не может рассматриваться как подтверждение нашего предположения, потому что этот процесс диагенетический, но в правильности его нас убеждает одно наблюдение Пратера (Prather, 1905₁). В глауконитовых породах свиты Невзинк в графстве Монмаут он находил многочисленные куски лигнита длиной до 8 дюймов. Сохраниться в виде лигнита они могли только в том случае, если на дне бассейна в эпоху отложения вмещающих слоев господствовали хотя бы слабо восстановительные условия.

Интересно поведение фосфоритов в глауконитовых породах Нью-Джерсея и Мэриленда. Несмотря на развитие в этих штатах целой серии глауконитоносных свит, сравнительно мощных и выдержанных на большом протяжении, фосфоритовые слои здесь отсутствуют. Привычный парагенезис глауконита и фосфорита здесь, как и в нижнем горизонте Кызыл-сая, не имеет места. Единичные конкреции фосфорита встречаются только в слоях с фауной наиболее часто в базальном слое свиты Невзинк.

В основной же толще глауконитовых пород фосфаты встречаются лишь в виде редких конкреций или отдельных кристаллов вивианита, что служит лишним доказательством восстановительного характера придонных слоев воды в эпоху их отложения.

Таким образом, мы приходим к выводу, что глауконит Нью-Джерсея отлагался в спокойной воде при господстве на дне слабо восстановительных условий. Лишь изредка эти условия нарушались, появлялись течения, приносившие кварцевый гравий, и одновременно на дне бассейна развивалась в виде банок большого протяжения богатая бентонная фауна. Не случайно более богатую фауну мы наблюдаем в подошве свиты Невзинк и в кровле свиты Горнерстоун, т. е. на контактах с породами более крупнозернистыми, лишенными глауконита и отлагавшимися, несомненно, в окислительной обстановке.

К сожалению, нет данных об изменении характера зерен глауконита в прослоях с фауной. Судя по разрезам скважин, приведенным у Мэнсфильда, а также описаниям Веллера и Пратера, глауконит в них присутствует и даже в заметном количестве, но в значительной части это может быть глауконит аллохтонный, вымытый из подстилающих пород теми течениями, которые приносили кварцевый гравий. Возможно, что к слоям с фауной относятся также описанные в старых работах Пратера (Prather, 1905₁ и 1905₂) случаи нахождения фораминифер, «заполненных веществом, похожим на глауконит», а также зерен магнетита, гематита, роговой обманки и слюды, частично замещенных глауконитом, так как, по утверждению Мэнсфильда, просмотревшего большое количество шлифов, в основных «рабочих» слоях свит Невзинк и Горнерстоун подобные формы выделения глауконита никогда не наблюдаются.

Сравнивая глауконитовые породы нижнего горизонта Кызыл-сая и Нью-Джерсея, мы можем отметить существование у них целой группы общих литологических особенностей, которые могут быть объяснены только близостью условий образования. Эти особенности следующие.

1. Исключительное богатство породы глауконитом.
2. Крупная величина зерен глауконита, значительно превышающая среднюю величину зерен сопутствующего терригенного материала.
3. Высокое содержание в глауконите калия.
4. Отсутствие зерен глауконита, представляющих собою слепки фораминифер.
5. Отсутствие следов «глауконитизации» сопровождающего терригенного материала, в том числе и калиевых алюмосиликатов.
6. Отсутствие сингенетичных фосфоритов.
7. Те или иные признаки слабо-восстановительного характера придонных слоев воды в эпоху отложения глауконита.

Различие между сравниваемыми глауконитовыми породами заключается в том, что в эпоху отложения нижнего горизонта Кызыл-сая существовало довольно сильное донное течение, а в эпоху отложения слоев Невзинк и Горнерстоун придонные слои воды были преимущественно спокойными. В силу этого различия нижний горизонт Кызыл-сая представлен рыхлым сыпучим бескарбонатным материалом, глинистые примеси в нем отсутствуют, равно как и мелкие алевроитовые зерна глауконита, а породы

Нью-Джерсея глинисты, слегка мергелисты, сравнительно плотны, лишь изредка имеют сыпучий характер и содержат не только крупнозернисты й но и пылевидный глауконит. Для генезиса глауконита это различие повидимому, не имеет значения.

В большинстве других районов чистые глауконитовые пески изучены настолько плохо, что среди них трудно подобрать достоверные аналоги породам Нью-Джерсея и нижнего горизонта Кызыл-сая. Из существующей литературы можно извлечь лишь отдельные указания, подтверждающие существование пород этого типа с близкими чертами литологии и генезиса.

Обстоятельная монография А. Хаддинга посвящена «глаукониту и глауконитовым породам» такой страны, в которой настоящих глауконитовых пород, по существу говоря, нет. В Швеции глауконит встречается как минералогическая примесь в известняках, песчаниках и мергелях (в сеноне), образует пленки и корочки на гальках различных конгломератов, однако нигде он не становится главным породообразующим минералом. Это исключает возможность полных аналогий с разобранными выше примерами. Тем не менее в наиболее богатых глауконитом ордовичских известняках серии *Seratorpige* в провинции Олянд мы находим в миниатюре те же условия седиментации, которые существовали в Нью-Джерсее и Кызыл-сая. Здесь развита горизонтальная серия слоистых обломочных известняков, которые в средней части слоев лишены зерен глауконита. Последние появляются близ кровли и подошвы каждого слоя, постепенно увеличиваются в числе к контактам между слоями, а на самом контакте образуют прослойки чистого глауконитового песка толщиной от нескольких миллиметров до 2 см.

А. Хаддинг убедительно доказывает, что глауконит этих прослоев аутохтонен и что образование его связано с ритмическими вторжениями глубинных вод, богатых свободной углекислотой и бедных кислородом. Далее Хаддинг устанавливает, что «в глауконитовых известняках, с чем дованием богатых и бедных глауконитом слоев, содержание ископаемых уменьшается в той же степени, в которой возрастает содержание глауконита, а слои с первичным глауконитом, как правило, совершенно лишены фауны» (Hadding, 1932, стр. 151).

Это обстоятельство, а также ряд других соображений, повторять которые мы не будем, приводят Хаддинга к убеждению, что глауконит серии *Seratorpige* отлагался в условиях нейтральной или, скорее, слабо-восстановительной среды.

Терригенный материал в известняках либо отсутствует, либо представлен очень тонким алевритом. Глауконит никогда не цементирует этого алеврита и не образует псевдоморфоз по другим минералам. Никаких фосфоритов в глауконитовых слоях серии *Seratorpige* нет.

Таким образом, мы видим, что наиболее богатые глауконитом слои Швеции имеют ряд черт, сближающих их с глауконитовыми породами Нью-Джерсея и нижнего горизонта Кызыл-сая. Остальные описанные Хаддингом глауконитоносные горизонты Швеции беднее этим материалом и отложились в несколько иных условиях, рассматривать которые мы сейчас не будем.

Вероятно в таких же условиях образовались палеогеновые глауконитовые пески бассейнов рр. Ляли, Лобвы и Большого Актая, на восточном склоне Северного Урала, описанные С. Д. Рабинович и Н. В. Ренгартен (1944). Их сближает с песками Кызыл-сая высокое содержание глауконита (в пластах с аутохтонным глауконитом до 70—80%), ассоциация крупных глауконитовых зерен с мелким алевритовым терригенным материалом, отсутствие бентонной фауны и сингенетичных фосфоритов.

Что касается современных океанических осадков, то не вся существующая

ющая литература по ним была нам, к сожалению, доступна. В старой океанографической литературе нам удалось найти лишь один пример образования глауконита в условиях, сходных с вышеописанными. Это ряд соседних станций «Тускароры» к юго-западу от берегов Калифорнии, примерно на $38^{\circ}22'$ с. ш. и $123^{\circ}24'$ з. д. Здесь с подводного склона, глубины которого увеличиваются к западу от 200 до 700 м, были извлечены образцы исключительно чистого черно-зеленого ила, состоявшего почти целиком из крупных зерен темного глауконита со средним диаметром 0.6 мм. Анализ глауконита показал содержание K_2O , равное 7.76%. Никакой бентонной фауны в этих образцах не было встречено; нет здесь и крупных зерен обломочных минералов или псевдоморфоз глауконита по этим минералам (Collet et Lee, 1906; Andrée, 1920).

В литифицированном виде глауконитовые илы, поднятые «Тускаророй», были бы неотличимы от некоторых разновидностей глауконитовых пород Кызыл-сая и, несомненно, отложились в одинаковых условиях с ними.

Довольно близки к описанным также условия отложения зеленого ила на внешнем краю шельфа Новой Англии (Alexander, 1934), но они имеют ряд специфических черт и не могут быть вполне отождествлены по условиям отложения с породами Нью-Джерсея и Кызыл-сая.

Таким образом; мы видим, что глауконитовый песок нижнего горизонта Кызыл-сая является представителем определенной группы глауконитовых пород, обладающих рядом общих «familial» черт. Представители этой группы встречаются в слоях различного возраста — от ордовичских до современных, и несомненно, что детальное изучение некоторых давно известных глауконитовых пород пополнило бы число ее типичных представителей.

Общей геохимической особенностью пород этой группы является слабо-восстановительная обстановка придонных слоев воды во время их отложения и положение окислительно-восстановительной границы на некоторой высоте над дном. Образование глауконита происходило на этой границе, т. е. в слое придонной воды, что обусловило во всех описанных случаях чистоту и однородность его зерен, отсутствие в них включений терригенных минералов, псевдоморфоз глауконита по этим минералам и различных стадий замещения их глауконитом. Недостаток кислорода у дна вызывал отсутствие во всех описанных случаях бентонной фауны, а следовательно и зерен глауконита в виде ядер фораминифер и выполненных других организмов.

Таким образом, хемогенная природа глауконита в породах описанной группы выступает особенно ясно.

С недостатком в придонной воде кислорода связана и другая общая особенность глауконитовых пород этой группы — отсутствие в них сингенетических фосфоритов, образование которых происходит только в окислительной обстановке.

Эмпирически установлен факт, что именно породы данной группы характеризуются присутствием очень крупных зерен глауконита (до 0.7 мм в Кызыл-сая, до 1.2 мм в Нью-Джерсее) и высоким содержанием в них калия. Очевидно, образование над поверхностью дна способствовало концентрации глауконитового геля в особенно крупные агрегаты и предельному насыщению их щелочами.

