

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 153

А. Г. КОССОВСКАЯ

**ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИН
ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ
АЗЕРБАЙДЖАНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1954

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 153
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 64). 1954

А. Г. КОССОВСКАЯ

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИН
ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ
АЗЕРБАЙДЖАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА · 1954

Главный редактор
академик Д. С. Белякин

Ответственный редактор
Д. П. Сердюченко

ВВЕДЕНИЕ

Работа по изучению глин продуктивной толщи Азербайджана представляет один из разделов литологических исследований этих отложений, которые проводились под общим руководством Л. В. Пустовалова группой сотрудников отдела петрографии осадочных пород ИГН АН СССР и Азербайджанской нефтяной экспедиции АН СССР.

Как известно, продуктивная толща являлась объектом многочисленных петрографических исследований. Однако изучению в основном подвергались песчано-алевролитовые разности пород, причем главное внимание было сосредоточено на характеристике минералов тяжелой фракции, которые составляют, как правило, ничтожную часть общего состава породы. Сам по себе метод изучения тяжелых минералов, несомненно, нужный и важный для целей микропетрографической корреляции, помогающий иногда выяснять источники сноса обломочного материала, является в то же время слишком узким и недостаточным для общей минералого-петрографической характеристики пород, не говоря уже о выявлении их фациальных особенностей и условий образования.

Такой сложный геологический объект, как продуктивная толща Азербайджана, требовал для своей подробной характеристики и для выяснения условий образования применения более разносторонних приемов исследования. Этот широкий подход к изучению осадков продуктивной толщи, связанный в ряде случаев с разработкой и применением новых методов исследования, был осуществлен Л. В. Пустоваловым с коллективом сотрудников, работавших под его руководством. При этом были проведены работы по изучению текстурных особенностей отложений продуктивной толщи (И. А. Конюхов), по изучению характера битумов (М. Е. Бердичевская); большое внимание было уделено постановке детальных исследований вещественного состава главных типов пород, слагающих терригенные свиты. В связи с этим были выполнены специальные работы по изучению минералов легкой фракции, играющих основную роль в составе песчано-алевролитовых пород. Этим «легким» минералам прежде уделялось обычно мало внимания, но они оказались чрезвычайно важными для генетической характеристики отложений продуктивной толщи. Такие работы потребовали разработки специальной методики и были проведены В. С. Князевым (по кварцу) и В. Д. Шутовым (по полевым шпатам).

Выполненная нами работа по изучению глин относится к этому же разделу. Глины играют весьма существенную роль в разрезе продуктивной толщи и составляют около 40% от общей мощности пород. Состав глин был совершенно не изучен, так как до последнего времени петрографические исследования терригенных свит ограничивались обычно изучением их песчано-алевролитовой части. Тонкозернистые глинистые

разности осадочных пород, сложенные преимущественно частицами меньше 0,01 мм, оставались практически вне сферы изучения.

В то же время изучение глин является неотъемлемой и весьма важной частью исследования осадочных образований. Глинистое вещество в силу высокой дисперсности слагающих его частиц обладает способностью наиболее быстро реагировать и приходить в равновесие с окружающей средой, фиксируя тем самым ее физико-химические особенности. Состав глинистых минералов в определенной степени отражает условия их формирования. Совокупность данных, полученных при изучении состава глинистых пород, а также характера сингенетических и диагенетических минералов, типа цемента, может дать ценные сведения для понимания фацциальной обстановки накопления тех или иных терригенных отложений.

I. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Были изучены глины нижнего и верхнего отделов продуктивной толщи различных районов Азербайджана: Апшеронского п-ова, Кабристана, Прикуриной области и западных районов (междуречье рек Ах-Су, Гердыман-Чай).

Следует отметить, что многие из изученных нами разрезов продуктивной толщи изучались и раньше многими литологами (В. П. Батуриным, П. П. Авдусиным, Г. Ю. Фукс-Романовой, А. Д. Султановым и А. Г. Алиевым). Однако, как указывалось выше, исследования их касались почти исключительно минералов тяжелой фракции и в значительно меньшей степени — легкой.

Для изучения нами были выбраны наиболее характерные разрезы, которые давали возможность с максимальной полнотой охарактеризовать фацциально-минералогический характер пород продуктивной толщи того или иного района.

Изучение глин проводилось в тесном сочетании и как бы на фоне общего петрографического изучения всех других пород, слагающих продуктивную толщу.

Различные типы пород, детально отобранные по разрезу, были изучены в плоских шлифах, что позволило составить представление об их минеральном составе, структурах и текстурах, характере цемента и прочих особенностях. Особое внимание было обращено на сингенетические образования, а также минералы, возникшие в результате диагенетических преобразований обломочных компонентов. Для уточнения общей петрографической характеристики было проведено в иммерсионных препаратах изучение тяжелых и легких фракций для ряда образцов из каждого разреза.

Наиболее детальному исследованию с применением различных методов анализа подвергались глинистые породы.

В ходе микроскопического исследования, помимо плоских шлифов и порошковых препаратов породы, изучался также тонкодисперсный карбонат, повсеместно присутствующий в глинах продуктивной толщи.

Порошковые препараты изготавливались после предварительного удаления из породы слабой 2%-ной соляной кислотой карбонатов, цементирующих глинистые частицы и затрудняющих определение глинистых минералов. После солянокислой обработки порода несколько раз промывалась дистиллированной водой и высушивалась при температуре 35—40°. В полученных препаратах у глинистых минералов удавалось определять показатели преломления и двупреломления, что сильно облегчалось в случае хорошей одинаковой ориентированности их чешуек.

Характер карбонатов в породе изучался в препаратах, изготовленных из суспензии глин, не подвергавшихся предварительной солянокислой обработке.

Из каждого разреза несколько образцов глин (от 10 до 3, в зависимости от мощности разреза и изменчивости характера пород) было подвергнуто отмучиванию с выделением предколлоидных и коллоидных фракций и детальному исследованию последних с применением при этом рентгеновского, химического, электронно-микроскопического и термического анализов.

При подготовке глин к отмучиванию применялась следующая методика.

Навеска в 50 г, взятая из средней пробы породы, последовательно обрабатывалась отдельными порциями 2%-ной соляной кислоты до полного прекращения выделения пузырьков CO_2 , после чего порода переносилась на воронки с плотным фильтром и несколько раз промывалась дистиллированной водой. Для полного удаления растворимых солей и поглощенных оснований порода подвергалась электродиализу. Электродиализ продолжался до окончательного удаления хлора в анионной жидкости (проба с AgNO_3) и кальция — в катионной (проба с $\text{NH}_4\text{C}_2\text{O}_4$). Удаление хлора происходило довольно быстро, обычно через несколько часов; отмывка же от кальция продолжалась значительно дольше. Весь процесс электродиализа происходил в течение 20—60 часов при напряжении около 250 V.

По окончании электродиализа рН суспензии колебался от 3,98 до 4,62. Несмотря на кислую реакцию, суспензии были прекрасно стабилизированы.

По окончании электродиализа суспензия пропусклась через сита с отверстиями размером 0,1 и 0,043 мм, переносилась в батарейные стаканы и подвергалась отмучиванию. В первую очередь отмучивалась фракция меньше 0,001 мм путем сливания 10-сантиметрового слоя суспензии через каждые 27—30 часов. Процесс выделения фракции меньше 0,001 мм является очень длительным и продолжается от одного до полутора месяцев. Полученная суспензия коагулировалась прибавлением 10—15 см³ 2%-ной соляной кислоты на 10—15 л суспензии, отмывалась от хлора на воронках и высушивалась в термостате при температуре 35—40°.

После отмучивания фракции меньше 0,001 мм выделялись фракции 0,01—0,001 мм и 0,01—0,043 мм. Таким образом, мы получали пять фракций: больше 0,1 мм, 0,1—0,043 мм, 0,043—0,01 мм, 0,01—0,001 мм и меньше 0,001 мм.

Все полученные фракции изучались под микроскопом. Из фракции меньше 0,001 мм готовились ориентированные препараты по методу, описанному М. Ф. Викуловой (1952). Фракция меньше 0,001 мм подвергалась рентгенокопическому, химическому, термическому¹ и электронно-микроскопическому анализам.

В некоторых случаях мы прибегали к дополнительному выделению фракции меньше 0,0002 мм. Причиной для этого служил сложный полиминеральный состав фракции меньше 0,001 мм некоторых глин или наблюдающаяся иногда в них примесь тонкодисперсного кварца. В таких образцах получались трудно расшифровываемые порошковые рентнограммы с большим количеством перекрывающихся друг друга интерференционных линий. Выделение фракции меньше 0,0002 мм производилось

¹ Следует отметить, что для термического анализа нет необходимости прибегать к длительному и трудоемкому процессу выделения фракции меньше 0,001 мм. Кривые нагревания, полученные нами для всей породы в целом, из которой предварительно были удалены карбонаты, были совершенно аналогичны термограммам, полученным для фракции меньше 0,001 мм.

в небольшом количестве, достаточном только для рентгеновского анализа, путем сливания через 17 суток верхних 7 см суспензии фракции меньше 0,001 мм. В эту фракцию (менее 0,0002 мм) попадали только наиболее тонкодисперсные минералы (группы монтмориллонита). Сравнение рентгенограмм обеих фракций позволяло более точно расшифровать состав глинистых минералов.

Рентгеновское исследование выполняла в рентгеновской лаборатории ИГН АН СССР С. И. Берхин. Съемка образцов проводилась на железном не фильтрованном излучении, которое получалось от электронной трубки типа БСВ завода «Светлана» при напряжении в 35 kV и силе тока 10 mA. С целью получения малых углов отражения, необходимых для идентификации минералов монтмориллонитовой группы, применялись камеры РКУ с диаметром 114 мм. Толщина столбика исследуемого образца 0,5 мм, экспозиция съемки 30 часов.

Для расшифровки рентгенограмм использовались рентгенограммы эталонных минералов, снятые в тех же условиях.

Электронномикроскопический анализ и расшифровка первых снимков были произведены в литологической лаборатории ВСЕГЕИ М. Ф. Викуловой. Препараты готовились из водных суспензий частиц размером меньше 0,001 мм. Первичное увеличение на негативе составляло 4200 и 6500, последующим фотографированием было получено увеличение в 9000 раз. В дальнейшем электронномикроскопическое изучение проводилось в лаборатории электронномикроскопии Института геологических наук. Подготовка препаратов, установка и фотографирование производилось лаборантом В. Замахцевым; просмотр образцов и выбор полей зрения для съемки производила автор.

Кривые нагревания были сняты в лаборатории термического анализа ИГН АН СССР.

Химические анализы выполнены в лаборатории механического и минералогического анализа отдела петрографии осадочных пород А. И. Володченковой, Т. А. Маломаховой и О. В. Урановой. В этой же лаборатории ст. лаборантом А. Т. Аниаровой проводилось разделение глин на фракции.

Расшифровка минерального состава глин осуществлялась на основе использования всего комплекса примененных методов. Однако степень использования данных различных методов не одинакова и зависит от состава глинистых минералов, входящих в состав породы. Так, термический анализ, дающий очень хорошие результаты при работе с глинами гидрослюдисто-каолинитового состава (Коссовская, 1949; Петров, 1948), при исследовании глин продуктивной толщи оказался мало эффективным. Переходы минералов группы гидрослюд и ферримонтмориллонитов, с которыми мы встречались в исследуемых глинах, слабо фиксируются на кривых нагревания. То же можно сказать и о методе окрашивания. Уловить переходы от гидрослюдистых глин к ферримонтмориллонитам методом окрашивания, предложенным Н. Е. Веденеевой и М. Ф. Викуловой (1952), нам не удалось. Работа с красителями применялась лишь в отдельных случаях, главным образом в совокупности с иммерсионным изучением по методике, предложенной В. И. Разумовой (1939) и В. Т. Белоусовой (1948). Электронномикроскопический метод дал прекрасные результаты при наличии магnezиальных минералов в глинах. Присутствие и специфику последних в глинах продуктивной толщи удалось установить именно при электронномикроскопическом исследовании. Гидрослюдистые, ферримонтмориллонитовые и монтмориллонитовые глины давали под электронным микроскопом очень сходные изображения. Наибольшее значение для расшифровки минерального состава изучаемых глин имели комплексные данные рентгеноструктурного, оптического и химического исследований.

II. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Продуктивная толща Азербайджана представляет мощную серию чередующихся песчано-алевролитовых и глинистых пород, залегающую между фаунистически охарактеризованными отложениями понта и акчагыла. По литологическим признакам продуктивная толща разделяется на три отдела: нижний, средний и верхний (фиг. 1).