Поскольку сильное движение воды, как правило, препятствует образованию восстановительной обстановки, постольку глауконит описываемых пород чаще встречается в совершенно спокойной воде и ассоциируется с тонким глинистым или мелкоалевритовым терригенным материалом (станции «Тускароры», известняки *Ceratopige* в Швеции) или с плохо отсортированным материалом, в котором преобладают глинистые компо-

ненты (Нью-Джерсей). Реже восстановительная обстановка у дна сочетается с наличием слабого донного течения, и тогда крупный и чистый глауконит ассоциируется с алевроитовым материалом при отсутствии глинистого (нижний горизонт Кызыл-сая). Образование пород описанного типа в условиях сильного движения воды, т. е. в ассоциации с крупным песчаным материалом, очевидно, невозможно. Из сказанного вытекает еще одна общая и закономерная литологическая особенность пород рассматриваемой группы — постоянное и притом резкое преобладание средней величины зерен глауконита над средней величиной зерен сопровождающего их терригенного материала.

Богатство породы глауконитом, т. е. количественное соотношение в ней глауконита и терригенных компонентов, зависит от многих факторов, прежде всего от скорости приноса растворов, потребных для образования глауконита, и скорости поступления обломочного или другого хемогенного материала. Поэтому рассматривать богатство глауконитом как характерный признак пород описываемой группы было бы неправильно. Несомненно, что при обильном осаждении обломочного материала или хемогенного кальцита мы получили бы породу, которая по всем признакам могла бы принадлежать к этой группе, но она представляла бы собою глину, алевроит или известняк с редкими крупными зернами чистого глауконита. Такие породы существуют и, вероятно, даже широко распространены. Но несомненно и то, что только в породах данной группы наблюдаются исключительно высокие концентрации глауконита, в некоторых случаях достигающие до почти полного вытеснения этим минералом всех остальных компонентов осадка (лучшие образцы Нью-Джерсея; илы, поднятые «Тускаророй»).

В остальных типах глауконитовых пород содержание этого минерала никогда не превышает 50%, а чаще значительно ниже.

Для оценки глауконитовых песков, как водоумягчительного сырья, имеют значение три момента: высокое содержание в породе глауконита, легкость отделения его от сопровождающих минералов и высокое содержание в глауконите калия. Совокупность этих трех моментов составляет характерную особенность рассмотренной нами группы глауконитовых пород. Следовательно, мы можем утверждать, что только среди пород данной группы, характеризующихся определенными условиями генезиса, могут быть встречены наиболее богатые скопления чистого глауконита.¹

Обрисовав условия образования песков нижнего горизонта Кызыл-сая и выяснив существование определенной группы глауконитовых пород, образовавшихся в сходных условиях, мы, однако, не можем распространять их на все вообще глауконитовые осадки.

Большое количество противоречивых высказываний по вопросу об условиях образования глауконита объясняется именно тем обстоятельством, что различные иностранные авторы пытались вывести общие закономерности из наблюдавшихся ими частных случаев или, в лучшем случае, приходили к довольно расплывчатым и неопределенным общим выводам как к среднему из ряда добросовестно изученных примеров (Хаддинг).

В действительности, главным условием, определяющим образование глауконита, является, как это подчеркнуто Пустоваловым, прохождение вблизи дна окислительно-восстановительной границы. Все другие факторы могут колебаться в широких пределах. Они влияют на положение этой

¹ Из пород фосфатно-глауконитовой фации иногда имеет смысл извлекать глауконит как побочный продукт отмытки фосфоритов. Однако породы этой фации гораздо беднее глауконитом и разрабатывать их специально на глауконит нерентабельно.

границы и тем определяют тип формирующихся пород, но не самый факт образования глауконита.

Случаи образования глауконита при положении окислительно-восстановительной границы над поверхностью осадка мы разобрали выше и выяснили общие литологические особенности пород, которые формируются при этих условиях. Несомненно, что глауконит может образоваться и при более низком положении окислительно-восстановительной границы. Но тогда формируются глауконитовые породы иного типа, с другими литологическими особенностями.

Редкий случай образования глауконита при практическом совпадении окислительно-восстановительной границы с поверхностью осадка рисует нам упоминавшаяся выше работа Александера об осадках шельфа северной части атлантического берега Соединенных Штатов (Alexander, 1934). На дне здесь местами еще встречаются бентонные фораминиферы и черви, хотя большинство проб никакой бентонной фауны не содержит. Осадок состоит из планктонных фораминифер, тонкого терригенного детрита, глауконита и сульфида железа. Глауконит образуется вне раковин фораминифер, непосредственно на дне, частично цементируя терригенный детрит, причем встречается в виде несформированного геля, в виде рыхлых зеленых комков и в виде вполне оформленных темнозеленых зерен с «полированной» трещиноватой поверхностью. В участках местного повышения восстановительного потенциала образуется уже не глауконит, а сульфиды железа, которые выполняют все раковины фораминифер и ходы червей. Присутствие местами галек и крупных песчинок Александер объясняет заносом их плавающими льдами. Стяжения фосфорита не встречены ни разу.

Описанный глауконитовый ил отлагается на глубинах от 80 до 180 м при практическом отсутствии течений в придонных слоях воды. Очевидно, что сходный глауконитовый ил мог бы образоваться и при слабом донном течении, но с сильным течением и с крупным песчаным терригенным материалом его образование несовместимо.

В условиях, сходных с описанными Александером, вероятно, могут уже развиваться импренияции глауконитом различных обломочных минералов.

Широко распространены глауконитовые илы и породы, образование которых происходило при положении окислительно-восстановительной границы чуть ниже поверхности осадка. В этом случае на дне могла развиваться богатая бентонная фауна, сила донных течений могла быть значительной, а состав терригенных компонентов осадка довольно грубым (песок или даже гравий). В этих условиях в свободном состоянии на дне глауконит выпадать не мог, так как здесь шло формирование минералов окислительной зоны, но необходимая для образования глауконита окислительно-восстановительная среда создавалась здесь в полостях мелких раковин умерших организмов в результате их гниения.

Поэтому глауконит данного типа пород представлен прежде всего в виде выполнений раковин фораминифер и других мелких организмов (в нижнем палеозое чаще всего птеропод) или в виде зерен, имеющих форму этих раковин (после истирания или растворения кальцитовых оболочек). Одновременно на основной окислительно-восстановительной границе, т. е. внутри осадка, на некоторой глубине под его поверхностью могло идти образование цементационного (в обломочных породах) или пигментного (в карбонатных илах) глауконита, а также замещение глауконитом зерен различных обломочных минералов. В породах этого типа глауконит часто сопровождается фосфоритом, для образования которого благоприятны слабо окислительные условия придонной среды. Размер

зерен автохтонного глауконита в породах описываемого типа определяется размерами раковин, в которых он образуется. Чаще всего он невелик, но несколько больше среднего размера зерен терригенных минералов или же равен ему.

Типичными примерами глауконитовых осадков этого типа можно считать современные зеленые илы банки Агульяс и плато Пурталеса, карбонатные глауконитовые пески Алабамы и большую часть пород глауконитовых серий мезозоя Русской платформы.

Наконец, образование глауконита может идти, повидимому, даже в таких условиях, когда сильное течение создает у дна резко окислительную обстановку, а окислительно-восстановительная граница проходит сравнительно глубоко в толще грубого осадка (ракушечника, галечника или крупного песка). В этом случае на дне глауконит образоваться не может даже в раковинах умерших организмов, так как гниение последних происходит очень быстро. Однако в толще осадка на окислительно-восстановительной границе глауконит может выпадать в это время в виде цемента, может образовывать пленки, корочки и оболочки, может проникать по трещинам в самые разнообразные минеральные и органические остатки и даже целиком замещать их. К глауконитовым образованиям такого типа относятся описанные Хаддингем глауконитизированные внутриформационные конгломераты среднего кембрия (зона *Acrothele*) в Олянде и сенона (зона *Mamilatus*) в Скании (Hadding, 1932).

Таким образом, мы видим, что глауконит может образоваться при различном положении окислительно-восстановительной границы по отношению к поверхности осадка, и в зависимости от этого положения меняется как форма выделения глауконита, так и вся совокупность литологических признаков, создающих тип породы.

До сих пор мы рассматривали различные случаи концентрации только автохтонного глауконита. Между тем при наличии даже слабых донных течений зерна глауконита, особенно до своего окончательного уплотнения, легко переносятся на большие расстояния с места своего образования и могут попадать в значительном количестве в осадки различных других типов, даже таких, в которых образование первичного глауконита невозможно. А. Хаддинг считает глауконит большей половины изучавшихся им пород Швеции переотложенным. Убедительные примеры пород, глауконит которых целиком аллохтонен, приводит Кайе. В различных горизонтах меловых и палеогеновых отложений Южного Урала и Западного Казахстана нам также приходилось наблюдать породы, глауконит которых представлен преимущественно окатанными фрагментами первоначальных зерен. Таким образом факты переноса глауконита на дне бассейна, в котором происходит его отложение, несомненны.

Общим свойством пород с аллохтонным глауконитом является близость среднего веса зерен глауконита и терригенных минералов (а следовательно, и среднего размера, так как глауконит лишь немного легче кварца). В других отношениях эти породы могут быть самыми разнообразными, однако надо заметить, что, попадая в сильно восстановительные или сильно окислительные условия, глауконит, повидимому, разрушается.

Кроме того, рассмотренные выше типичные условия образования автохтонного глауконита редко выдерживаются в неизменном виде геологически длительные промежутки времени. Резкое изменение их вызывает прекращение образования глауконита. При небольших же изменениях положения окислительно-восстановительной границы, например от поверхности осадка до нескольких сантиметров под ним, в породе получается чередование, а практически смешение зерен глауконита, свободно обра-

зовавшихся на дне, и зерен глауконита, представляющих слепки фораминифер, к которым еще могут быть примешаны образовавшиеся в илу псевдоморфозы глауконита по терригенным минералам. Такие случаи встречаются в природе, повидимому, довольно часто.

Все сказанное относится к настоящему глаукониту, хорошо известному яркозеленому минералу с высоким содержанием щелочей и определенными оптическими свойствами, которые изучались рядом авторов. В настоящее время А. В. Казакову и его сотрудникам удалось установить существование ряда постепенных переходов от такого глауконита к минералу почти бесцветному, с малым содержанием щелочей и другими оптическими свойствами. Условия образования этих модификаций глауконита, вероятно, существенно иные, и нами они не разбираются. Самый процесс образования их, вероятно, может накладываться на процесс образования настоящего глауконита, протекая в других вертикальных этажах придонного разреза, или же идти независимо от него.

Мы не рассматривали также существующие данные об оптических свойствах глауконита и о химической стороне процесса его образования, так как по этим вопросам материалы, полученные нами при изучении кызыл-сайского глауконита, не дают чего-либо принципиально нового.

Наша задача заключалась лишь в том, чтобы внести некоторую ясность в противоречивые высказывания по поводу условий образования глауконита на основании тех данных, которые нам удалось собрать при изучении глауконитовых пород Кызыл-сая.

Часть III

ВОДОУМЯГЧИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСКОВ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-САЙ

1. НЕКОТОРЫЕ ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Умягчение воды при помощи обменных реакций известно довольно давно. Оно основано на свойствах некоторых минералов, содержащих щелочной металл, вступать в реакцию катионного обмена с природными водами во время фильтрации их через слой умягчителя. Цеолиты и некоторые другие природные, а также искусственные силикаты обменивают при этом Na или K на Ca и Mg — элементы, обуславливающие жесткость воды.

Минералы и искусственные химические соединения, способные к реакциям катионного обмена при прохождении через них тока воды, носят общее название пермутитов, а способ умягчения воды с их помощью называется пермутитовым.

Сначала в водоумягчении применялись преимущественно различные искусственно приготовленные пермутиты. Так продолжалось до 1933 г., когда Н. И. Хитаров (1933 и 1936) выяснил, что импортный неопермутит, считавшийся до этого лучшим водоумягчителем, представляет собою обыкновенный глауконитовый песок, только хорошо обогащенный и термически обработанный. Разгадка тайны неопермутита значительно повысила интерес к отечественным глауконитовым пескам, как возможному водоумягчительному сырью, и они начали с этого времени усиленно изучаться.

В результате большой коллективной работы, проводившейся различными исследователями в разных учреждениях, была выяснена полная возможность практического применения достаточно чистых глауконитовых песков в качестве водоумягчителей. За последние 15 лет по этому вопросу

появились многочисленные работы и журнальные статьи. Приводить содержание этих статей мы не будем, но в списке литературы к III части настоящей работы даем их по возможности полный перечень.

Глауконитовый способ водоумягчения завоевал себе сейчас всеобщее признание и постепенно вытесняет старый содово-известковый способ умягчения воды. Сравнительные достоинства и недостатки обоих этих методов подробно разбираются в учебниках и в специальной литературе по водоснабжению.

Недостатком некоторых глауконитов является их сравнительно легкая пептизируемость, проявляющаяся даже после прокаливании. Другие глаукониты обогащают умягченную воду железом и кремнекислотой, которые создают вредную мало теплопроводную и трудно удаляемую накипь. Для выяснения соответствующих свойств кызыл-сайского глауконита нами, как мы увидим ниже, были проведены специальные исследования.

Для правильного понимания дальнейшего изложения надо сказать еще несколько слов о понятиях и терминах, употребляемых при оценке водоумягчительной способности пермутитов и, в частности, глауконитов.

Обменная способность пермутита определяется количеством поглощенных из воды оснований в пересчете на окись кальция. Эти цифры колеблются для различных естественных и искусственных водоумягчителей от 0.3 до 3% и выше от веса умягчителя. Колебания обменной способности выявлены также у глауконитов из различных мест СССР.

Для аттестации водоумягчительного материала обычно употребляются следующие величины:

1. Весовая емкость смягчения в процентах, которая получается при умножении количества граммокси Са, поглощенной до нулевого умягчения, на 100 и делении на навеску умягчителя.

2. Весовая емкость поглощения — процентное отношение веса поглощаемой окиси кальция до полного утомления,¹ к весу смягчителя.

3. Объемная емкость смягчения, получаемая при умножении весовой емкости смягчения на насыпной вес глауконита.

4. Объемная емкость поглощения, получаемая умножением весовой емкости поглощения на насыпной вес песка.

5. Отношение емкости смягчения к емкости поглощения, которое называется коэффициентом использования.

Емкость поглощения зависит преимущественно от состава водоумягчителя и для каждого данного глауконитового песка является величиной более или менее постоянной. Емкость же смягчения, как показала практика, зависит от многих причин, на анализе которых мы в настоящей работе останавливаться не будем.

2. ПОДГОТОВКА КЫЗЫЛ-САЙСКОГО ГЛАУКОНИТА ДЛЯ ВОДОУМЯГЧЕНИЯ

Чтобы выяснить пригодность глауконитовых песков Кызыл-сай для умягчения воды, нами были проведены лабораторные исследования образцов глауконитовых песков из этого урочища. При помощи отсева на ситах были выделены фракции, наиболее богатые глауконитом. Исследовались фракции 0.17—0.25, 0.25—0.5, 0.5—0.7 мм отдельно и сумма последних двух фракций (так называемая рабочая фракция) от 0.25 до

¹ Полным утомлением умягчителя называется замещение всех щелочных металлов его на Са или Mg жесткой воды, после чего требуется регенерация умягчителя для нового цикла поглощения катионов, обуславливающих жесткость воды.

0.7 мм. Первые серии опытов проводились в несколько упрощенных условиях (в г. Актюбинске), но все же они дали возможность установить, что глауконитовый песок фракции менее 0.25 мм, несмотря на достаточное содержание зерен глауконита, слишком мелок, затрудняет фильтрацию и выносится с током воды при его промывании. Таким образом, несмотря на удовлетворительные результаты при испытании обменной способности эта фракция была отброшена, как непригодная для практических целей.

При выяснении обменной способности песка пришлось столкнуться с явлениями пептизации. Кызыл-сайский глауконит в сыром виде легко разрушается при регенерации и совершенно непригоден для использования без предварительного прокаливания. Поэтому первые опыты свелись к выбору продолжительности и температуры его термической обработки.

Для придания глауконитовому песку механической прочности он прокаливался при постоянном перемешивании при температурах 100—200—300—400—500—600 и 700°. После прокаливания, особенно при температуре выше 500°, получается некоторое количество мелочи, которая вызывает необходимость в повторном отсеиве. Отход часто достигает до 5—10%. Это разрушившиеся комочки сцементированного кварца и глауконита.

Глауконитовый песок, прокаленный при температурах 100, 200 и 300°, заиливался после нескольких регенераций, давая опалесценцию и в умягченной воде. Глауконит в приборе покрывался пленкой ила сверху; прослойки ила образовались и в толще песка. При повышении температуры прокаливании пептизация быстро снижалась. Хорошего качества прокаленный песок получался при температуре 500—600°. Песок приобретал тогда красновато-коричневый цвет. Легкое заиливание его после регенерации быстро удалялось промыванием и взрыхлением песка. Еще лучшие результаты давало прокалывание в течение 1 часа при 700°; после него пептизация совершенно прекращалась, и при тех же цифрах обменной способности мы получали совершенно прозрачную умягченную воду.

На основании проведенных опытов мы можем рекомендовать для термической обработки кызыл-сайского песка, с целью устранения пептизации, температуру в 600—700°.

3. ПРИБОРЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

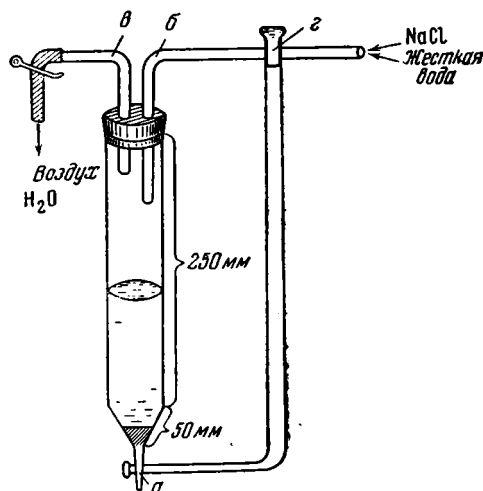
По принятым техническим условиям лабораторный фильтр для исследования водоумягчительных свойств глауконита должен состоять из цилиндрической стеклянной трубки диаметром 25—26 мм, оттянутой снизу на конус (фиг. 23). Высота цилиндрической части должна равняться 250 мм, высота конической — 50 мм. К конической части припаян трехходовой кран *а*. Отверстие цилиндрической части закрыто пробкой, через которую проходят две Г-образно изогнутые стеклянные трубки *б* и *в*. Свободный конец одной трубки соединяют при помощи смычки с трехходовым краном *г*, противоположный отросток которого соединяют с горизонтальной трубкой крана *а*. Наружный конец другой Г-образной трубки делают удлиненным (150—200 мм) и на него надевают каучуковую трубку с зажимом Мора. В вершину конической части трубки фильтра вставляют комок медной или никелиновой проволоки, чтобы поддерживать слой глауконитовых зерен, не давая ему просыпаться в трубку крана *а*. При помощи каучуковой трубки, надетой на свободный отросток крана *с*, фильтр может быть соединен или со склянкой, содержащей жесткую воду, или со склянкой, содержащей раствор поваренной соли. Для обеспечения напора,

необходимого для взрыхления песка, а также для достижения больших скоростей фильтрации эти склянки помещают на 1 м выше фильтра.

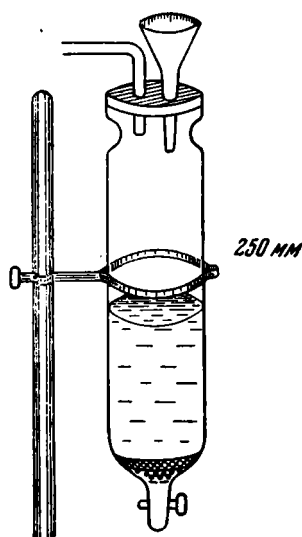
Трубка *в* служит для вытекания жидкости из фильтра (при подаче раствора снизу вверх), а также для выхода воздуха при заполнении раствором верхней части фильтра.