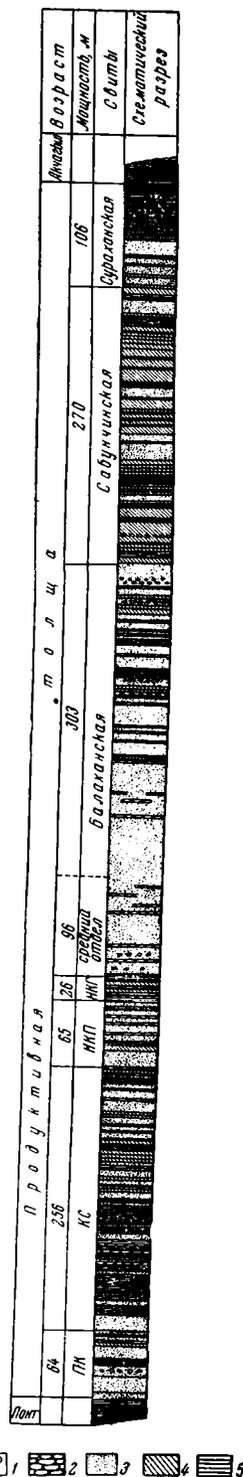
Отложения продуктивной толщи распространены на территории Апшеронского п-ова и уходят далее на восток под уровень Каспийского моря, обнажаясь лишь на отдельных антиклинальных поднятиях, воздымающихся над уровнем воды (о-в Жилой, Нефтяные Камни). В направлении на запад и юго-запад продуктивная толща развита в районах Кабристана и Прикуринской низменности.

Нижний отдел продуктивной толщи имеется только в пределах Апшеронского п-ова и прилегающей к нему с востока области. Он разделяется на ряд четко выраженных литолого-стратиграфических комплексов, которые хорошо прослеживаются в разных районах.

Самым нижним горизонтом является калинская свита, сложенная чередующимися между собой песчано-алевролитовыми и глинистыми породами. Калинская свита нигде не выходит на дневную поверхность; она обнаружена в скважинах восточной части Апшеронского п-ова и прослеживается далее на восток, где мощность ее постепенно увеличивается.

Выше залегает песчаный комплекс пород подкирмакинской свиты (ПК), который в центральной части Апшеронского п-ова, где калинская свита отсутствует, лежит непосредственно на глинах понтического возраста. ПК перекрывается глинисто-алевролитовыми породами кирмакинской свиты (КС), которая в свою очередь в северо-западной части Апшеронского п-ова, где отсутствуют уже и песчаные породы ПК, ложится на глины понта. Иногда контакт понта и продуктивной толщи выражен неясно (Джорат), но чаще глины кирмакинской свиты ложатся на отчетливо выраженную поверхность размыва понтических отложений (Сумгаит, Масазыр).

Самыми верхними горизонтами нижнего отдела являются песчано-алевролитовая свита НКП (надкирмакинская песчаная свита) и перекрывающая ее надкирмакинская глинистая свита

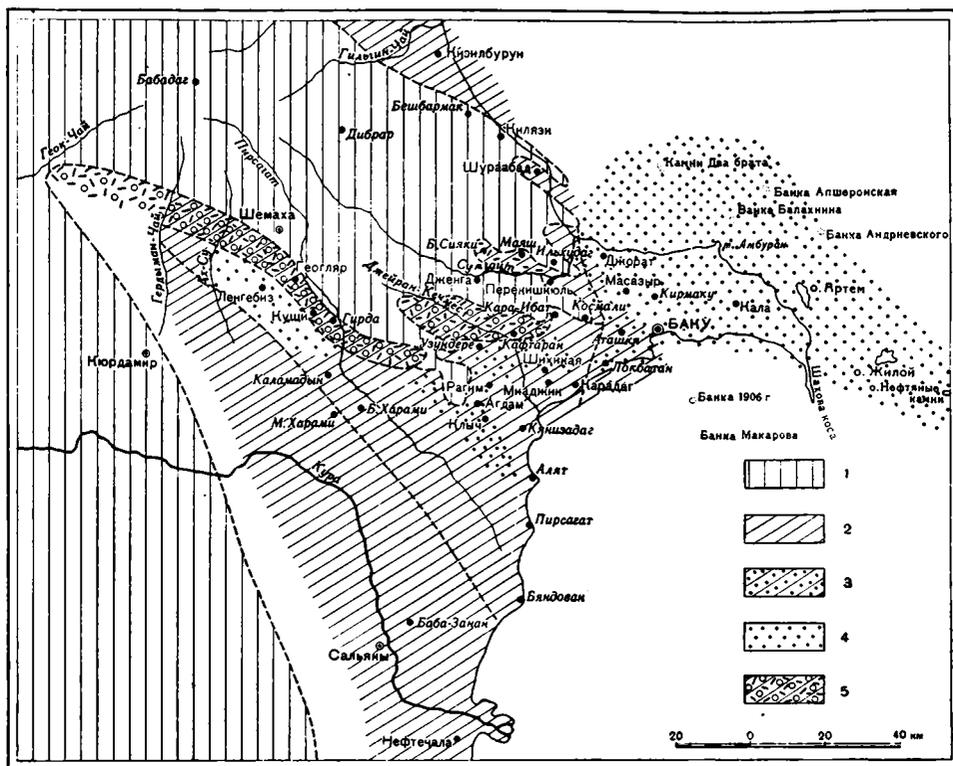


Фиг. 1. Схематический разрез отложений продуктивной толщи Апшерона.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — глины.

(НКГ). Мощность НКГ очень непостоянна и сильно варьирует (от 30—35 м в центральной части п-ова до 100—110 м), что объясняется ее глубоким размывом перед отложением мощной пачки песчаных пород среднего отдела.

В направлении с запада на восток наблюдается увеличение общей мощности продуктивной толщи за счет наращивания нижних горизонтов разреза и увеличения их мощности.



Фиг. 2. Фации продуктивной толщи Азербайджана (по В. Е. Хайну и И. И. Потапову).

1 — области размыва; 2 — 50—80% глин, остальное — пески; фации восточно-набристанская, прикурильская; 3 — 40—50% глин, остальное — пески; западная часть апшеронской фации, северо-западная часть восточно-набристанской фации; 4 — 50—70% песков, остальное — глины; апшеронская фация (кроме западной части); 5 — суглинки с прослоями конгломератов, микроконгломератов и песков; догуздынская, ленгебизская фации.

Средний отдел, представленный исключительно песчаными породами, распространен также в пределах Апшерона и прилегающих восточных областей. В направлении на запад и юго-запад наблюдается сильное увеличение глинистости пород среднего отдела (Сумгаит, Лок-Батан, Кергез), а в более западных и юго-западных районах породы среднего отдела вообще отсутствуют.

Верхний отдел продуктивной толщи представляет комплекс песчано-алевролитово-глинистых пород, делящийся в пределах Апшеронского п-ова на три свиты: балаханскую, сабунчинскую и сураханскую, которые, однако, недостаточно четко коррелируются в различных разрезах.

В некоторых разрезах можно наблюдать контакт продуктивной толщи с акчагылом. Глины продуктивной толщи красновато-бурых и серых тонов обычно переходят в серые тонкослоистые глины акчагыла постепенно, так что границу между ними можно провести, лишь учитывая

изменение окраски пород и появление в акчагыле прослоев вулканического пепла.

В районах Кабристана и Прикуринской низменности распространены отложения только верхнего отдела продуктивной толщи, имеющие там уже иной минералогический состав и фациальный облик, чем отложения продуктивной толщи Апшерона (фиг. 2). Представлены они однообразным чередованием песчано-алевролитовых и глинистых пород, обычно с преобладанием последних; мощность этих отложений достигает 1000—1600 м и выше. Расчленение и сопоставление отдельных разрезов затруднены однообразным характером слагающих их пород и осуществляются на основании данных микропетрографического анализа, причем корреляцию разрезов между собой в ряде случаев нельзя признать достаточно четкой.

Специфический характер носят отложения продуктивной толщи так называемой донгуздыкской фации. Они обнажаются в северо-западном Кабристане в районе Дженги и представлены чередованием мелкоконгломератовых пород с песчанистыми глинами и плохо отсортированными глинистыми песчаниками. Несколько напоминают донгуздыкскую фацию по своему внешнему виду отложения продуктивной толщи наиболее западных районов, обнажающиеся на рр. Ах-Су и Гердыман-Чай. Продуктивная толща этих районов представлена также чередованием алевролитовых и глинистых пород с прослоями глинистых, плохо отсортированных песчаников и гравийных и мелкогалечниковых конгломератов. Описываемый тип отложений характерен для береговой фации продуктивной толщи в районах, наиболее приподнятых и близко прилегающих к интенсивно размываемым участкам древней суши.

В большинстве разрезов Кабристана и Прикуринской низменности удается наблюдать контакт продуктивной толщи с акчагылом. Так же, как на Апшеронском п-ове, переход от пород продуктивной толщи к акчагылу имеет постепенный характер. Наличие контакта с акчагылом позволяет с определенной степенью уверенности параллелизовать эти разрезы между собой и с разрезами Апшеронского п-ова.

III. ОБЛАСТЬ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА И РАСПОЛОЖЕННЫХ К ВОСТОКУ ОСТРОВОВ

Общий обзор

К описываемой области относятся отложения продуктивной толщи, распространенные на Апшеронском п-ове и на расположенных к востоку от него островах (о-ва Жилой и Нефтяные Камни).

Продуктивной толще Апшерона были посвящены многочисленные геологические и петрографические исследования, результаты которых широко освещены в литературе.

В настоящей работе мы не будем поэтому останавливаться на общей петрографической характеристике этих отложений, достаточно широко известной из работ В. П. Батурина (1931, 1937), П. П. Авдусина (1948), А. Г. Алиева (1947), А. Д. Султанова (1950), Г. Ю. Фукс-Романовой и др.

Очень коротко мы остановимся лишь на некоторых работах последних лет, которые дали много нового как для характеристики состава пород продуктивной толщи, так и для понимания условий ее происхождения. Однако мы коснемся этих работ только в той части, которая имеет непосредственное отношение к нашей работе, так как без предварительного освещения этих материалов будет затруднительно вести дальнейшее описание.

В 1948 г. Л. В. Пустоваловым был обобщен громадный фактический материал по петрографии продуктивной толщи Апшеронского п-ова, накопившийся в течение последних 15 лет в научно-исследовательских институтах и лабораториях Азербайджана. Обобщение всего этого материала сразу показало, что продуктивная толща не представляет однородного кварцево-песчаного комплекса отложений, как это считалось раньше. В составе пород продуктивной толщи около 40 % принадлежит глинистым породам; очень широкое распространение имеют также алевролитовые породы, и только около 20 % всех пород продуктивной толщи составляют пески.

Минералогический состав продуктивной толщи оказался также неоднородным. Было установлено, что, кроме кварца, значительное участие в составе продуктивных отложений принимают полевые шпаты и обломки пород.

Средний минералогический состав песчаных и глинистых свит оказался резко различным. Если в песчаных породах преобладающим породообразующим минералом является кварц, то в глинистых резко возрастает роль полевых шпатов и обломков пород. Отличаются эти свиты также по составу тяжелых минералов; в глинистых породах тяжелые минералы характеризуются гораздо большим разнообразием минеральных видов: помимо дистеново-ставролитовой ассоциации и комплекса «устойчивых» минералов (граната, рутила, турмалина и других) характерного для песчаных пород продуктивной толщи, в глинистых породах в большом количестве присутствуют эпидот, слюды, хлорит и роговые обманки.

В направлении снизу вверх по разрезу Л. В. Пустовалов также отмечает существенные изменения в составе пород продуктивной толщи. Происходит заметное уменьшение количества кварца и увеличение содержания полевых шпатов и обломков пород. В тяжелой фракции широкое распространение получают минералы группы эпидота и цоизита, слюды, хлорит, роговые обманки и в ряде мест — пироксены.

Значительные изменения в минералогическом составе пород наблюдаются и на площади Апшеронского п-ова. В направлении с востока на запад происходит уменьшение содержания кварца и возрастание содержания полевых шпатов и обломков пород. Аналогичные изменения наблюдаются в составе аксессуарных минералов; в том же направлении происходит уменьшение содержания дистеново-ставролитовой группы минералов и увеличение содержания эпидота, слюд и хлорита (фиг. 3).

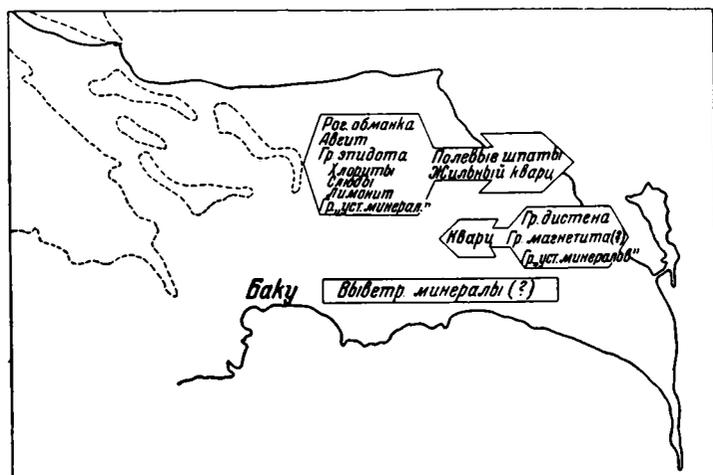
Полученный материал позволил Л. В. Пустовалову сделать вывод о различных источниках питания, имевших место во время образования отложений продуктивной толщи Апшерона. Одним из источников сноса являлись породы Кавказа, откуда приносились полевые шпаты, обломки пород и из минералов тяжелой фракции — эпидот, слюды и хлорит.