Определение жесткости умягченной воды рекомендуется производить из каждых 100 мл титрованием пальмитатом калия.

Таковы технические условия для испытания умягчительных свойств глауконита. К сожалению, мы не имели возможности соблюдать полностью все эти правила при исследовании кызыл-сайских глауконитовых песков. Лаборатория, в которой мы проводили экспериментальную часть работы, не имела подвода и стока воды и располагала весьма ограниченным ко-



Фиг. 23. Схема прибора, обычно употребляемого для определения умягчительной способности глауконита.



Фиг. 24. Схема прибора, употребляющегося нами для изучения умягчительных свойств кызыл-сайского глауконита.

личеством посуды и реактивов. Все же мы пытались при выборе умягчительного прибора приблизить его к вышеуказанным требованиям. Для своих опытов мы использовали длинную делительную воронку длиной в 250 мм и диаметром 50 мм, в которую загружалось большею частью 300 или 500 г глауконитового песка (фиг. 24). Песок занимал одну треть объема делительной воронки. Внизу он ложился на прокладку из шелкового сита, которая не давала песку просыпаться в кран. Этот нижний кран служил для стока воды; им можно было регулировать скорость фильтрации и, кроме того, при помощи каучуковой трубки, надетой на нижний конец стеклянной трубки (при открытом кране), мы могли давать ток воды снизу для промывания и взрыхления песка. Верхнее отверстие было закрыто пробкой, в которую были прилажены: 1) простая маленькая воронка для наливания жесткой воды или регенерационного раствора и 2) изогнутая трубка для выхода воздуха или воды, подающейся снизу.

Подача жесткой воды или поваренной соли производилась через воронку при помощи каучуковой трубки из реактивных склянок, стоящих на высокой полке. При этом мы старались сохранить горизонтальное

положение слоя песка, но должны отметить, что это не всегда удавалось и могло влиять на точность наших данных.

Умягченная вода собиралась в мерные цилиндры и жесткость ее определялась по Варту — Пфейферу. Через определенные промежутки времени определения жесткости воды проверялись титрованием пальмитатом калия.

Для фильтрования через глауконит мы брали естественную жесткую воду из колодцев, колонок и р. Илека в Актюбинске. Эти природные воды имели жесткость от 18 до 60°. Кроме того, умягчались слабые растворы кальциевых и магниевых солей, приготовленные из чистых реактивов.

Мы имели пять описанных выше приборов. В четырех из них исследовалась умягчительная способность разных фракций, а один служил для постоянной и длительной работы одного образца глауконита рабочей фракции 0.25—0.7 мм. С этим образцом была проведена двухмесячная работа фильтра с ежедневными пятью регенерациями и отмысками. При фильтровании через него мы неизменно получали прозрачную умягченную воду, а после окончания серии опытов оказалось, что первоначально взятые 500 г прокаленного песка после высушивания, просеивания и взвешивания дали всего лишь 3% потери его первоначального веса.

Насыпной вес глауконитового песка определяется после прокаливания при нужной температуре путем взвешивания определенного объема песка на аналитических весах. По нашим данным получилось, что 1 м³ рабочей фракции 0.25—0.7 мм глауконитового песка нижнего горизонта Кызыл-сайа после прокаливания при 600° Ц весит 1220 кг.

Для проверки наших данных еще в 1943 г. пробы кызыл-сайского глауконитового песка были посланы в одну из лабораторий (г. Чкалова). Там методика опытов была несколько иная, но результаты получились идентичные нашим, и вопрос о пригодности кызыл-сайского глауконита для умягчения жестких вод уже в 1943 г. мог считаться решенным положительно.

Позднее в Москве мы провели ряд контрольных опытов с кызыл-сайским глауконитовым песком, при которых применили аппаратуру, уже в точности соответствующую описанным выше техническим условиям. Эти контрольные опыты дали совершенно такие же результаты, как и основная серия наших экспериментальных работ в Актюбинске, что позволяет нам с полным доверием относиться к данным актюбинского этапа работы и строить на них свои выводы.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ ПО УМЯГЧЕНИЮ ВОДЫ КЫЗЫЛ-САЙСКИМ ГЛАУКОНИТОМ

а) Сравнение умягчительной способности различных фракций и определение основных качественных показателей рабочей фракции кызыл-сайского глауконита

Несмотря на некоторую упрощенность умягчительных приборов и несовершенство способа Варта — Пфейфера, которым определялась жесткость воды на первом этапе работы, полученные результаты вполне удовлетворительны.

Свои опыты мы начали со сравнительного изучения обменной способности разных фракций кызыл-сайского глауконита. Результаты испытаний самой мелкой фракции 0.17—0.25 мм приведены в табл. 5.

Фракция 0.17—0.25 мм. Скорость фильтрации 6 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость погло- щения в %	Весовая емкость смягче- ния в %	Объемная емкость поглощения в кубогра- дусах
1	300	57.10	0.9473	1.9474	0.27	0.64	780
2	300	58.24	0.5824	1.7450	0.19	0.57	695
3	300	58.24	0.5464	1.6596	5.18	0.55	660
4	400	48.78	0.9386	3.1772	0.24	0.79	948
5	500	49.00	1.2520	2.5708	0.25	0.51	613
6	250	25.03	0.4756	1.0298	0.19	0.41	492
7	350	25.64	0.6964	2.2042	0.19	0.34	360
Среднее	—	—	—	—	0.21	0.54	650

Эти опыты относятся только к нижнему горизонту кызыл-сайского глауконита. Та же фракция верхнего горизонта нами не была опробована. Суммируя данные, приведенные в табл. 5, можно сказать следующее.

Мелкая фракция глауконитового песка 0.17—0.25 мм, которую мы отбросили по мелкости зерен и технической непригодности, дала в среднем весовую емкость поглощения 0.54% (т. е. 1 кг песка может поглотить 5.4 г СаО). Ее объемная емкость поглощения равна 650 кубоградусам.

Ниже мы приводим две таблицы для фракции 0.25—0.50 мм обоих горизонтов Кызыл-сая (табл. 6 и 7).

Таблица 6

Нижний горизонт. Фракция 0.25—0.50 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягче- ния в %	Весовая емкость погло- щения в %	Объемная емкость поглощения в кубогра- дусах
8	300	60.47	2.3388	3.6562	0.77	1.22	1461
9	300	56.20	2.1680	3.2620	0.72	1.08	1296
10	300	61.60	1.2320	3.2900	0.41	1.09	1308
11	300	50.00	1.5450	3.0934	0.50	1.03	1236
12	500	45.30	4.0000	4.9000	0.80	0.98	1195
13	500	40.18	3.5160	4.0650	0.70	0.81	992
14	500	49.00	3.5523	5.7550	0.71	1.15	1403
15	500	28.55	2.5124	4.2750	0.50	0.85	1043
16	400	42.10	3.0020	3.4005	0.75	0.85	1037
17	500	34.15	2.6160	3.6010	0.52	0.72	878
Среднее	—	—	—	—	0.64	0.98	1194

Из приведенных табл. 6 и 7 видно, что глауконитовый песок фракции 0.25—0.50 мм нижнего горизонта без магнитной сепарации дает в среднем весовую емкость поглощения, равную 0.98% и соответственно объемную емкость поглощения 1194 кубоградусов. Та же фракция верхнего гори-

Таблица 7

Верхний горизонт. Фракция 0.25—0.50 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягче- ния в %	Весовая емкость погло- щения в %	Объемная емкость поглощения в кубогра- дусах
18	300	60.0	1.5000	2.5512	0.50	0.85	1037
19	300	45.20	1.3560	2.3707	0.45	0.79	948
20	350	45.50	1.8200	3.0810	0.52	0.88	1073
21	400	25.00	1.6509	3.1250	0.41	0.78	952
22	500	38.15	2.1003	3.7505	0.42	0.75	915
23	500	45.00	2.4300	3.2500	0.48	0.65	793
Среднее	—	—	—	—	0.47	0.78	952

Тот же песок, после магнитной сепарации¹

24	500	58.20	2.6511	4.7018	0.53	0.94	1147
25	500	32.00	3.2010	4.7503	0.64	0.95	1159

зонта с содержанием глауконита 50—60% имеет весовую емкость поглощения 0.78%, а объемную 952 кубоградуса. В табл. 10 приведены цифры и для двух проб песка этой фракции, подвергнутых магнитной сепарации. Емкость поглощения в обоих случаях (0.94 и 0.95%) очень близка к средней цифре (0.98%) для песка нижнего горизонта с процентом глауконитовых зерен от 80 до 90.

Для изучения фракции 0.50—0.70 мм нижнего глауконитового горизонта нами в Москве исследовались два образца из точки 10 с 90% глауконита и из точки 126 с 94.8% глауконита. Для каждого образца было взято по две пробы. Получены следующие данные (табл. 8).

Таблица 8

Нижний горизонт. Фракция 0.5—0.7 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ шурфа	№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягче- ния в %	Весовая емкость поглоще- ния в %	Объемная емкость поглоще- ния в кубогра- дусах
10	26	300	25.0	2.5508	3.3013	0.85	1.10	1342
10	27	500	45.0	4.5005	6.2509	0.90	1.25	1525
126	28	300	22.0	2.4618	3.3619	0.82	1.12	1366
126	29	500	50.58	4.5522	6.4041	0.91	1.28	1531
Среднее	—	—	—	—	—	0.87	1.18	1441

¹ Опыты с умягчением после магнитной сепарации производились в Москве, остальные опыты, послужившие для составления этих двух таблиц, в Актобинске.

Объемная способность фракции 0.5—0.7 мм верхнего горизонта не изучалась.

Соединенная фракция глауконитового песка 0.17—0.5 мм (только нижний горизонт) дала следующие результаты (табл. 9).

Таблица 9

Нижний горизонт. Фракция 0.17—0.50 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягчения в %	Весовая емкость поглощения в %	Объемная емкость поглощения в кубоградусах
30	300	58.20	2.3280	2.8040	0.75	0.99	1207
31	350	48.00	1.8550	2.2552	0.58	0.64	780
32	300	45.30	2.2242	3.1202	0.73	1.05	1281
33	300	42.68	2.5608	3.3009	0.85	1.10	1342
34	500	49.48	3.9584	4.6510	0.80	1.93	1135
35	500	48.00	4.7521	5.4513	0.86	1.09	1330
Среднее	—	—	—	—	0.75	0.97	1183

Наибольшее количество опытов проводилось нами с рабочей фракцией 0.25—0.70 мм нижнего глауконитового горизонта Кызыл-сай. Данные наиболее точных опытов этой серии приведены в табл. 10.

Таблица 10

Нижний горизонт. Фракция 0.25—0.70 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягчения в %	Весовая емкость поглощения в %	Объемная емкость поглощения в кубоградусах
36	300	25.15	1.9507	3.2450	0.65	1.08	1317
37	300	30.00	2.0400	3.3000	0.68	1.10	1342
38	300	36.00	1.8008	2.8520	0.60	0.95	1159
39	350	40.60	2.4360	3.6750	0.70	1.05	1281
40	500	52.00	4.2521	5.7509	0.85	1.15	1403
41	500	55.20	4.4013	6.0501	0.88	1.21	1476
42	500	50.00	3.6000	5.9012	0.72	1.18	1439
Среднее	—	—	—	—	0.73	1.10	1342

Проверка в Москве рабочей фракции 0.25—0.70 мм глауконитового песка нижнего горизонта дала в среднем те же цифры, что и в предыдущей таблице (табл. 11).

Таким образом, для рабочей фракции 0.25—0.70 мм нижнего горизонта кызыл-сайского глауконита получены довольно высокие цифры весовой емкости поглощения — от 0.95 до 1.12%, а в среднем 1.10%, и объемной емкости поглощения в среднем около 1350 кубоградусов. Эти цифры получены при небольшой скорости фильтрации (8 л/час), но для вод с очень

Нижний горизонт. Фракция 0.25—0.70 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягчения в %	Весовая емкость поглощения в %	Объемная емкость поглощения в кубоградусах
43	300	20.00	2.55	3.60	0.85	1.20	1464
44	300	50.00	2.10	3.15	0.70	1.05	1281
45	400	30.00	2.72	4.48	0.68	1.12	1366
46	500	30.00	3.60	5.705	0.72	1.14	1488
47	500	40.00	3.60	5.40	0.72	1.08	1318
48	500	50.00	4.25	6.25	0.85	1.25	1525
49	500	50.00	3.30	5.45	0.66	1.09	1330
50	500	30.00	3.26	5.15	0.65	1.03	1256
Среднее	—	—	—	—	0.70	1.12	1378

большой жесткостью (около 50°). рН жесткой воды, употреблявшейся без предварительной обработки; было около 7, т. е. реакция среды была нейтральной. Температура воды обычно была около 20° Ц.

Такие высокие цифры емкости поглощения, повидимому, объясняются пористостью крупных зерен глауконита и довольно большим содержанием в нем щелочных металлов.

Умягчительная способность рабочей фракции 0.25—0.70 мм верхнего горизонта Кызыл-сая изучалась нами только в Актюбинске. Результаты проводившихся опытов приведены в табл. 12.

Таблица 12

Верхний горизонт. Фракция 0.25—0.70 мм. Скорость фильтрации 8 л/час.

№ опыта	Вес песка в г	Жесткость исходной воды в Н°	Количество СаО в г, поглощенное до 0°	Количество СаО в г, поглощенное до полного утомления	Весовая емкость смягчения в %	Весовая емкость поглощения в %	Объемная емкость поглощения в кубоградусах
51	300	25.00	1.4412	2.4013	0.48	0.80	976
52	300	32.10	1.2948	2.3422	0.43	0.78	952
53	400	35.50	1.6005	3.0031	0.40	0.75	915
54	500	48.00	2.5021	4.4019	0.50	0.88	1074
55	500	50.52	1.7505	3.1508	0.35	0.68	769
Среднее	—	—	—	—	0.43	0.77	937

Из табл. 12 мы видим, что емкость смягчения и емкость поглощения необогащенной рабочей фракции верхнего глауконитового горизонта Кызыл-сая приблизительно в полтора раза ниже, чем нижнего.

Однако, судя по данным, приведенным в табл. 10, нужно думать, что после магнитной сепарации песок верхнего горизонта будет давать такие же показатели умягчения, как песок нижнего.

б) Умягчение нагретой воды

Фильтрование через глауконитовый фильтр нагретой воды несколько повышает обменную способность глауконита, но увеличивает его пептизацию.

Нами было проверено влияние нагретой воды на все фракции глауконитового песка нижнего горизонта Кызыл-сая при различных температурах (табл. 13).

Таблица 13

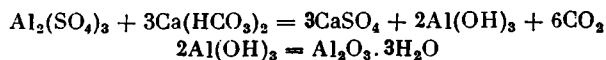
Фракция, мм	Скорость фильтра- ции, л/час	Весовая емкость поглощения в % при разных температурах воды						
		10—12°	18—20°	30°	40°	50°	60°	Выше 60°
0.17—0.25	10	0.40	0.48	0.55	0.60	0.60 (легкое заи- ливание)	0.69 (слабая пепти- зация)	Вызывает сильную пептизацию
0.25—0.50	10	0.64	0.79	0.83	0.85	0.95	0.98	Вызывает легкое за- иливание
0.50—0.70	10	0.85	0.92	0.98	1.08	1.21	1.25	

Примечание. Для этого опыта нами были взяты образцы песка, показавшие емкость поглощения среднюю или ниже средней.

Из табл. 13 видно, что вода, нагретая до 60°, не оказывает существенного влияния на глауконитовый песок Кызыл-сая. Горячая же вода выше 60° вызывает пептизацию и заиливание фильтра. Мелкая фракция 0.17—0.25 мм дает наибольшее количество окраски и мути в профильтрованной воде. Для этой фракции температура воды 60° оказывается совершенно непригодной, а легкое заиливание появляется в ней уже при 50°. Для фракции выше 0.25 мм нагревание воды до 40—50° совершенно безвредно, и только длительное фильтрование горячих вод с температурой выше 60° вызывает постепенно все увеличивающееся разрушение зерен глауконита. Зато емкость поглощения при повышении температуры воды увеличивается. При повышении температуры воды с 10 до 60° емкость поглощения увеличивается для всех фракций примерно в полтора раза.

в) Умягчение предварительно коагулированной воды

Чтобы выяснить, какое влияние оказывают на глауконит Кызыл-сая добавочные реактивы и некоторое увеличение кислотности среды, мы испробовали прибавление к исходной воде сернокислого алюминия, который обычно употребляется для предварительной очистки и осветления воды в качестве коагулянта. Он вступает в реакцию с бикарбонатом магния и кальция и при этом превращается в коллоидную гидроксид, выделяя углекислоту по формуле:



Образующиеся хлопья при осаждении увлекают взвешенные вещества, содержащиеся в воде.

Доза сернокислого алюминия зависит от количества взвешенных частиц и обычно колеблется от 40 до 200 г на 1 м³ обрабатываемой воды.

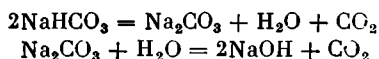
Мы добавляли сернокислый алюминий в 10-литровую склянку с жесткой водой, давали отстояться образовавшимся хлопьям осадка и затем фильтровали жесткую воду через глауконитовые фильтры.

Добавление большого количества сернокислого алюминия в количестве, соответствующем 150 и 200 г на 1 м³ воды, определенно оказало вредное влияние и на сохранность глауконита и на величину емкости поглощения. Так, образцы глауконита, взятые для контроля, давали емкость поглощения 0.80% для фракции 0.25—0.50 мм и 0.98% для фракции 0.50—0.70 мм, без добавления сернокислого алюминия, и соответственно 0.49 и 0.55%, при добавлении этого коагулянта из расчета 200 г на 1 м³ воды. Кроме того, после таких добавок коагулянта наступало заиливание фильтра, и песок нескольких серий опытов покрывался сверху серым налетом.

При добавлении малых количеств сернокислого алюминия из расчета 40—50 г на 1 м³ обрабатываемой воды глауконит сохранял свой первоначальный вид, и емкость поглощения ничем не отличалась от емкости поглощения контрольных проб. Очевидно, что на разрушение глауконита и уменьшение его обменной способности влияет лишь избыточный $Al_2(SO_4)_3$, не вошедший в реакцию с бикарбонатом.

г) Умягчение комбинированным известково-глауконитовым способом

Метод комбинированного водоумягчения (известкование-цеолитирование) применяется обычно для вод с повышенной временной жесткостью (выше 5°). При обмене солей временной жесткости с натрием цеолита образуется бикарбонат натрия, который в паровом котле переходит в углекислый натрий, а затем частично разлагается на едкий натр и углекислоту:



Едкий натр разъедает аппаратуру, и для избежания этого при пользовании водами с большой временной жесткостью применяют известкование до поступления воды на глауконитовый фильтр. Освобожденная в большей или меньшей степени от солей временной жесткости и свободной углекислоты вода умягчается окончательно, проходя через глауконитовый фильтр. Мы провели такой опыт.

К воде из колодца с жесткостью 52° (временная жесткость 10°) добавлялось произвольное количество прозрачной известковой воды $Ca(OH)_2$ (насыщенный раствор). После отстаивания воды в бутылки в течение нескольких часов бралась проба для определения жесткости. Обычно жесткость воды после известкования понижалась до 30—40°. Фильтрование такой воды через глауконит давало хорошие результаты. При этом методе повышалась весовая емкость смягчения, т. е. количество воды, умягченной до нулевой жесткости. Особенно это сказывалось на тех пробах глауконитового песка, которые давали быстрый переход от 0° жесткости до остаточной жесткости 1—2°. В таких случаях удавалось значительно повысить емкость смягчения. Например, глауконитовый песок фракции 0.25—0.50 мм при жесткости воды 58° давал емкость поглощения 0.63%, а емкость смягчения до 0° только 0.28%. После добавления $Ca(OH)_2$ емкость смягчения до 0° неизменно получалась равной 0.50—0.53%.

Таким образом можно предполагать, что известково-глауконитовое умягчение воды окажется наиболее удобным и выгодным методом для умягчения вод с повышенной бикарбонатной жесткостью.