Кварцевый материал поступал, по видимому, из северного или северо-восточного источника. Интересно отметить, что кварцевый материал в продуктивной толще, согласно исследованию В. С. Князева (1951), оказался также неоднородным. Было обнаружено, что часть его представляет собой жильный кварц и имеет также, несомненно, кавказское происхождение; распределение его подчинено тем же закономерностям, что и других компонентов, приносившихся с Кавказа.

Дальнейшие исследования полностью подтвердили выводы, сделанные Л. В. Пустоваловым.

Ряд материалов, полученных в процессе работ Азербайджанской нефтяной экспедиции, позволил с уверенностью установить северный источник кварцевого хорошо окатанного материала, представляющего характерный фациальный тип песчаных отложений продуктивной толщи Апшерона.

На принос материала с севера указывают направление косой слоистости в песчаных сериях, изученное И. А. Колюховым (1949), характер ориентировки песчинок, изучавшийся Т. Е. Грязновой (1947), и, наконец, наличие в центральной части Апшеронского п-ова рукавообразных русел, направленных с севера на юг и образовавшихся перед отложением песчаных свит ПК, НКП и среднего отдела. К этим руслам приурочен наиболее грубый кварцевый песчаный материал. В подошве песчаных горизонтов в пределах русел была обнаружена примесь довольно крупного галечникового материала, среди которого были встречены гальки размером до 5—10 см. Следует отметить, что среди галек была найдена фауна — отпечатки верхнепалеозойских фораминифер и ежи, неизвестные ранее среди отложений Кавказа (Потапов, 1946; Шутов, 1952).



Фиг. 3. Схема преобладающих направлений уменьшения количества обломочных минералов в пределах продуктивной толщи Апшеронского п-ова (по Л. В. Пустовалову).

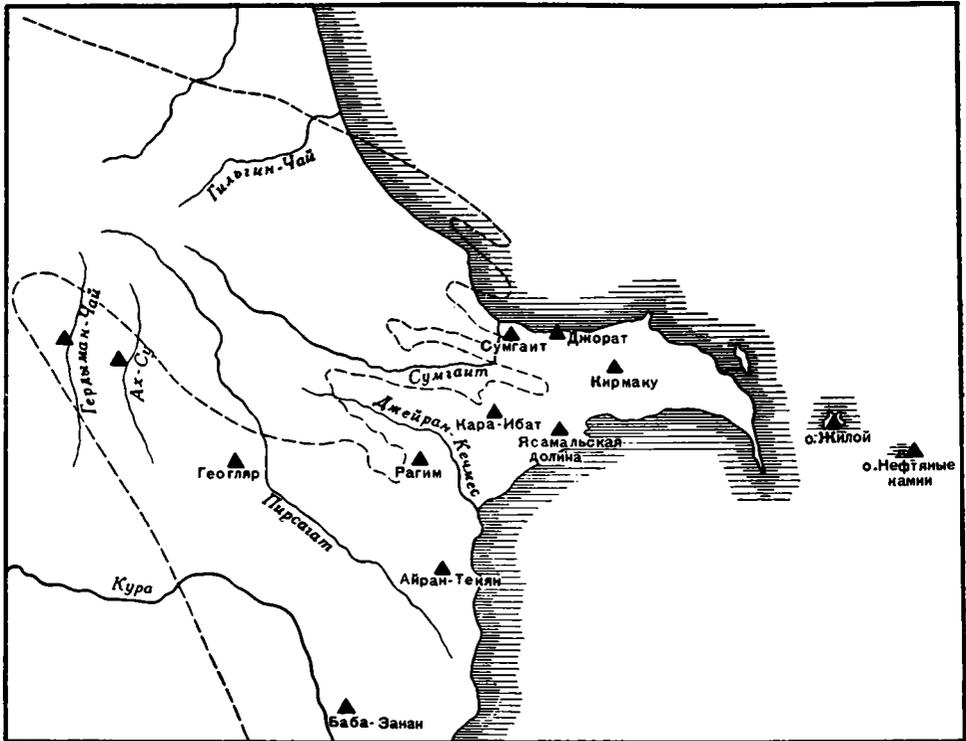
Имеющийся материал не позволяет пока точно установить, что представлял собой северный источник приноса материала. Во всяком случае это была не Палео-Волга, как предполагал В. П. Батулин. Скорее это была какая-то мощная горная река (или несколько рек), стекавшая в бассейн продуктивной толщи с расположенной севернее Апшерона суши и способная промыть значительное русло в донных осадках продуктивного бассейна.

По мнению А. Б. Вистеллиуса (1950), источником кварцевого материала в продуктивной толще могли быть чокракские отложения, содержащие мощные песчаные скопления, аналогичные по своему составу песчаным породам продуктивной толщи. А. Б. Вистеллиус предполагает, что эти отложения могли быть распространены в пределах суши, расположенной севернее Апшерона.

Как было отмечено выше, наряду с кварцевым материалом значительную роль в составе песчаных и алевролитовых свит продуктивной толщи играет материал, приносившийся с запада, со стороны Кавказа. Содержание материала кавказского происхождения нарастает по мере движения с востока на запад в пределах Апшерона, а также по мере движения вверх по разрезу от более древних горизонтов продуктивной толщи к более молодым. Особое развитие получает материал кавказского происхождения в северо-западной части Апшеронского п-ова (разрезы Джорат, Сумгаит). Наряду с кварцевым материалом, который находится

там обычно в подчиненном количестве, основную массу кластического материала составляют обломки известняков и глинистых сланцев, присутствующие в продуктивной толще за счет размыва меловых и юрских пород Большого Кавказа. Одновременно в этих районах появляется некоторая примесь материала, принесенного с Малого Кавказа и представленного обломками эффузивов, средними и основными плагиоклазами, а в тяжелой фракции — группой амфиболов и пироксенов.

Особенно четко фиксируются изменения состава обломочной части пород продуктивной толщи как по площади, так и по разрезу в изменениях состава полевых шпатов, детально изученных В. Д. Шутовым (1952).



Фиг. 4. Схема размещения пунктов исследования глины продуктивной толщи. Треугольниками обозначены пункты исследования глины.

По данным этого автора, в продуктивной толще выделяются три генетические группы полевых шпатов: 1) калиевые полевые шпаты, связанные с кварцевым материалом и поступавшие с севера, 2) кислые плагиоклазы ряда альбит — олигоклаз, связанные с юрскими и меловыми отложениями Большого Кавказа, 3) средние и основные плагиоклазы основного олигоклаза-андезина (к которым также относится редко встречающийся на Апшероне лабрадор), поступавшие с юга и юга-запада Малого Кавказа. Третья группа полевых шпатов приносилась, повидимому, частично воздушным путем, будучи связана с вулканогенным пепловым материалом.

Таким образом, весь комплекс проведенных исследований (фиг. 4) показал, что породы продуктивной толщи Апшерона представляют сложные многоминеральные образования, в формировании которых принимал участие материал, поступавший из разных источников: а) с суши, расположенной к северу или северо-востоку от Апшерона; б) с Большого

Кавказа, где размывались юрские, меловые и третичные отложения; в) с Малого Кавказа, где подвергались размыву эффузивные комплексы мезозойских и третичных пород; оттуда же приносился вулканогенный пепловый материал, поступавший в бассейн продуктивной толщи воздушным путем.

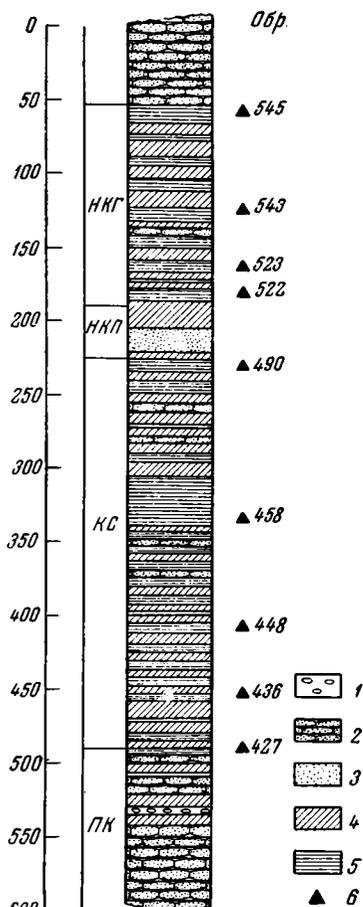
Остров Жилой

Остров Жилой расположен в 30 км к востоку от Апшеронского п-ова. В западной части острова в обширном шоре, образовавшемся в течение последних десятилетий вследствие отступления Каспийского моря, находится прекрасно обнаженный разрез продуктивной толщи.

По своему геологическому строению продуктивная толща о-ва Жилого совершенно аналогична отложениям Апшеронского п-ова. В строении продуктивной толщи о-ва Жилого (фиг. 5) принимают участие все три отдела: нижний, средний и верхний. Наиболее полно обнажены нижний и средний отделы; верхний отдел представлен только своей нижней частью — на поверхность выходят балахонская и низы сабунчинской свиты. Слои продуктивной толщи наклонены на юго-запад под углом около 50—60°.

Разрез начинается (снизу вверх) отложениями подкирмакинского горизонта — ПК, нижняя часть которого уходит в море примерно на 100—150 м, выделяясь над водой в виде выступающих гривок песчаников. ПК представлен характерными для продуктивной толщи светлосерыми кварцевыми песчаниками от крупно- до тонкозернистых с включением черных кремнистых песчинок размером около 0,5—2 мм. Выше ПК залегают отложения глинисто-алевролитовой кирмакинской свиты; отложения этой свиты представляют для нас основной интерес. Кирмакинская свита представлена однообразным чередованием алевролитов и глин с прослоями алевролитовых и тонкозернистых песков и песчаников. В разрезе доминируют глины, среди которых распространены как алевролитовые разности, дающие постепенные переходы к алевролитам, так и тонкоотмученные породы. Выше кирмакинской свиты залегает пачка песков и песчаников НКП мощностью около 35 м, которая перекрывается вновь алевролитово-глинистыми отложениями НКГ мощностью около 120 м. Еще выше следуют песчаные отложения среднего отдела, на которых мы останавливаться не будем, так как естественно, что основное внимание при изучении было уделено глинистым породам, приуроченным в основном к кирмакинской, а также надкирмакинской глинистой свитам.

Песчаники, играющие, как уже указывалось выше, подчиненную роль, приурочены главным образом к нижней части кирмакинской свиты. Они



Фиг. 5. Схематический разрез продуктивной толщи о-ва Жилого.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — места взятия исследованных образцов глин.

большей частью мелко- и тонкозернистые; лишь изредка встречаются среднезернистые разности. По своему минеральному составу они очень однообразны и относятся к характерному типу песчаных пород так называемой апшеронской фации.

Кластический материал представлен в основном зернами кварца округлой формы, часто трещиноватыми, идеально окатанными, размером 0,20—0,30 мм и больше, а также полуокатанными и даже несколько угловатыми, размером 0,10—0,15 мм; некоторые из них имеют волнистое угасание.

В небольшом количестве встречаются угловатой формы обломки кремнистых и кремнисто-глинистых пород и призматические зерна полевых шпатов — кислых плагиоклазов ряда альбит-олигоклаз и калиевых полевых шпатов, среди которых встречаются довольно свежие зерна микроклина; зерна плагиоклазов обычно в большей или меньшей степени бывают разложены и загрязнены продуктами изменения. Иногда встречаются обломки темного пелитоморфного известняка с перекристаллизованными остатками микрофауны, кальцисферы, представляющие округлые образования размером 0,03—0,08 мм, заполненные перекристаллизованным кальцитом, и раковинки фораминифер размером 0,05—0,08 мм. Почти во всех образцах содержатся зерна глауконита округлой и гроздевидной формы, составляющие до 1—2% состава породы. Цементом в породах служит кальцит; тип цемента чаще всего поликристаллический и крустификационный, реже — заполнения пор.

Алевролиты в породах кирмакинской свиты распространены значительно шире, чем песчаные породы. Кластический материал в алевролитах представлен зернами кварца неправильной, реже полуокатанной, формы, полевыми шпатами, пластинками слюд — мусковита и несколько обесцвеченного биотита и обломками карбоната темного цвета и пелитоморфного строения, то в виде монокристаллических зерен. Пластинки слюд обычно ориентированы в параллельных плоскостях, что придает алевролитовым породам тонкую слоистость и сланцеватость.

Характерной особенностью алевролитовых пород является очень высокое содержание глауконита, достигающее 8—12% в породе. Глауконит представлен обычно совершенно свежими, лишь в единичных случаях слегка окисленными, зернами округлой, гроздевидной и неправильной формы, окрашенными в яркозеленый цвет и имеющими агрегатную структуру. Часто встречаются зерна глауконита, рассеянные рядом глубоких трещин. Многие зерна не имеют ясно очерченных контуров, а встречаются в виде сгустков с неясными очертаниями, постепенно сливающимися с глинистой массой цемента. В некоторых шлифах наблюдаются вытянутые, удлиненные зерна глауконита, расположенные в породе параллельно слоистости. Часто глауконит встречается в виде пигмента, окрашивающего в зеленоватый цвет участки глинистого цемента породы. В некоторых случаях глауконит служит цементом, заполняя промежутки между зернами кластического материала и соединяя несколько зерен вместе. На фиг. 6 изображен глауконит, цементирующий зерна кластического материала в песчаном алевролите.

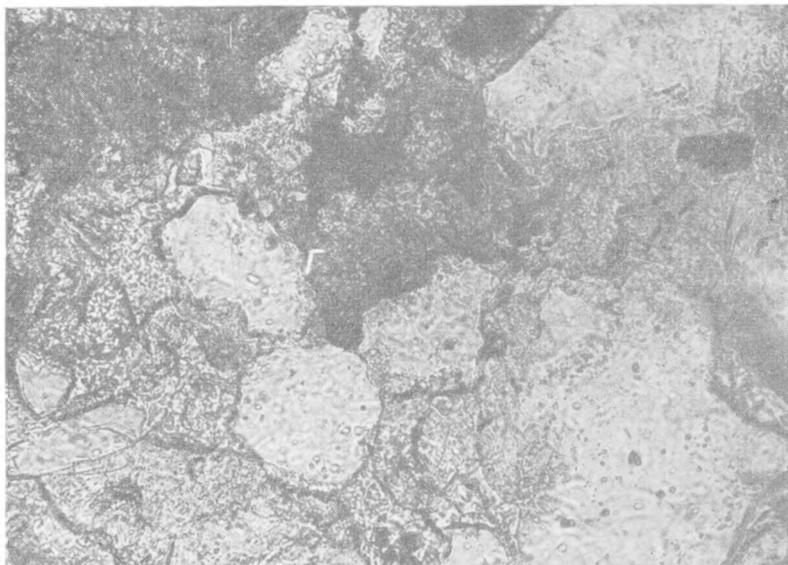
Глауконит постоянно встречается в зернах полевых шпатов и реже — кварца, где он заполняет трещины и углубления, а иногда и полностью облекает отдельные зерна.

Характер глауконита в породах кирмакинской свиты дает основание предполагать, что он является сингенетическим минералом. Естественно, что зерна с глубокими трещинами не могли быть в таком виде принесены в качестве обломочного материала. Возникновение трещин в зернах глауконита произошло, очевидно, на месте его образования, в самом осадке, и связано с уменьшением объема зерен вследствие старения коллоида.

В алевролитовых и глинистых породах кирмакинской свиты довольно часто присутствует сидерит. Сидерит встречается в виде мелких кристалликов размером 0,02—0,03 мм, имеющих ромбоэдрическую форму с несколько округленными краями. В породе кристаллики сидерита обычно образуют цепочковидные скопления или в виде каемочки окружают зерна кластического материала. Часто они бывают несколько окислены и вследствие этого окрашены в буроватый цвет; вокруг них также наблюдаются пятна бурых гидроокислов железа.

Цементом в алевролитовых породах служит глинисто-карбонатный или глинистый материал, значительно реже — кальцит.

Следует отметить очень высокую пиритизированность всех пород кирмакинской свиты. Пирит присутствует в виде кристаллов кубической,



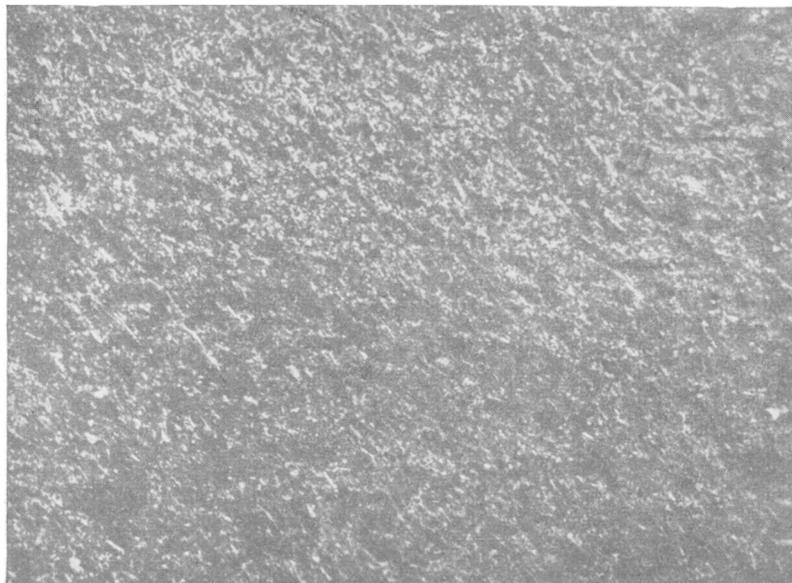
Фиг. 6. Глаукоцит, цементирующий зерна кварца в алевролите. О-в Жилой, КС. Увел. 240.

а иногда и пентагонально-додекаэдрической формы размером 0,03—0,10 мм, в виде округлых стяжений и неправильных зерен, представляющих часто сростки мельчайших кристалликов, в виде округлых образований размером 0,005—0,01 мм. Иногда пирит служит цементом.

Глины продуктивной толщи о-ва Жилого представляют собой породы, довольно однотипные по своему внешнему виду, окраске и текстуре. В КС преобладают глины, окрашенные в темносерый, зеленовато-серый, зеленовато-коричневый и иногда шоколадно-коричневый цвета. В НКГ, помимо глин, подобных КС, встречаются светлые зеленовато-серые, буровато-зеленые и оливковые пластичные, вязкие глины, иногда с тонкими прослоями охристо-желтых пестроцветных глин с темнофиолетовыми и сургучно-красными, вишневыми и малиновыми пятнами, примазками и прожилками. В пестроцветных глинах встречаются очень плотные включения алевролита размером 0,5—0,8 мм в поперечнике, покрытые корочкой марганца черного цвета; включения имеют неправильную форму, и вокруг них наблюдаются темнофиолетовые налеты, при высыхании образца — черные. Такие же налеты встречаются на плоскостях раскалывания глин в верхней части КС и в НКГ.

Для глин продуктивной толщи характерна либо брусковидная отдельность, при которой порода раскалывается как бы на отдельные параллелепипеды, либо конкрециевидно-скорлуповатая, особенно часто встречающаяся в верхней части толщи. Реже встречаются глины с неправильно оскольчатым строением. Среди глин продуктивной толщи примерно в равной степени развиты алевролитовые и тонкоотмученные разновидности. Нередко глины обладают тончайшей слоистостью, обусловленной чередованием более алевролитовых и более глинистых прослоев.

В прозрачных шлифах глины представляют тонкоагрегатную чешуйчатую массу, имеющую окраску от светлозеленоватой до желтовато-бурой. Отдельные участки породы нередко окрашены с различной интенсив-



Фиг. 7. Глина гидрослюдистая с тонкослойной структурой.
Увел. 240.

ностью, что обусловлено, видимо, примесью гидроокислов железа. Тонкоотмученные глины обычно имеют массивное или тонкослойное строение, связанное с одинаковой ориентировкой чешуек глинистых минералов и более крупных чешуек гидрослюд (фиг. 7).

Глинистые породы, как правило, содержат примесь карбоната в количестве 8—12%. Карбонат рассеян по всей породе в виде мельчайших зернышек, пронизывающих всю массу глинистого вещества. В некоторых породах в большом количестве встречаются округлые образования размером 0,002—0,003 мм, дающие при скрещенных николях характерный несколько изогнутый крест. Это известковые водоросли (кокколиты), которыми буквально переполнены некоторые породы.

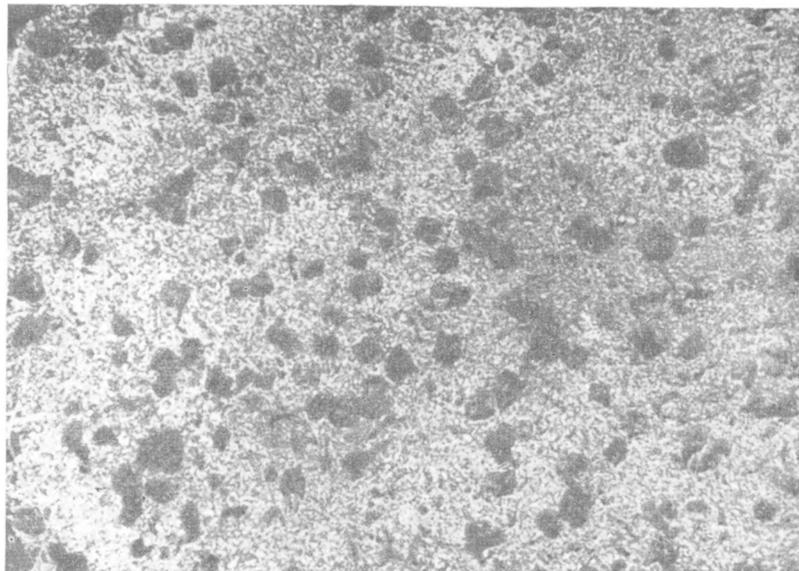
При скрещенных николях глины имеют интерференционную окраску от желтовато-серого до желто-оранжевого цвета. Изменение характера двупреломления в глинах связано, по видимому, с различным содержанием железа. В разрезах, параллельных напластованию, глинистое вещество изотропно.

Алевролитовые глины часто имеют тонкослойную текстуру с чередованием тонких прослоев, сложенных только глинистым веществом, и прослоев, обогащенных чешуйками слюд, пелитовыми зернышками

кварца, полевых шпатов и агрегатными зернами карбоната. К этим же прослоям обычно бывает приурочен глауконит. В некоторых глинистых породах алевритовый материал бывает расположен без какой-либо ориентировки. По всей породе рассеяны зерна кварца, пластинки слюд, обломки карбоната и зерна глауконита, погруженные в основную массу породы, сложенную карбонатно-глинистым веществом.

Характерной особенностью глин о-ва Жилого, как, впрочем, и всех других пород этого разреза, является их сильная пиритизация (фиг. 8).

Наряду с пиритом в глинах повсеместно присутствует минерал желто-бурого цвета, образующий ромбоэдрические кристаллы или округлые розетки размером до 0,02—0,03 мм. Показатель преломления этого ми-



Фиг. 8. Глина пиритизированная. О-в Жилой, КС. Увел. 240.

нерала очень высокий ($n > 1,780$). В большинстве случаев зерна являются непрозрачными или слабо просвечивающими, но иногда обнаруживают яркую интерференционную окраску. Минерал легко растворяется в 2%-ной соляной кислоте при нагревании. Повидимому, описываемый минерал является ярозитом. Образование его в изучаемых глинах, сильно обогащенных пиритом, связано с процессом разложения последнего. Присутствие ярозита в виде примазок на плоскостях раскалывания глин наблюдалось нами и в поле.

Детальному изучению с применением химического, рентгеновского, микроскопического, термического и электронномикроскопического анализов были подвергнуты 9 образцов глин из нижнего отдела продуктивной толщи о-ва Жилого: 5 — из КС и 4 — из НКГ.

Основными минеральными компонентами, слагающими глины из КС о-ва Жилого, являются минералы группы гидрослюды и глиноземистый ферримонтмориллонит. Доминируют гидрослюды.

Химический состав фракции $< 0,001$ мм глин довольно постоянен (табл. 1). Содержание SiO_2 колеблется от 50 до 47%, а в одном из образцов (обр. 458) оно достигает 57%, что объясняется присутствием значительного количества кварца в тонкой фракции. Глины отличаются значительным содержанием Al_2O_3 — от 24 до 21,5% — и низким содержанием окиси

железа, колеблющимся в пределах от 2,87 до 5,38%. Только в образце 436, окрашенном в темный коричневато-зеленый цвет, содержание Fe_2O_3 повышается до 8,71%. Молекулярное отношение $SiO_2 : R_2O_3$ довольно постоянно и изменяется от 0,34 до 3,34. Характерно высокое содержание K_2O — от 4,13 до 3,57%. Содержание гигроскопической воды низкое (4,12—6,07%). Высокое содержание калия и малое содержание низкотемпературной воды являются характерной особенностью гидрослюдистых глин.