5. ВЛИЯНИЕ УМЯГЧЕНИЯ КЫЗЫЛ-САЙСКИМ ГЛАУКОНИТОМ НА СОДЕРЖАНИЕ В УМЯГЧЕННОЙ ВОДЕ ЖЕЛЕЗА И КРЕМНЕЗЕМА

Исследование умягченной кызыл-сайским глауконитом воды на содержание вредных примесей показало полную пригодность глауконита для целей водоумягчения.

Увеличения содержания полутвердых окислов в умягченной воде не было обнаружено, хотя вода в этом отношении проверялась постоянно.

Содержание растворенной кремневой кислоты в умягченной воде увеличивается против исходной только в том случае, если предварительная обработка воды неправильно проводится. При фильтровании воды, нагретой до 50°, или при избытке коагулянта содержание SiO_2 повышалось до 20 мг в 1 л воды против исходного количества 10 мг. Другие умягчители (по литературным данным) дают в таких случаях повышение содержания SiO_2 до 40 мг на 1 л воды.

Вода, фильтруемая при нормальной температуре и щелочности (без избыточных реактивов), не обогащается SiO_2 .

6. УСЛОВИЯ РЕГЕНЕРАЦИИ КЫЗЫЛ-САЙСКОГО ГЛАУКОНИТА

Для выяснения количества хлористого натрия, потребного для регенерации глауконита, готовился 10%-ный раствор поваренной соли. Определенное количество глауконита, переставшего умягчать воду, регенерировалось этим раствором в количестве, начиная с 0.5 л до 6 л с последующим анализом воды.

Выяснилось, что на 1 кг песка во всех случаях для регенерации достаточно 1 л 10%-ного раствора соли. В ряде опытов полная регенерация достигалась уже при употреблении 0.5 л раствора на 1 кг песка. Следовательно, на 1 кг песка требуется для регенерации от 50 до 100 г соли. Отмывка от NaCl проводилась нами дистиллированной и умягченной водой. Промывка требовала на 500 г песка от 1 до 1.5 л дистиллированной, или умягченной воды, т. е. на 1 кг песка 3 л воды. После такой промывки последние порции промывной воды не давали реакции на Cl^- , и мы приступали к новому циклу умягчения жесткой воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение глауконитовых песков Кызыл-сай, начатое с чисто прикладной целью, впоследствии, в связи с исключительным качеством обнаруженного сырья, сменилось более углубленным исследованием литологических особенностей и условий их образования. Оказалось, что пески этого пункта обладают рядом специфических черт, которые выделяют их среди других глауконитовых пород СССР, причем эти черты, определяющие качество песков как умягчительного сырья, закономерно объясняются условиями их генезиса.

Изучение литературы показало, что среди других залежей глауконитовых песков имеются аналоги кызыл-сайского. Их пески обладают теми же литологическими особенностями и образуют вместе с кызыл-сайскими единую группу глауконитовых пород, связанную общими условиями генезиса. Сравнение этой группы глауконитовых пород с другими позволило выяснить некоторые общие особенности генезиса глауконита и дать новое освещение противоречивым высказываниям по этому вопросу.

Приведенный в работе материал показывает, что основной геохимической особенностью глауконита является его образование на границе окислительной и восстановительной среды. Положением этой границы

по отношению к поверхности осадка определяются основные черты литологии различных типов глауконитовых пород.

Глауконит нижнего горизонта Кызыл-сая и его аналогов образовался при положении окислительно-восстановительной границы над поверхностью осадка. Это определило отсутствие в породе бентонной фауны, ее тонкую слоистость, отсутствие сингенетичных фосфоритов, чистоту глауконитовых зерен, резкое преобладание их величины над величиной зерен терригенных минералов и отсутствие явлений замещения последних глауконитом. Именно в таких условиях могли образоваться породы, богатые чистым крупным глауконитом, который простым отсеиванием легко отделяется от терригенных примесей.

Глауконитовые породы других типов нами непосредственно не изучались. Однако анализ литературных данных позволяет предполагать, что при совпадении окислительно-восстановительного раздела с поверхностью осадка создаются условия, при которых глауконит включает зерна терригенных минералов и облекает или замещает их значительно чаще, чем образует самостоятельные чистые зерна. В этих условиях глауконит уже может ассоциироваться с фосфоритами и бентонной фауной. Если окислительная среда проникает чуть ниже поверхности осадка, то на самой поверхности глауконит образуется лишь в раковинах фораминифер и других мелких организмов, где гниение органического вещества понижает окислительный потенциал. Наконец, при еще более глубоком положении окислительно-восстановительной границы может идти лишь образование цементного или пигментационного глауконита. Колебания положения окислительно-восстановительной границы нередко приводят к созданию пород, в которых смешивается глауконит различных типов.

Глубина, температура воды и наличие течений сами по себе, повидимому, не имеют значения для образования глауконита и влияют на него лишь косвенно, определяя положение границы между зоной, содержащей свободный кислород, и зоной, в которой он отсутствует.

Выделение генетических типов глауконитовых пород имеет существенное значение при оценке их как пермутитового и красочного сырья. Наиболее чистые и богатые глауконитом пески мы можем найти, очевидно, среди тех пород, которые подобно породам нижнего горизонта Кызыл-сая образовались при положении окислительно-восстановительной границы выше поверхности осадка. Установленные нами литологические особенности пород Кызыл-сая могут быть использованы как критерии при поисках таких песков.

В заключение мы считаем целесообразным привести некоторое сравнение глауконитовых песков Кызыл-сая с глауконитовыми песками других пунктов СССР для того, чтобы показать полную целесообразность их практического использования.

Урочище Кызыл-сай лежит у самой линии железной дороги, вблизи крупных промышленных центров, испытывающих большую потребность в умягчении воды. Глауконитовые пески могут добываться здесь открытым способом при весьма благоприятном соотношении вскрыши и полезного ископаемого.

Процент выхода рабочей фракции 0.25—0.70 мм от общего веса глауконитового песка и содержание в ней глауконита для различных пунктов СССР иллюстрируются данными, приведенными на стр. 79.

Из приведенных данных видно, что нижний глауконитовый горизонт Кызыл-сая и по проценту выхода рабочей фракции и по содержанию в ней глауконита является наилучшим из глауконитовых песков Советского Союза. По выходу рабочей фракции ему близок только надплитный горизонт Егорьевска, но в последнем содержание глауконита зна-

	Процент выхода	Содержание глауконита (%)
Кызыл-сай, нижний горизонт	34.90	87
Кызыл-сай, верхний горизонт	26.34	39
Егорьевск, надплитный рязанский горизонт	35.9	48—50
Егорьевск, подплитный рязанский горизонт	21.1	30
Егорьевск, аквилонский горизонт	6—15	86—88
Егорьевск, портландский горизонт	24.4	53—92
Саратов, маастрихт	—	35—40
Канев, сеноман	22.28	65
Браиловка (Украина)	23.45	82.3

чительно ниже. Почти такое же содержание глауконита обнаруживает аквилонский горизонт Егорьевска, но процент выхода рабочей фракции этого песка настолько низок (6—15%), что практическая ценность его ничтожна. Таким образом, по сумме указанных показателей нижний горизонт Кызыл-сай не имеет себе равных среди других глауконитовых песков СССР.

Верхний глауконитовый горизонт Кызыл-сай по качеству сырья занимает среднее положение между известными глауконитовыми песками СССР. По выходу рабочей фракции он уступает надплитному горизонту Егорьевска, а по содержанию глауконита сеноманскому песку Канева и портландскому песку Егорьевска, но по обоим показателям выше подплитного песка Егорьевска и близок маастрихтскому песку Саратова. Таким образом он если и не лучше, то во всяком случае не хуже других глауконитовых песков, которые считаются хорошим сырьем для водоумягчения.

В полном соответствии с приведенными выше качественными показателями находятся данные по сравнению умягчительной способности глауконитов Кызыл-сай и других пунктов СССР.

Цифры весовой емкости поглощения рабочих фракций различных глауконитовых песков СССР приведены ниже:

Кызыл-сай, нижний горизонт	0.95—1.25, среднее 1.10
Кызыл-сай, верхний горизонт	0.63—0.88, среднее 0.77
Егорьевск, надплитный рязанский горизонт	0.62—0.72
Егорьевск, подплитный рязанский горизонт	0.66—0.67
Егорьевск, аквилонский горизонт	0.43—0.69
Егорьевск, портландский горизонт	0.43—0.55
Саратов, маастрихт	0.60—0.70
Каневское месторождение, сеноман	0.57—0.65
Село Кочережки (Павлоградский район)	0.34—0.35
Верхне-Камский район	0.50—0.65
Село Браиловка (Украина)	0.50

Из приведенных цифр можно видеть, что глауконитовый песок нижнего горизонта Кызыл-сай представляет собой прекрасное умягчительное сырье, поглощательная способность которого в полтора раза выше, чем у лучших разрабатывающихся сейчас в СССР глауконитовых песков. Песок верхнего горизонта Кызыл-сай по своей умягчительной способности равен этим последним.

Отрицательной чертой кызыл-сайского глауконита является невозможность его применения без прокаливании при довольно высокой температуре, однако это искупается тем, что в силу своих высоких умягчительных свойств он может употребляться без магнитной сепарации, в которой нуждаются и егорьевские и саратовские пески.

Приведенные сравнительные данные делают совершенно очевидным, что для всего Казахстана и для промышленного Южного Урала Кызыл-сай является самым удобным и выгодным источником получения хорошего умягчительного сырья. Потребность в нем велика и покрывать ее завозом

худшего по качеству глауконита из северных районов страны явно нецелесообразно.

Мы надеемся, что в нашей работе геолог найдет достаточно подробные сведения об условиях формирования того типа глауконитовых пород, к которому принадлежат пески урочища Кызыл-сай, а заинтересованные организации получают все необходимые данные для расчета применения его глауконитовых песков.