Таблица 1

Химический состав глин (фракции $< 0,001$ мм) продуктивной толщи о-вов Жилого и Нефтяных Камней

Компоненты	О-в Жилой								О-в Нефтяные Камни
	КС				НКГ				КС
	Образцы								
	427	436	448	490	522	523	543	545	290 н
SiO_2	50,21	48,46	49,88	49,40	49,92	49,12	47,11	49,40	48,15
TiO_2	0,70	1,01	0,88	0,69	0,88	0,80	0,79	0,88	0,70
Al_2O_3	24,09	21,48	23,68	24,21	22,96	23,82	21,50	22,67	23,32
Fe_2O_3	2,87	8,71	4,02	4,76	6,86	5,96	9,44	6,41	5,93
FeO	2,07	0,93	1,96	1,79	0,64	0,58	0,99	1,44	2,02
CaO	0,62	0,49	0,30	0,90	0,20	0,20	0,34	0,40	0,22
MgO	1,82	1,87	1,73	2,05	2,23	2,80	2,21	2,11	2,28
K_2O	3,57	3,93	4,13	3,76	2,12	2,52	2,43	2,28	3,70
Na_2O	1,07	0,67	0,79	0,62	0,50	0,74	1,71	1,23	0,46
H_2O^+	6,51	5,64	5,89	5,84	4,88	5,37	6,77	5,47	7,33
H_2O^-	5,79	5,77	6,07	5,89	9,00	7,88	6,55	8,00	3,78
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
С у м м а	99,32	98,96	99,33	99,91	100,19	99,79	99,84	100,29	97,99

Химический состав фракции $< 0,001$ мм глин НКГ очень близок к глинам КС, но отличается от последних пониженным содержанием K_2O , колеблющимся от 2,52 до 2,12%, повышенным содержанием низкотемпературной воды — от 6,55 до 9%, а также более высоким содержанием окиси железа — от 5,96 до 9,44%.

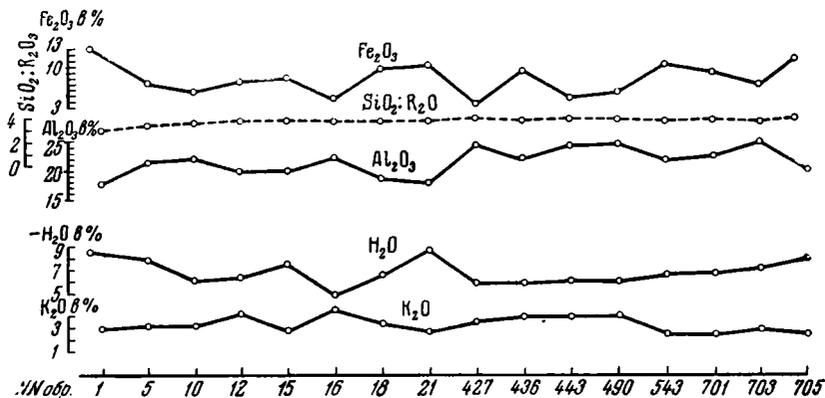
Зависимость между содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 в глинах о-ва Жилого наглядно иллюстрирует фиг. 9. Молекулярные отношения $SiO_2 : R_2O_3$ остаются почти постоянными (пунктирная линия), в то же время содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 меняются в противоположных направлениях довольно резко; при этом одна кривая как бы служит зеркальным отражением другой. Такая же «зеркальная сопряженность», правда несколько менее четко выраженная, наблюдается для кривых содержания K_2O и низкотемпературной воды.

Присутствие окиси железа во фракции меньше 0,001 мм связано, видимо, с монтмориллонитовым минералом, количество которого повышается одновременно с увеличением в глинах содержания окисного железа. Аналогичное явление (рост содержания монтмориллонита в глинах и увеличение в них количества окиси железа) наблюдается в глинах продук-

тивной толщи и в других разрезах Апшерона (Кирмаку, Ясамальская долина).

Изменения в содержании окиси железа отражаются на светопреломлении чешуек ориентированных агрегатов глинистых минералов, приготовленных по способу, предложенному М. Ф. Викуловой. В проходящем свете чешуйки обычно бывают окрашены в светложелтоватый цвет до зеленовато-бурого; в образцах с высоким содержанием железа чешуйки окрашены более интенсивно; они имеют прямое угасание (волнистое, когда чешуи изогнуты, скручены и смяты) и высокое двупреломление ($N_g - N_p$ колеблется в пределах 0,015—0,020). Показатели преломления меняются в зависимости от интенсивности окраски чешуек в следующих пределах: от $N_p=1,542-1,549$, $N_g=1,561-1,567$ до $N_p=1,552-1,558$, $N_g=1,570-1,572$ (обр. 543).

Следует отметить, что колебания в величине светопреломления можно наблюдать не только в глинах, взятых на различных стратиграфических



Фиг. 9. Изменения в содержании $Fe_2O_3-Al_2O_3$ и K_2O-H_2O в глинах нижней части продуктивной толщи (о-в Жилой, Кирмаку, Джорат).

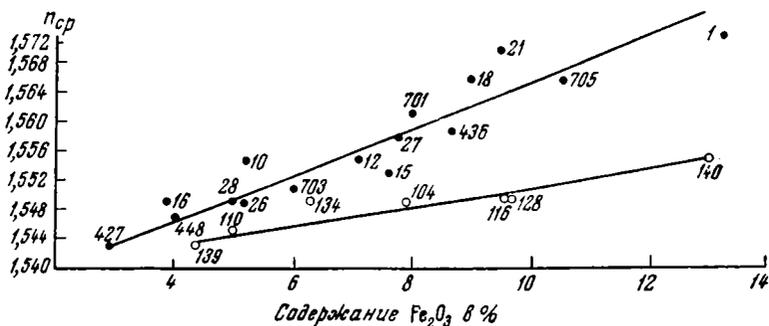
уровнях, но иногда в одном и том же образце. На фиг. 10 показаны отношения между содержанием окиси железа и светопреломлением глинистых минералов для ряда образцов глин из нижнего и верхнего отделов продуктивной толщи Апшерона. Ясно видна общая тенденция к повышению $n_{ср}$ чешуек глин при повышении содержания Fe_2O_3 .

Закономерная сопряженность в содержании железа и алюминия в глинах (фиг. 9) и влияние количества железа на изменение светопреломления чешуек глинистых агрегатов (фиг. 10) показывают, что трехвалентное железо присутствует в глинах продуктивной толщи не в виде механической примеси, а входит в состав глинистых минералов, главным образом, повидимому, в состав решетки ферримонтмориллонитов, изоморфно замещая в их октаэдрических слоях алюминий. С другой стороны, и сам ферримонтмориллонит не является механической примесью, а тесно сочетается с гидрослюдистым минералом. Трудно предположить, что такая четкая закономерность в соотношении железа и алюминия, калия и гигроскопической воды, а также изменение светопреломления чешуек в зависимости от присутствия железа имели бы место, если бы ферримонтмориллонит присутствовал просто как механическая примесь.

Рентгеноструктурное исследование (табл. 2) глин о-ва Жилого показало, что на порошковых рентгенограммах присутствуют все характерные интерференционные линии гидрослюды: 9,92, 4,97, 3,34, 2,57 Å и др. Наряду с ними присутствуют и слабые линии минералов монтмориллоновой группы. Для уточнения присутствия минералов монтмориллони-

товой группы было проведено дополнительное рентгеновское изучение фракции $< 0,001$ мм в камерах большого диаметра (114 мм) и на плоской пленке. На рентгенограмме была получена четкая, но очень слабая по интенсивности линия базисной интерференции монтмориллонита 11,5—12 Å, которая наряду с линиями 5,05, 1,65 Å с несомненностью устанавливает присутствие минерала монтмориллонитовой группы; остальные линии монтмориллонита являются общими с гидрослюдой и взаимно перекрываются. Помимо линий монтмориллонитового минерала и гидрослюды, на рентгенограммах отмечается ряд слабых линий, свидетельствующих о присутствии незначительной примеси минерала, относящегося, повидимому, к группе хлоритов (7,0, 3,75, 2,50 Å и др.).

Обращает на себя внимание характер интерференционных линий гидрослюды: они отличаются размытостью и диффузностью, что является вообще характерной особенностью высокодисперсных минералов типа монтмориллонита. Типичные гидрослюды обычно дают четкие и тонкие



Фиг. 10. Зависимость между показателем преломления ($n_{ср}$) чешуек ориентированных глинистых агрегатов фракции $< 0,001$ мм и содержанием железа.

Цифры у кружков обозначают номера образцов; темные кружки — глины нижнего отдела, светлые — глины верхнего отдела продуктивной толщи.

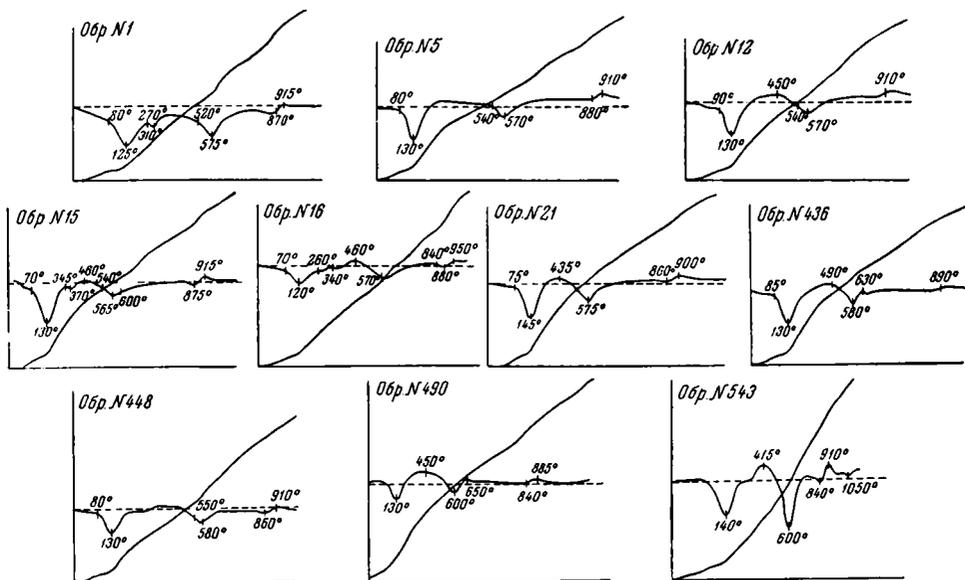
линии, что характерно для минералов с хорошо образованной структурой и высокой степенью раскристаллизованности.

Кривые нагревания глин из КС и НКГ о-ва Жилого очень однородны. На всех кривых отмечаются три эндотермические остановки при температуре 125—140°, 570—600°, 840—860°. Последняя остановка выражена для некоторых образцов довольно четко (обр. 543), для других она имеет сглаженный характер. В образцах 490 и 543 отмечается экзотермический подъем при температуре около 400—450°, вызванный, повидимому, выгоранием органики или окислением пирита; небольшой экзотермический эффект, следующий непосредственно за последней эндотермической остановкой, отмечается при температуре 885—910° (фиг. 11).

Подобный тип кривых нагревания, по данным разных авторов, характерен и для ферримонтмориллонитовых, и для гидрослюдистых глин. Очень близкие к нашим кривые приводятся В. П. Ивановой (1946) для смесей ферримонтмориллонита и ферригаллуазита из коры выветривания основных и ультраосновных пород. Аналогичные кривые получены Л. И. Горбуновой для ферримонтмориллонитовых глин из юрских пород Подмосковского бассейна. И. И. Гинзбург (1946), описывая кривые нагревания типичных (с высоким содержанием Fe_2O_3) нонtronитов из коры выветривания Южного Урала, указывает вторую эндотермическую остановку, связанную с выделением конституционной воды при более низкой температуре, равной 420—480°, но отмечает, что с повышением содержания Al_2O_3 (до 11%) повышается и температура этой остановки (до 540°). На

наших кривых температура второй эндотермической реакции еще выше и достигает 600° , что вполне соответствует преобладанию в наших образцах окиси алюминия, а не окиси железа. Кривые с температурными остановками в тех же интервалах приводятся М. Ф. Викуловой (1950) при характеристике гидрослюдистых глин. Грим (Grim, Dietz a. Bradley, 1949) указывает, что кривые нагревания монтмориллонитов с высоким содержанием железа (т. е. ферримонтмориллонитов) и иллита почти неразличимы.

Следует отметить, что характер кривых нагревания глин из различных областей Апшерона является почти постоянным, несмотря на то, что среди них наблюдаются все переходы от гидрослюдистых до ферримонтмориллонитовых глин.



Фиг. 11. Кривые нагревания глин нижнего отдела продуктивной толщи (фракция $< 0,001$ мм).

Изучение глин о-ва Жилого под электронным микроскопом было проведено первоначально М. Ф. Викуловой (обр. 427 и 436), сделавшей фотографии глин и их описание, а впоследствии те же образцы и некоторые другие просматривались нами в электронном микроскопе в лаборатории Института геологических наук АН СССР.

Как показало электронноскопическое изучение, глины продуктивной толщи отличаются высокой дисперсностью материала и в них совершенно отсутствуют те резко ограниченные пластинки, которые характерны, по данным М. Ф. Викуловой (1950), для гидрослюдистых минералов. На снимке (фиг. 12) видно, что основная масса фракции $< 0,001$ мм состоит из тонких (агломератных?) сгустков неопределенной формы, типичных для минералов монтмориллонитовой группы. Среди этих остатков довольно редко встречаются тоже очень тоненькие, но несколько более четко очерченные пластинки. Имеется также немного более крупных зерен с расплывчатыми контурами, характерных, по данным М. Ф. Викуловой (1950), для бейделлита.

Расшифровывая снимки наших глин, М. Ф. Викулова указывает, что они состоят из бейделлита, образующегося по гидрослюде, и гидрослюды. Однако весь наш материал по глинам Апшерона (см. дальше)

Результаты рентгенографического изучения

№ п/п.	Обр. 290		Обр. 427		Обр. 442	
	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)
1	—	—	ср.	11,31	ср.	11,54
2	сл.	9,98	—	—	—	—
3	сл.	7,03	сл.	7,35	оч. сл.	7,26
4	—	—	—	—	—	—
5	ср. сл.	4,88	ср.	4,97	ср. р.	5,03
6	ср.	4,36	сильн.	4,53	сильн.	4,53
7	оч. сл.	4,19	сл.	4,36	—	—
8	сл.	3,91	—	—	—	—
9	—	—	ср.	3,75	—	—
10	ср. сл.	3,59	ср. сл.	3,54	сл.	3,54
11	сл.	3,44	—	—	—	—
12	сильн.	3,32	сильн.	3,38	оч. сл.	3,37
13	сильн.	3,25	сл.	3,24	сл.	3,24
14	оч. сл.	3,13	оч. сл.	3,02	оч. оч. сл.	3,04
15	оч. сл.	2,94	сл. р.	2,85	ср. сл.	2,85
16	сл.	2,77	—	—	—	—
17	—	—	—	—	—	—
18	—	—	сильн.	2,59	сл. р.	2,57
19	ср.	2,49	сл.	2,50	ср. сл.	2,50
20	сл.	2,42	сл.	2,42	сл.	2,42
21	—	—	—	—	—	—
22	—	—	сл.	2,27	—	—
23	—	—	—	—	сл.	2,11
24	оч. сл.	2,09	сл.	2,02	ср.	2,04
25	оч. сл.	1,96	—	—	—	—
26	ср. сл.	1,86	ср. сл.	1,84	ср. р.	1,85
27	—	—	сл.	1,72	ср. сл.	1,72
28	оч. сл.	1,64	ср. сл.	1,65	ср. сл.	1,67
29	—	—	сл.	1,55	сл.	1,56
30	сл.	1,51	ср. р.	1,51	сл. ср. р.	1,51
31	ср.	1,47	—	—	—	—
32	оч. сл.	1,40	—	—	—	—
33	оч. сл.	1,366	ср. р.	1,38	ср. р.	1,39
34	—	—	—	—	—	—
35	оч. сл.	1,30	ср. сл.	1,31	ср. сл.	1,30
36	—	—	—	—	сл.	1,26
37	—	—	—	—	—	—
38	—	—	—	—	—	—

Условные обозначения: сл. — слабая; оч. сл. — очень слабая; ср. сл. —

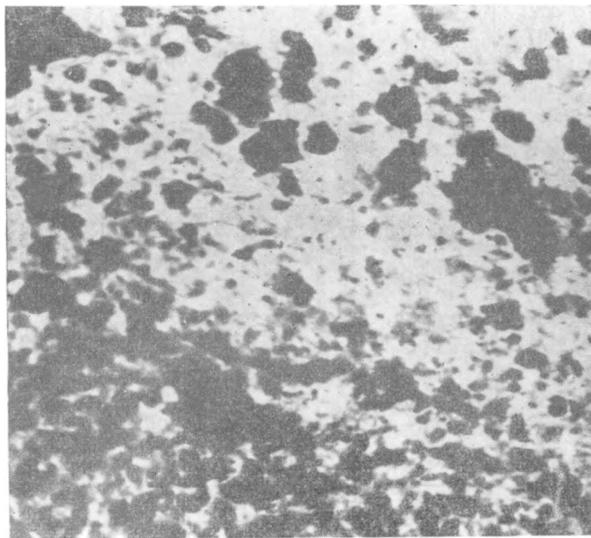
Фракций < 0,001 мм глин Апшерона

Обр. 545		Обр. 15		Обр. 714		Обр. 210	
интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)
сильн.	12,59	ср. сл.	11,31	ср.	12,26	ср.	12,20
оч. сл.	9,88	—	—	—	—	—	—
сл.	7,11	—	—	сл.	7,02	оч. сл.	7,40
—	—	—	—	—	—	—	—
ср.	4,93	ср.	4,97	ср.	4,93	оч. сл.	4,99
оч. сл.	4,47	сильн.	4,56	сильн.	4,46	ср.	4,49
—	—	—	—	сл.	4,23	—	—
оч. сл.	3,91	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	3,66	ср.	3,78	ср.	3,68	сл.	3,66
—	—	сл.	3,54	сл.	3,54	—	—
оч. сл.	3,40	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	3,31	сильн.	3,38	оч. сл.	3,34	сильн.	3,34
оч. сл.	3,22	сл.	3,23	—	—	сл.	3,23
—	—	—	—	сл.	3,19	—	—
оч. сл.	2,97	сл. р.	2,88	оч. сл.	2,99	—	—
ср. р.	2,82	сильн.	2,75	ср.	2,79	ср.	2,82
—	—	—	—	сл.	2,67	—	—
ср. р.	2,55	сл.	2,52	сильн.	2,55	ср. сл.	2,57
сл.	2,45	—	—	ср.	2,45	оч. сл.	2,47
—	—	сл.	2,42	сл.	2,39	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	2,35	—	—	оч. сл.	2,26	—	—
оч. сл.	2,12	—	—	сл.	2,12	—	—
—	—	сл.	2,03	сл.	2,07	—	—
сл.	1,98	сл.	1,92	—	—	сл. ср.	1,99
сл.	1,80	сл.	1,78	ср. сл.	1,85	—	—
оч. сл.	1,68	сл.	1,769	сл.	1,69	—	—
ср. р.	1,64	—	—	сл.	1,65	сл.	1,64
сл.	1,57	сл.	1,56	ср. сл.	1,54	—	—
ср. р.	1,49	ср. р.	1,53	ср. р.	1,49	ср. р.	1,50
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	ср. сл.	1,40	—	—	—	—
сл.	1,37	—	—	ср. сл.	1,37	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
ср. сл.	1,30	сл.	1,32	ср. р.	1,30	—	—
оч. сл.	1,25	—	—	оч. сл.	1,24	—	—
—	—	—	—	оч. сл.	1,20	—	—
—	—	—	—	оч. сл.	1,18	—	—

средняя слабая; ср. — средняя; р. — размытая; сильн. — сильная.

свидетельствует о том, что образование монтмориллонитового минерала за счет гидрослюд здесь не имело места и что в данном случае, напротив, скорее гидрослюду можно рассматривать как новообразование по минералам монтмориллонитовой группы. На этом вопросе мы остановимся подробно в дальнейшем изложении, пока же отметим лишь, что электронномикроскопическое исследование не показало в глинах о-ва Жилого присутствия четких, хорошо ограниченных пластинок, характерных для типичных гидрослюд.

Результаты рентгеновского и электронномикроскопического изучения показывают, что гидрослюды из фракции $< 0,001$ мм в глинах о-ва Жилого сильно отличаются от типичных гидрослюд (например, из третичных



Фиг. 12. Электронномикроскопический снимок глин кирмакинской свиты о-ва Жилого. Фракция $< 0,001$ мм. Увел. 9000. Обр. 436.

гидрослюдистых глин Урала, описанных В. П. Петровым, гидрослюд из юрских глинистых сланцев Северного Кавказа и др.) своей высокой дисперсностью и слабой раскристаллизованностью, что приближает их к минералам монтмориллонитовой группы.

Минералы группы гидрослюд по некоторым своим свойствам (емкость поглощения, способность к набуханию и др.) являются как бы промежуточной группой минералов между группой монтмориллонита и группой каолинита.

Монотермит, открытый впервые Д. С. Бе-

лянкиным (1938) в часов-ярских глинах, а впоследствии обнаруженный и во многих других [в частности, В. П. Петровым (1948) — в третичных глинах Урала, автором настоящей работы (Коссовская, 1949) — в нижнекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна], рассматривается в настоящее время как переходной минерал от каолинита к гидрослюдам.

Возможно, по нашему мнению, что «гидрослюда» (с высоким содержанием калия) из глин продуктивной толщи является минералом, переходным между монтмориллонитовой группой и типичными гидрослюдами.

Мы уже отмечали выше, что закономерные изменения в содержании железа, алюминия, калия и воды, а также изменения в светопреломлении глинистых агрегатов в зависимости от содержания железа дают основание считать, что мы имеем дело не с механическими смесями двух минералов, а с единым минеральным образованием. С. И. Берхин, проводившая рентгеновские исследования описываемых глин, также отмечала, что характер рентгенограмм с очень постоянными интенсивностями линий гидрослюды и монтмориллонитового минерала (несмотря на изменяющиеся количества этих компонентов, например, в КС и в НКГ), скорее говорит не о смеси двух фаз, а о наличии однофазного соединения. Электронномикроскопи-

ческое изучение также не позволяет выделить два резко отличающихся между собой минеральных вида.

Совокупность приведенных данных позволяет высказать мнение о возможном присутствии в глинах продуктивной толщи субмикроскопических смесей двух минералов со слоистым строением решетки. Эта минеральная фаза, по видимому, представляет чередование пакетов гидрослюда и пакетов ферримонтмориллонита. Характер кривых нагревания, которые являются типичными для обоих этих минералов, подтверждает предположение о их близком родстве и возможности образования тонкослойных (своего рода изоморфных) смесей. Такие тонкослойные минеральные смеси со сложным строением встречаются, по видимому, среди глин осадочных толщ значительно чаще, чем мы это сейчас себе представляем, но изучены они пока еще плохо и представляют, конечно, большие трудности для исследования.

Чтобы закончить рассмотрение глин продуктивной толщи о-ва Жилого, остановимся на минералогической характеристике фракций $> 0,001$ мм.

Фракция $0,01—0,001$ мм состоит в основном из минералов группы слюд и гидрослюд, встречающихся в виде иголок и, реже, неправильной формы пластинок, среди которых преобладают две разновидности: 1) слюда бесцветная или слабозеленоватая с $Np=1,554$, $Ng=1,587$, по видимому, близкая к типу иллита, и 2) слюда зеленоватая с $Np=1,558—1,561$, $Ng=1,590—1,596$.

Помимо того, во фракции $0,01—0,001$ мм встречаются мельчайшие зернышки кварца, полевых шпатов и светлозеленого глауконита. В некоторых образцах были встречены бесцветные листочки изотропного минерала с $n=1,532$, которые, по видимому, следует отнести к галлуазиту.

Во фракциях $0,01—0,043$ мм слюды играют уже подчиненную роль, основная же часть фракции состоит из кварца и полевых шпатов. Полевые шпаты представлены ортоклазом и кислыми плагиоклазами — альбитом и альбит-олигоклазом. Встречаются как совершенно свежие, так и сильно разрушенные полевые шпаты. Очень часто на зернах полевых шпатов можно заметить переход их в зеленоватый слюдоподобный минерал. Часто встречается глауконит светлозеленого и яркозеленого цвета в виде округлых, иногда гроздевидных, зерен. В некоторых образцах отмечались единичные обломки вулканического стекла и округлые (овальные или яйцевидные) тельца размером $0,03—0,06$ мм с низким показателем преломления, серой поляризационной окраской и хорошо видимым при скрещенных николях сферолитовым крестом. Ветви креста при вращении столика микроскопа сильно, иногда причудливо, изгибаются, то сближаясь, то удаляясь друг от друга. По видимому, эти образования представляют собой деформированные сферолиты кварца (удлинение положительное).

В тяжелой фракции, помимо пирита, встречаются краснобурые гидрокислы железа, лейкоксен, эпидот и цоизит, зеленые слюды, гранат, турмалин, иногда дистен, ставролит и роговая обманка.

Нефтяные Камни

Чтобы полнее охарактеризовать глины восточной зоны Апшерона, нами были изучены два образца глин из КС и НКГ, взятые из керна буровых скважин на Нефтяных Камнях, расположенных в 30 км к юго-востоку от о-ва Жилого.

Изучение образца из КС показывает, что по своему химическому составу он очень близок к глинам КС о-ва Жилого; характерно высокое содержание щелочей (содержание K_2O равно 3,70%) и низкое содержание

гигроскопической воды. По сравнению с глинами КС о-ва Жилого здесь отмечается несколько повышенное содержание магния (табл. 1).

Рентгеноскопический анализ показывает, что основным минералом, слагающим фракции $< 0,001$ мм, является минерал из группы гидрослюд, присутствие которого отчетливо индексируется по линиям 9,98; 4,88; 3,32; 1,96 Å и др. Присутствие линий монтмориллонитового минерала не отмечается. Помимо линий гидрослюды присутствуют линии минерала группы хлорита — 7,03; 3,59; 3,44; 2,49 Å. Присутствие хлорита, повидимому, связано с увеличением содержания в глинах магния.

Несмотря на то, что на рентгенограмме отмечаются все характерные межплоскостные расстояния для минералов группы гидрослюд, сам характер интерференционных линий не типичен для этих минералов. Вместо тонких и четких линий, которые обычно дают гидрослюды, линии на рентгенограмме глин КС с Нефтяных Камней отличаются диффузностью и размытостью, еще более заметной, чем мы это отмечали для глин о-ва Жилого.