ЛИТЕРАТУРА

К ЧАСТИ I

- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения на Южном Урале. Тр. Инст. геол. и мин., 1934, вып. 7.
Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения в Примугоджарских степях и в бассейне р. Ори. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1937, вып. 110.
Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Домбаровского района. Зап. Мин. общ., 1939, 2 сер., ч. 68, вып. 3.
Теодорович Г. И. Хоперские слои в Орско-Халиловском районе. Докл. Акад. Наук СССР, 1939, 25, № 4.

К ЧАСТИ II

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения юго-востока Европейской России. Мат. для геол. России, 1912, 25.
Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Сб. «Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности». Изд. Акад. Наук СССР, 1936, 2.
Архангельский Н. И. Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала. Тр. Уральск. горно-геол. упр., 1941.
Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, № 2, 159—189.
Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, 438—472.
Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, 4.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1-е изд. М.—Л., ГИЗ, 1927.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. 2-е изд. М.—Л., Горн.-геол.-нефт. изд., 1934.
Глинка К. Д. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. 1896.
Григорьев П. Новые залежи минеральных удобрений. Журн. Русск. физ.-хим. общ., 1882, 14.
Гуляева А. Л. Генезис глауконита. Реферат. Нефт. хоз., 1936, № 2.
Желонкин А. Д. Текстура глауконитов и их пептизируемость. Мат. ЦНИГРИ, 1938. Геохимия, сб. 4.
Земятченский П. А. Некоторые замечания о глауконите. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1895, 23, 40—56.
Казakov А. В. Термика и растворимость минералов фосфоритных фаций. Тр. 2 Совещ. по экспер. мин. и петр. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
Казakov А. В. и Исаков Е. И. Глауконит Егорьевского месторождения. Зап. Мин. общ., 1940, 2 сер. ч. 69, вып. 1, 28—40.
Казakov А. В. и Горбунова Л. И. Глауконит как индикатор фаций. Рефераты научно-исслед. работ за 1945 г. Отд. геол.-географ. наук. Изд. Акад. Наук СССР, 1947, 38.
Костылева Е. Е. Глауконит. Сб. «Нерудные ископаемые». Изд. Акад. Наук СССР, 1926, 1.
Малышева В. С. Глауконит и глауконитовые породы Европейской части СССР. Мат. Ком. по изуч. произв. сил Союза ССР. Изд. Акад. Наук СССР, 1930, № 81.
Мікей І. Я. Главконіт, його застосування і поширення. Науково-техн. Вісник, 1934, 1, 4—12.
Мікей І. Я. Про деякі хемічні і фізико-хемічні властивості главконіті в околиць Дніпропетровського. Укр. хем. журн., 1935, 10, кн. 2, 262—265.
Мікей А. Я. К вопросу о химической природе и строении глауконита. Сб. «Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности». М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1936, 2.

- П и л и п е н к о П. П. Глауконит с горы Лысой у Саратова. Учен. зап. Сарат. унив., 1926, 5, вып. 2.
- П и л и п е н к о П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, № 1.
- П и л и п е н к о П. П. и Л и з у н о в Н. В. Спектроскопическое изучение глауконита. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1945, 20.
- П о л ы н о в Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- П у с т о в а л о в Л. В. (1). Основные черты геохимических процессов при образовании осадочных горных пород. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 285.
- П у с т о в а л о в Л. В. (2). Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Пробл. сов. геол., 1933, № 1.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. 1940.
- П у с т о в а л о в Л. В. О терригенно-минералогических фациях. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, № 5.
- Р а б и н о в и ч С. Д. и Р е н г а р т е н Н. В. Материалы по геологии и минералогии глауконитовых месторождений Ново-Лялинского района. Зап. Мин. общ., 1944, № 1.
- С а в и ч - З а б л о ц к и й К. Н. Петрографическое исследование фосфоритов горы Кременец. Зап. Мин. общ., 1927, ч. 6, вып. 1.
- С а м о й л о в Я. В. Об источниках калиевых солей в России. Изв. Моск. отд. геол. ком., 1919, 1.
- С т р а х о в Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 73, Геол. сер. (№ 22).
- Т в е н х о ф ф е л л У. Х. Учение об образовании осадков. Л.—М., ОНТИ, 1936.
- Ф е р с м а н А. Е. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов. Тр. Геол. музея Акад. Наук, 1913, 7, вып. 6.
- Ф е р с м а н А. Е. Отчет о поездке на месторождение зеленой краски в Петергофском уезде. Тр. Комиссии сырья, 1916. Изд. комиссии военно-технической помощи.
- Х и т а р о в Н. И. Глауконит и связанные с ним задачи. М., Гос. научно-техн. изд., 1932.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. Л.—М., Гос. научно-горно-геол.-нефт. изд., 1934.
- Ю с у п о в а С. М. К характеристике глауконита. Почвоведение, 1946, № 3, 165—168.
- A l e x a n d e r A. E. A Petrographic and Petrologic Study of some Continental Shelf Sediments. Journ. Sedim. Petr., 1934, 4, No 1.
- A n d r é e K. Moderne Sedimentpetrographie, ihre Stellung innerhalb der Geologie, sowie ihre Methoden und Ziele. Geol. Rdsch., 1915, No 5, 463.
- A n d r é e K. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rdsch., 1916, 1 Forts., 301.
- A n d r é e K. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rdsch., 1917, 2 Forts., No 8, 45—79.
- A n d r é e K. Geologie des Meeresbodens. Geol. Rdsch., 1920.
- A n d r é e K. Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst. Geol. Archiv, 1923, 2, 255—297.
- A s h l e y G. H. Notes on the greensand deposits of the Eastern United States. Bull. U. S. Geol. Surv., 1918, 36, 660.
- B a i l e y J. W. On the origin of greensand and its formation in the oceans of the present epoch. Amer. Journ. Sci., 1856, 2 ser., 22, 280—284.
- B e r z C. G. Untersuchungen über Glauconit. Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Vereins. N. F., 1921, 10, 74—98.
- B e r z C. G. Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilicate insbesondere der chamositischen Substanzen. Fortschr. Geol. u. Paläont., 1926, 2, H. 11.
- B i s c h o e f G. Lehrbuch der chemischen u. physikalischen Geologie. 186, 4 2, 476.
- C a s p a r i W. A. Contributions to the chemistry of submarine glauconite. Proc. Royal Soc. Edinburgh, 1910, 30, 364—373.
- C a y e u x L. Note sur la glauconite. Ann. Soc. géol. Nord, 1892, 22, 380.
- C a y e u x L. Contributions à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Ann. Soc. Géol. Nord, 1897, 4, 2, 26, 170.
- C a y e u x L. Introduction à l'étude petrographique des roches sédimentaires. Paris, Mém. carte géol. détaillée de France, 1916.
- C a y e u x L. Nouvelles données sur la glauconite triées de l'étude des formations crétacées traversées par la Puits d'Harchies (Belgique). Soc. Géol. Belge, Livre jubilaire, 1874—1924. Liège, 1924, 63—82.
- C a y e u x L. Les manières d'être de la glauconite en milieu calcaire. C. R. Acad. Sci. Paris, 1932, 195, No 23, 1061—1062.
- C a r r o l D. Heavy residues from some upper cretaceous sediments at Gingin, Western Australia. Journ. sedim. Petr., 1941, 11, No 2, 85—91.
- C l a r k W. B. A preliminary report on the Cretaceous and Tertiary formations of New Jersey. New Jersey Geol. Survey, Ann. Rept., 1892. 1893, 167—275.
- C l a r k W. B. Origin and classification of the greensands of New Jersey. Journ. Geol., 1894, No 2, 111—177.

- Clark W. B. Upper cretaceous formations of New Jersey, Delaware and Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., 1897, 8, 336.
- Clarke F. W. The composition of glauconite and greenalite. Monogr. U. S. Geol. Survey, 1903, 43, 243.
- Clarke F. W. The data of geochemistry. Bull. U. S. Geol. Surv., 1908, No 330, 439.
- Clarke F. W. The data of geochemistry. Fifth edition. Bull. U. S. Geol. Surv., 1924, No 770, 841.
- Collet L. W. et Lee G. W. (1) Recherches sur la glauconie. Proc. Royal Soc. Edinburgh, 1906, 26, 238—278.
- Collet L. W. et Lee G. W. (2) Sur la composition chimique de la glauconie. Proc. Royal Soc. Edinburgh, 1906, 142, 999.
- Collet L. W. Les dépôts Marins. 1908.
- Cook G. H. Geology of New Jersey. 1868, 461.
- Cook G. W. a. Stephenson L. W. The eocele age of the supposed late upper cretaceous greensand marls of New Jersey. Journ. Geol., 1928, 36, 130—148.
- Correns C. W. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff «Meteor», 1925—1927. 1937, 31, 1—298.
- Dryden A. L. Glauconite in fossil foraminiferal Schell. Science, 1931, 74, 17.
- Ehrenberg C. G. Beitrag zur Kenntniss der Natur und Entstehung des Grünsandes. Monatsber. Berlin Akad., 1854, 374—377, 384—410.
- Ehrenberg C. G. Über den Grünsand und seine Erläuterung des organischen Lebens. Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1855, 85—176.
- Fischer P. Sedimentbildung am heutigen Meeresboden. Jahr. d. Städt. Realgymnasiums Leipzig, Ostern, 1901.
- Gallagher E. W. (1) Glauconite genesis. Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, 46, № 9, 1351—1365.
- Gallagher E. W. (2) Geology of glauconite. Bull. Amer. Ass. Petr. geol., 1935, 19, No 1, 1569—1600.
- Gallagher E. W. Biotit-glauconite transformation and associated mineral. A symposium by P. D. Trask-Recent Marine Sediments. London, 1939.
- Goldman M. J. The petrography and genesis of the Upper Cretaceous of Maryland. Maryland Geol. Survey, 1916. Upper Cretaceous.
- Goldman M. J. General character, mode of occurrence and origin of glauconite. Journ. Washington Acad. Sci., 1919, 9, 501—502.
- Goldman M. J. Basal glauconite and phosphate beds. Science, 1922, 56, 171—173.
- Gooch Fr. A. Über vulkanische Gesteine der Galapagos-Inseln. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1876, No 2, 133—140.
- Grüner J. W. The structural relations of glauconite and mica. Amer. Min., 1935, 10, No 10, 699—714.
- Gumbel C. W. Über die Natur und Bildungsweise des Glauconites. Sitz. Akad. Wiss. München, 1886, 16, 417—448.
- Gumbel C. W. Über die Grünerde v. Monde Baldo. Sitz. Akad. Wiss. München, 1896, 26, 545.
- Hadding Assar. The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. 4. Glauconite and glauconitic Rocks. Lunds Univer. Arsskrift, 1932, 28, No 2, 175.
- Hallmond A. F. The formula of glauconite. Amer. Min., 1928, 13, No 12, 589—590.
- Hart E. Glauconite or greensand. Ann. Chem. Soc. Journ., 1919, 39.
- Hausnöfer K. Über die Zusammensetzung des Glauconits. Zs. prakt. Chem., 1866, 97, 363, Ref.: N. Jb. Min., 1866, 600—602.
- Haushöfer K. Analyse des Glauconite von Havre. Ref.: N. Jb. Min., 1868, 360.
- Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (Submarine Gesteinszerzetzung). Geol. Rdsch., 1923, 13, No 1, 40—81, 97—136.
- Kieferstein Ch. Deutschland. Geognost.-geolog. dargestellt, 1828, 5, H. 3, 510.
- Knapp G. N. The Cretaceous formation of New Jersey. New Jersey Geol. Sourv., 1907, 4, 15—20.
- Knapp G. N. a. Kummel H. B. The stratigraphy of the New Jersey clays. New Jersey Geol. Surv., 1904, Final Rep., 6, 117—209.
- Lacroix A. Minéralogie de la France et des colonies. T. 1, 1893.
- Mansfield G. R. Physical and chemical character of New Jersey greensand. Econ. Geol., 1920, 15, 566—647.
- Mansfield G. R. Potash in the greensand of New Jersey. U. S. Geol. Surv., 2291, 727.
- Murray J. a. Renard A. F. Reports on the deep-sea deposits. Scient. results of the voyage of Challenger, 1873—76. 1891.
- Myrrau J. u. Philipp E. Die Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition. Wiss. Ergebn. d. deutschen Tiefsee-Esped. auf dem Dampfer «Valdivia», 1898—1899, 1908, 10, 77—206.
- Philipp E. Die Grundproben der deutschen Südpolar-Expedition 1901—1903. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, 1910, 21, 411—516.
- Prather J. K. (1). Glauconite. Journ. Geol., 1905, 13, 509—510.
- Prather J. K. (2). The Atlantic Highland section of the New Jersey Cretacic. Amer. Geol., 1905, 36, 167.