При изучении фракции $< 0,001$ мм образца глины из КС под электронным микроскопом видно, что основная масса состоит из мелких частичек несколько округлой и иногда ромбовидной формы; изредка встречаются и более крупные частички, имеющие четкие края и также ромбовидные очертания.

Помимо того, встречаются крупные частицы с неровными краями, создающими впечатление, что это агрегаты мелких частиц. Повидимому, мелкие частички округлой и иногда ромбовидной формы должны быть отнесены к гидрослюде.

Судя по почти одинаковому размеру мелких частичек и распространенности среди них довольно правильных форм, можно думать, что это гидрослюды не обломочного, а сингенетического происхождения.

Светопреломление ориентированных агрегатов глинистых чешуек такое же, как у глин о-ва Жилого: $N_p = 1,542 - 1,548$, $N_g = 1,554 - 1,560$. Образец глины из НКГ отличается присутствием монтмориллонитового компонента. На рентгенограмме появляется линия базисной интерференции монтмориллонита с $d = 13,10$ Å; химический анализ показывает снижение содержания калия (до 2,40% K_2O): повышается содержание гигроскопической воды.

Кирмакинская долина

Разрез продуктивной толщи в долине Кирмаку (фиг. 13) является классическим разрезом, характеризующим отложения продуктивной толщи центрального Апшерона. По характеру пород разрез Кирмакинской долины аналогичен разрезу о-ва Жилого, отличаясь от последнего только большим распространением песчаных пород. Отложения калинской свиты в центральной части Апшерона уже отсутствуют, и на выветрелую поверхность сильно обохренных глин понта ложатся песчаники ПК.

Кирмакинская свита представлена так же, как и на о-ве Жилом, чередованием алевролитовых и глинистых пород, причем алевролитовые разновидности распространены шире, чем в Кирмакинской свите о-ва Жилого.

Глины КС описываемого разреза отличаются от вышеописанных глин о-ва Жилого меньшим разнообразием окраски. Встречаются преимущественно серые и буровато-серые глины, иногда тонко-, горизонтально- и косослоистые, плитчатые с брусковидной или остроугольно-оскольчатой отдельностью.

НКГ в Кирмакинской долине отличается очень незначительной мощностью, что объясняется ее сильным размывом перед отложением

залегающей выше песчаной свиты среднего отдела. Среди глин НКГ тонкоотмученные разности не встречаются, все глины в большей или меньшей степени обогащены алевритовым материалом.

Детальному изучению было подвергнуто 7 образцов глин.

По минеральному составу и структурам глины Кирмаку (фиг. 14) очень близки к глинам о-ва Жилого, но отличаются от последних увеличением роли ферримонтмориллонитового компонента.

Если в разрезе КС о-ва Жилого образцы глин характеризуются большим постоянством и однородностью состава, то в Кирмаку отмечаются некоторые изменения минерального состава глин, взятых на различных стратиграфических уровнях, чередование более гидрослюдистых и более монтмориллонитовых разностей. Особенно повышенное содержание ферримонтмориллонита наблюдается в верхней части КС. Изменения соотношения роли гидрослюдистого и монтмориллонитового компонентов в глинах устанавливаются главным образом по данным рентгеноструктурного анализа и химическому составу фракции $< 0,001$ мм.

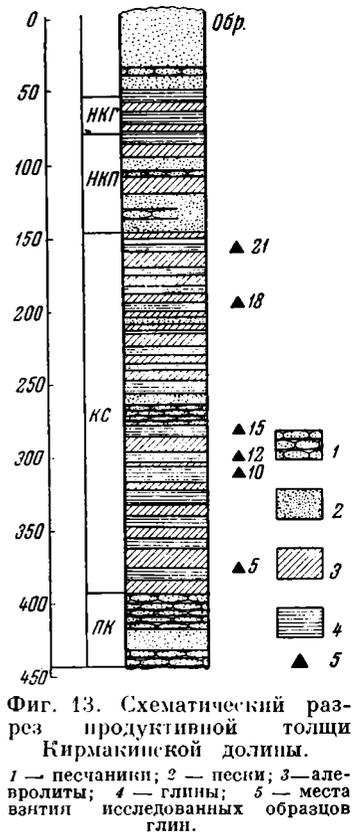
Данные рентгеноструктурного анализа хорошо увязываются с химическим составом глин. Глины с высоким содержанием окиси железа и низкотемпературной воды и относительно низким содержанием K_2O отличаются присутствием на рентгенограммах линии базисной интерференции монтмориллонита (11—12 Å), в глинах с повышенным содержанием калия эта линия обычно отсутствует, но появляется характерная линия гидрослюда (9—10 Å).

Микроскопические изменения в соотношении гидрослюдистого и монтмориллонитового компонентов в глинах устанавливаются по изменению светопреломления пластинок ориентированных агрегатов фракции $< 0,001$ мм. Для более ферримонтмориллонитовых разностей характерно более высокое светопреломление, связанное с повышением содержания в них железа.

Химический состав глин Кирмаку (обр. 18, 21) несколько отличен от глин о-ва Жилого (табл. 3).

Отношение $SiO_2 : R_2O_3$ остается довольно постоянным и в большинстве образцов равно 3,50—3,63; только в двух образцах оно падает до 3,23—3,31. По сравнению с глинами о-ва Жилого описываемые глины отличаются более низким содержанием окиси алюминия (от 21,70 до 17,73%) и высоким содержанием окиси железа (от 7,08 до 9,50%), только в одном случае (у обр. 10) снижающимся до 5,38%. Содержание K_2O равно 2,70—3,33%, а в одном образце повышается до 4,21% (обр. 12). Особенностью глин Кирмакинской долины является очень низкое содержание в них MgO , колеблющееся от 0,17 до 0,74%.

В глинах Кирмаку наблюдается та же четко выраженная зеркальная сопряженность между кривыми содержания окисей железа и алюминия, калия и воды, которую мы отмечали в глинах о-ва Жилого. Еще более четко проявляется зависимость в изменении показателей преломления



Фиг. 13. Схематический разрез продуктивной толщи Кирмакинской долины.

1 — песчаник; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — глины; 5 — места взятия исследованных образцов глин.

Химический состав глин (фракции < 0,001 мм) продуктивной толщи Кирмакинской долины

Компоненты	Кирмакинская свита					
	Образцы					
	5	10	12	15	18	21
SiO ₂	49,58	51,82	51,20	51,39	51,13	50,83
TiO ₂	0,76	0,70	0,70	0,68	0,50	0,52
Al ₂ O ₃	21,21	21,70	19,49	19,36	18,32	17,73
Fe ₂ O ₃	7,08	5,38	7,11	7,58	8,96	9,50
FeO	1,46	2,10	1,80	1,29	1,71	1,19
CaO	0,25	0,22	0,41	0,55	0,31	1,65
MgO	0,51	1,38	0,50	1,74	0,72	0,17
K ₂ O	3,21	3,18	4,28	2,81	3,33	2,70
Na ₂ O	1,19	0,53	1,55	0,57	0,95	0,41
H ₂ O+	5,92	5,28	5,53	5,76	6,42	5,52
H ₂ O-	7,71	6,01	6,27	7,32	6,43	8,70
S	0,34	0,53	1,38	0,47	0,88	0,99
С у м м а	99,22	98,83	100,22	99,52	99,66	99,91

ориентированных агрегатов от содержания окиси железа, так как в кирмакинских глинах мы имеем больший диапазон колебаний содержания железа, чем в глинах о-ва Жилого. Показатели преломления глинистого минерала здесь колеблются в пределах: $N_p=1,542-1,549$, $N_g=1,561-1,567$ для глин, содержащих до 6,5—7,5% Fe₂O₃ и увеличиваются до $N_p=1,555-1,558$, $N_g=1,570-1,572$ в глинах, содержащих 8—10% Fe₂O₃.

Наиболее высокое содержание ферримонтмориллонитового компонента отмечается в глинах верхней части КС (обр. 18—21) повышенным содержанием Fe₂O₃, достигающим в обр. 18—8,96%, а в обр. 21 — 9,50%.

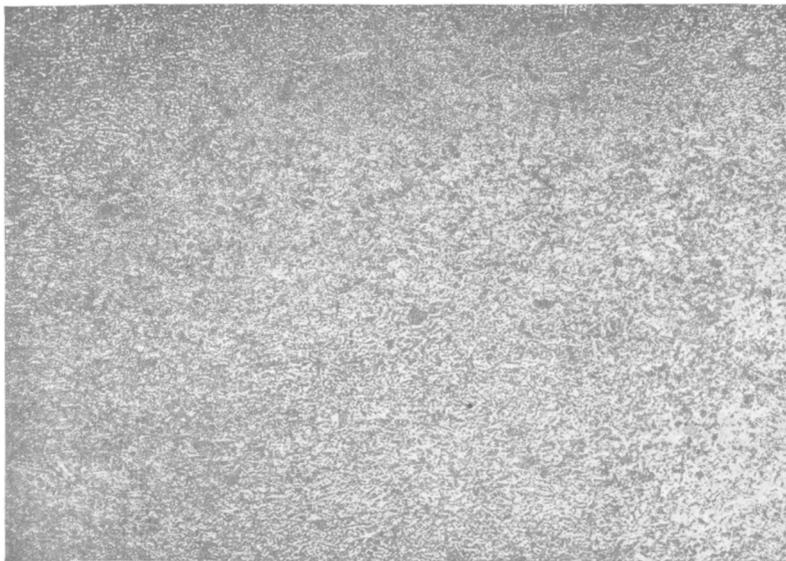
Усиление монтмориллонитового компонента в глинах из верхов КС совпадает с высоким содержанием в этих глинах вулканического стекла. Пластинчатые обломки вулканического стекла спорадически встречались и в других изученных образцах, но максимального распространения они достигают в глинах кровли КС. В этих же образцах наблюдается повышенное содержание роговой обманки в тяжелой фракции. Так, в обр. 18 тяжелая фракция в своей большей части представлена роговой обманкой¹.

Следует отметить, что предыдущими исследованиями было установлено наличие вулканогенного материала в продуктивной толще только начиная с подошвы среднего отдела. По нашим данным, распространение вулканогенного материала значительно шире: он встречается по всей кирмакинской свите, достигая особенно широкого распространения в ее верхней части.

¹ Как показали исследования В. Д. Шутова, присутствие в нижнем и среднем отделах продуктивной толщи роговой обманки, обычно совместно с очень свежими плагноклазами ряда олигокраз—андезин, связано с вулканогенным материалом, приносившимся с Малого Кавказа.

В обр. 21 и 18 основную часть фракции $> 0,01$ мм составляют своеобразные пластинки, имеющие вид остроугольных обломков с прямыми или изогнутыми краями, окрашенные в цвета от светложелтого до буроватого.

Пластинки эти лежат в препаратах на базисной плоскости, и при этом они обычно изотропны; лишь некоторые из них обнаруживают слабое двупреломление. Эти же пластинки, поставленные на ребро, имеют яркую интерференционную окраску и прямое угасание. Повидимому, они представляют собой не что иное, как своеобразные псевдоморфозы ферримонтмориллонита по вулканическому стеклу, возникшие в условиях его гальмиролитического разложения. Пластинки имеют различные

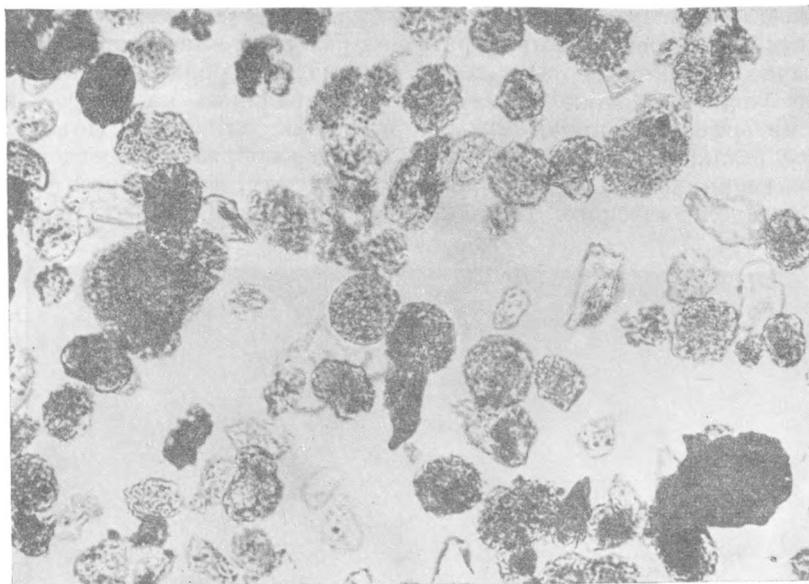


Фиг. 14. Глина с тонкошелуистой структурой (Кирмакинская долина). Увел. 156.