- Pourtalés L. Petermann's geogr. Mitt., 1870, 290.
 Reuss A. E. Die Foraminiferen der Westphälischen Kreide-Formation. Sitz. Akad. Wiss. Wien, 1860, 60, Ref.: N. Jb. Min., 1860, 630—635.
 Ross Cl. S. The optical properties and chemical composition of glauconite. Proc. U. S. Nat. Museum, 1927, 69, No. 2.
 Schneider H. A study of glauconite. Journ. Geol., 1927, 35, 289—310.
 Schuchert Ch. Stratigraphy of the eastern and central United States. N. Y., 1943.
 Sverdrup H. U., Jahnson M. W. a Fleming R. H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. N. Y., 1942, 946—1049.
 Takahashi JUN-ICHI. Synopsis of glauconitization. A symposium by P. D. Trask. Recent marine sediments. London, 1939.
 Thoulet J. L'océan, ses lois et ses problèmes. Paris, 1904.
 Tylor P. Grennsand. U. S. Bureau Mines. Inform. Circ., 1934, Mai, 6782.
 Twenhofel W. H. Treatise on sedimentation. London, 1926.
 Weller S. The classification of the Upper Cretaceous formations and faunas of New Jersey. U. S. Geol. Surv., Ann. Rept., 1904. 1905, 145—160.
 Weller S. A report on the Cretaceous paleontology of New Jersey based upon the stratigraphic studies of George N. Knapp. New Jersey Geol. Surv., 1907, Pal. ser. 4, 1—1106.

К ЧАСТИ III

- Андреев Н. П. Цеолитовый метод обработки воды. Изв. Теплотехн. инст., 1931, вып. 11—12.
 Антипов-Каратаев Н. И. и Седлецкий И. Д. О составе коллоидно-дисперсных минералов и обменной способности глауконитов Саратова. Докл. Акад. Наук СССР, 1943, 39, № 3.
 Астафьев В. П. Технология пермутитового водоумягчения. Тр. Инст. прикл. мин., 1933.
 Берг Л. Г. Пермутит, его свойства и применение. Природа, 1933, № 11.
 Гордон И. Л. Вода в теплосиловом хозяйстве и промышленности. Энергоиздат, 1932.
 Гельд Н. А. и Григорьева О. Н. Пермутитные свойства силикагеля. Сб. «Хибинские апатиты и нефелины», т. 4. Л., 1932, 238.
 Дегтярев А. Н. Егорьевское фосфоритно-глауконитовое месторождение и перспективы его использования. Журн. хим. пром., 1940, 17, № 10.
 Дуров С. А. Умягчение воды глауконитом. Изд. Северо-Кавказского союзгосстроя, 1932.
 Желонкин А. Д. Текстура глауконитов и их пептизируемость. Мат. ЦНИГРИ, 1938, Геохимия, сб. 4.
 Казаков А. В. К вопросу о термохимической обработке глауконитовых песков в целях повышения их умягчительных свойств. Санит. техн., 1934, № 8.
 Казаков А. В. и Исаков Е. И. Хлорирующий обжиг глауконита. Журн. хим. пром., 1936, № 13.
 Кострикин Ю. М. О подготовке воды перед пермутитами. Изв. Теплотехн. инст., 1932, № 5—6.
 Радимов Н. Л. К теории катионного обмена пермутитов. Журн. общ. хим., 1939, 9, вып. 1.
 Рыковсков А. Е. и Населенко Н. П. Глауконит как смягчитель жестких вод. М., Гос. научно-техн. геол. изд., 1932.
 Рыковсков А. Е. и Населенко Н. П. Влияние солей натрия на смягчение жестких вод глауконитом. Мат. ЦНИГРИ, 1937. Геохимия, сб. 1.
 Рыковсков А. Е., Населенко Н. П. и Морозов А. Н. Исследование процесса смягчения жестких вод по принципу катионного обмена. Мат. ЦНИГРИ, 1937. Геохимия, сб. 1.
 Рыковсков А. Е. и Населенко Н. П. (1). Особенности Н-пермутитового способа смягчения. Мат. ЦНИГРИ, 1938. Геохимия, сб. 4.
 Рыковсков А. Е. и Населенко Н. П. (2). Исследование процесса регенерации глауконита. Мат. ЦНИГРИ, 1938. Геохимия, сб. 4.
 Хитаров Н. И. Глауконит и связанные с ним задачи. М., Гос. научно-техн. изд., 1932.
 Хитаров Н. И. О природе неопермутита. Тепло и сила, 1933, № 10.
 Хитаров Н. И. О природе неопермутита. Мат. ЦНИГРИ, 1936, общ. сер., сб. 1.
 Шкроб М. С. Пермутитовые фильтры и перспективы их применения в СССР. Тепло и сила, 1932, № 6.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	1
Часть I. Геологическое строение урочища Кызыл-сай	2
1. Географическое положение	2
2. История геологического изучения глауконитовых песков урочища Кызыл-сай	3
3. Краткий очерк стратиграфии района	3
Палеозой	4
Континентальный мезозой	4
Туронский ярус	7
Датский ярус (?)	8
Палеоген	10
Мiocен (?)	12
Плиоцен (?)	13
Четвертичные отложения	14
4. Тектоническое положение урочища Кызыл-сай и условия залегания его пород	15
5. Строение фосфатно-глауконитовой серии и распространение ее глауконитовых горизонтов	17
6. Некоторые данные об изменении качества и продуктивности глауконитовых слоев урочища Кызыл-сай	
Часть II. Литология и условия образования глауконитовых песков урочища Кызыл-сай	2
1. Развитие взглядов на условия образования глауконита	2
2. Изучение глауконитовых песков СССР	
3. Механический состав песков урочища Кызыл-сай и содержание в них глауконита	
4. Минералогическая характеристика и химический состав кызыл-сайского глауконита	
5. Минералогический состав примесей и цемента	
6. Некоторые соображения об условиях образования кызыл-сайских глауконитов и глауконитовых песков вообще	
Часть III. Водоумягчительные свойства глауконитовых песков урочища Кызыл-сай	66
1. Некоторые вводные замечания	66
2. Подготовка кызыл-сайского глауконита для водоумягчения	67
3. Приборы и методика исследования	68
4. Результаты опытов по умягчению воды кызыл-сайским глауконитом	70
а) Сравнение умягчительной способности различных фракций и определение основных качественных показателей рабочей фракции кызыл-сайского глауконита	70
б) Умягчение нагретой воды	75
в) Умягчение предварительно коагулированной воды	75
г) Умягчение комбинированным известково-глауконитовым способом	76
5. Влияние умягчения кызыл-сайским глауконитом на содержание в умягченной воде железа и кремнезема	77
6. Условия регенерации кызыл-сайского глауконита	77
Заключение	77
Литература	80

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства С. Т. Попова. Технический редактор Н. А. Колгурина.
Корректор В. Т. Макаров

РИСО АН СССР № 3301. А-13304. Издат. № 1886. Тип. заказ № 2474. Подп. и печ. 27/X 1949 г.
Формат. бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 5¹/₁₆+2 вклейки. Уч.-издат. 7,75. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

О П Е Ч А Т К И

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
20	27—28 св.	сдавливанию	сдваиванию
21	17—18 св.	мощностей, что указывает на его выклинивание	мощностей, указывающее на выклинивание
33	7 св.	о генезисе и	о генезисе глауконита и
33	23—24 св.	зерен глауконита средней величины	средней величины зерен глауконита
36	7 св.	калий и кальций	калий на кальций
49	Табл. 4, 6-я гр., 3 св.	4.50	5.95
Д 71	Табл. 5, 6-я гр., 3—4 св.	поглощения	смягчения
Д 71	Табл. 5., 7-я гр., 3 св.	смягчения	поглощения
72	19 св. }	табл. 10	табл. 7
74	3 св. }		

Цена 6 руб.

кк 15/3

11 ч