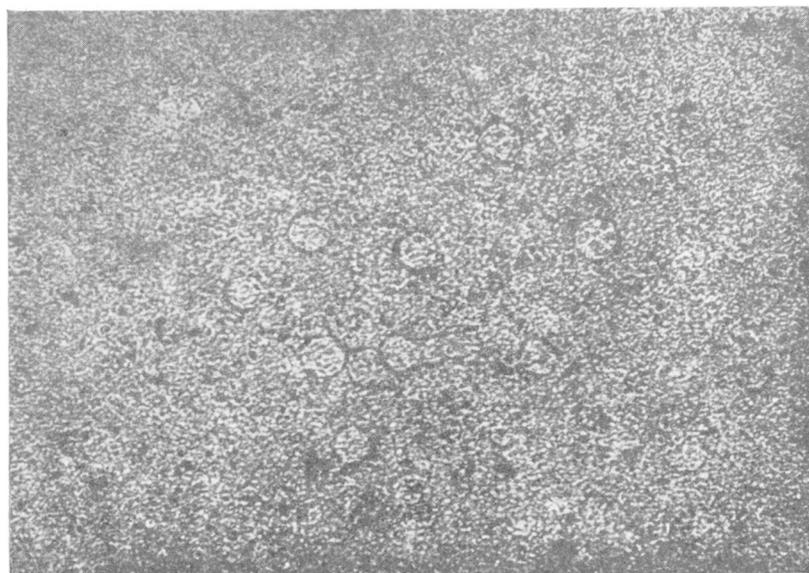
показатели преломления — от 1,500 до 1,546, в зависимости от интенсивности окраски; у некоторых наиболее темноокрашенных пластинок $n=1,552$. Интересно отметить, что после обработки 2%-ным раствором соды показатель преломления пластинок увеличился до 1,561—1,564. Возможно, что при переходе пластинок вулканического стекла в ферримонтмориллонит оставался аморфный кремнезем, который снижал средний показатель преломления и был затем удален содовой обработкой.

В верхней же части кирмакинской свиты в глинах были обнаружены округлые образования размером 0,03—0,04 мм, по внешнему виду очень похожие на основную массу глинистого вещества, но обладающие правильной округлой формой и значительно более низким показателем преломления $n=1,505—1,520$. В некоторых образцах эти округлые образования встречаются в очень больших количествах и хорошо видны не только в порошковых препаратах, но и в шлифах (фиг. 15). В препаратах можно видеть, что эти глинистые микростяжения имеют не шарообразную, а несколько сплюсненную лепешковидную форму. В большинстве случаев они изотропны или же поляризуют очень слабо, но поставленные на

ребро обнаруживают сильное двупреломление. Это свидетельствует об определенной оптической ориентровке составляющих их глинистых частиц.



1



2

Фиг. 15. Опалово-ферримонтмориллонитовые микроконкреции в глинах КС Кирмакинской долины.

1 — иммерсионный препарат, увел. 300; 2 — шлиф, увел. 156.

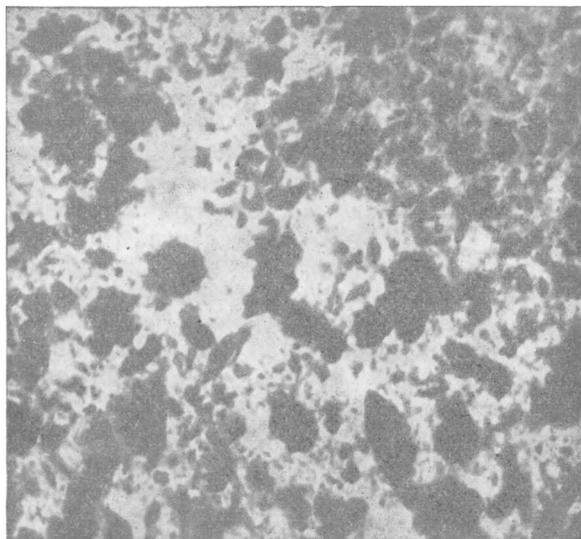
После обработки 2%-ным раствором соды округлые образования были обнаружены в препаратах лишь в виде единичных экземпляров с значительно более высоким показателем преломления, чем до обработки

($n=1,540-1,549$), в большинстве же случаев они оказались разрушенными. Повидимому, эти образования представляют собой опалово-ферри-монтмориллонитовые микроконкреции, образовавшиеся в осадке в процессе диагенеза. Можно думать, что в результате подводного разложения вулканического стекла выделялся в виде мельчайших округлых телц аморфный кремнезем, который захватывал при этом и глинистые частицы.

Данные рентгеновского изучения подтверждают гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав описываемых глин. Характерно, что на рентгенограммах глин Кирмаку мы не встречаем линий около 7, 3,66—3,70 Å и других, типичных для минералов хлоритовой группы, присутствие которых было особенно явно заметно на рентгенограмме глины Нефтяных Камней и отмечалось также на рентгенограммах глин о-ва Жилого. Это отсутствие линий минерала хлоритовой группы находится в полном соответствии с очень низким содержанием MgO в глинах Кирмаку. В то же время особенно четкими интерференционные линии хлорита были на рентгенограммах глин Нефтяных Камней, отличающихся среди рассмотренных разрезов наиболее высоким содержанием MgO.

Кривые нагревания глин Кирмаку совершенно подобны кривым нагревания глин о-ва Жилого, описанным выше, и поэтому на характеристике их мы останавливаться не будем. Отметим только, что многие из образцов отличаются более глубоким пиком первой эндотермической остановки, связанной с потерей гигроскопической воды, что хорошо увязывается с большей ролью монтмориллонитового компонента в кирмакинских глинах.

Электронномикроскопическое изучение глин показывает присутствие мелких частиц и агломератовых ступков с неправильными размытыми краями. Иногда попадаются довольно четкие частицы с характерными острыми шиповидными выступами. М. Ф. Викулова такого типа частицы считает характерными также для группы монтмориллонита (фиг. 16). Среди образцов, изученных нами, подобного же типа частицы были встречены у монтмориллонитов из вулканических пеплов акчагыльских отложений.



Фиг. 16. Электронномикроскопический снимок глин КС Кирмакинской долины. Обр. 21. Фракция $< 0,001$ мм. Увел. 9000.

Джорат

Разрез продуктивной толщи у сел. Джорат (фиг. 17) расположен в северо-западной части Апшеронского п-ова. Продуктивная толща этого района хорошо обнажена и в разрезе представлены нижний, средний

и часть верхнего отделов. Начинается разрез отложениями кирмакинской свиты и заканчивается нижней частью сабунчинской свиты.

Отложения подкирмакинской свиты в этом районе уже отсутствуют, и кирмакинская свита залегает на глинах понта. Мощность кирмакинской свиты в Джорате по сравнению с районом Кирмаку и о-вом Жилым уменьшается вследствие отсутствия в этом районе ее нижних горизонтов.

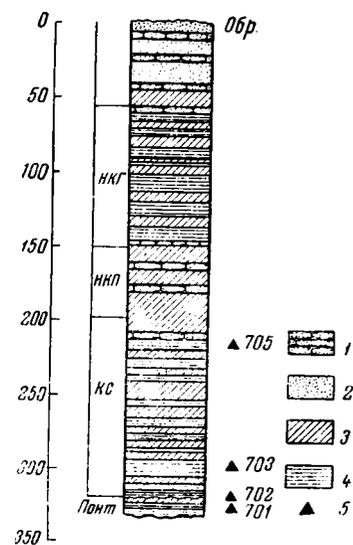
Общий характер пород продуктивной толщи разреза Джората уже существенно отличается от пород центральной и восточной частей Апшерона.

При отложении осадков продуктивной толщи в этом районе имело место смешение кварцевого материала, приносимого с севера и типичного для апшеронской фации, с материалом кавказского происхождения, характерным для продуктивной толщи Кабристана. Смешение материала двух различных источников фиксируется на протяжении всего разреза, причем наблюдается чередование слоев, в которых преобладает однородный апшеронский (кварцевый) тип материала со слоями разнообразного полимиктового состава. Наблюдается, однако, тенденция к увеличению количества кавказского материала вверх по разрезу.

Среди песчаников по составу обломочного материала можно выделить два типа: а) песчаники кварцевые и б) песчаники полимиктовые.

Первый тип мало отличается от песчаников, описанных в разрезах о-ва Жилого и Кирмакинской долины. Доминирующая роль в составе обломочного материала принадлежит хорошо окатанному и отсортированному кварцу; отличием является постоянно присутствующая примесь обломков карбонатных пород и глинистых сланцев.

В песчаниках полимиктовых кварц составляет иногда не больше 30—35% состава



Фиг. 17. Схематический разрез продуктивной толщи у сел. Джорат.

1 — песчаники; 2 — пески;
3 — алевролиты; 4 — глины;
5 — места взятия исследованных образцов глины.

породы. В большом количестве встречаются обломки карбонатных пород, представленные темным пелитоморфным известняком, иногда с включением фораминифер, обломки глинистых и кремнисто-глинистых пород, многочисленные листочки хлорита, полевые шпаты, среди которых довольно часто встречаются призматические свежие зерна плагноклазов, иногда с полисинтетическими двойниками, ряда олигоклаз — андезин. В некоторых породах были встречены обломки эффузивов, представленные буроватыми зернами, состоящими из хлоритизированной и цеолитизированной массы вулканического стекла с погруженными в нее микролитами плагноклазов. В некоторых образцах наблюдается большое количество анальцима, образовавшегося в процессе диагенеза по обломкам эффузивов и средним плагноклазам. Иногда анальцим полностью замещает обломки эффузивов. Анальцим был впервые обнаружен в отложениях продуктивной толщи П. П. Авдусиным и затем подробно изучался В. Т. Малышеком (1936). Согласно взглядам этого автора, анальцим в продуктивной толще встречается совместно с вулканическим стеклом и образуется за счет последнего, начиная с подошвы среднего отдела. Это ограниченное распространение анальцима, по мнению В. Т. Малышека, позволяло использовать его в качестве корреляционного признака.

Присутствие вулканического стекла в среднем отделе продуктивной толщи В. Т. Малышек объясняет слабыми вспышками вулканической деятельности на Кавказе в течение этого времени.

Как показывают результаты наших наблюдений, вулканическое стекло, а также анальцим присутствуют не только в среднем отделе, но и в нижнем, в частности в КС. Возможность образования здесь анальцима за счет вулканического стекла не исключена; однако случаи перехода вулканического стекла в анальцим нами не наблюдались, не описываются они также и В. Т. Малышеком. В то же время обломки эффузивов бывают, как правило, в большей или меньшей степени цеолитизированы, а иногда и полностью замещены анальцимом. То же самое в полной мере относится к средним и основным плагиоклазам.

Мы остановимся более подробно на описании образования цеолитов в процессе диагенеза осадка, при характеристике отложений продуктивной толщи Прикуринской области, где это явление очень широко развито. Сейчас же лишь отметим, что присутствие анальцима в продуктивной толще не обязательно связывать с вулканическим стеклом пеплов (хотя это и не исключено), а главным образом с наличием обломков эффузивов и средних основных плагиоклазов, источником которых были, повидимому, мощные толщи мезозойских и третичных излияний Малого Кавказа.

Алевролитовые породы в разрезе Джората имеют тот же состав, что и песчаники, но отличаются большим содержанием обломков глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Цементом в песчаниках и алевролитах обычно служит поликристаллический кальцит, в глинистых разностях — глинистое вещество, пронизанное зернышками кальцита. В ряде образцов в цементе было встречено доломит, образующий прекрасно ограниченные ромбоэдри размером 0,10—0,25 мм. Иногда встречаются мельчайшие (0,03—0,05 мм) зернышки сидерита, обычно окружающие в виде каемочки зерна кластического материала. В некоторых образцах обнаруживается довольно значительное количество свежих зерен глауконита яркозеленого цвета.

Глины Джората по своему внешнему виду не отличаются от глин Кирмакинской долины. Они окрашены в однотонные серые и буровато-серые тона. В верхнем отделе в окраске глин появляются буроватые и розовато-бурые тона.

Изучению было подвергнуто 5 образцов глин: 3 образца из КС и 2 образца из верхнего отдела (балаханской и сабунчинской свит).

Глины Джората, как и глины Кирмакинской долины, имеют ферри-монтмориллонитово-гидрослюдистый состав, но с явным преобладанием минералов группы монтмориллонита.

По своему химическому составу (табл. 4) глины отличаются высоким содержанием полуторных окислов: содержание Al_2O_3 колеблется от 19,37 до 25,50%, а в глинах верхнего отдела — даже до 26,31%; содержание Fe_2O_3 меняется от 6,38 до 10,53%. Высокое содержание полуторных окислов обуславливает низкие значения отношения $SiO_2 : R_2O_3$, колеблющиеся в пределах 2,70—3,53, что отличает глины Джората от других глин Апшерона. Кривые содержания железа и алюминия также отличаются зеркальной сопряженностью, но не столь четкой, как мы это наблюдали для глин Кирмаку и о-ва Жилого. Содержание K_2O довольно постоянно и колеблется в незначительных пределах: от 2,36 до 3%; то же можно сказать о MgO , содержание которого равно 2,17—2,36%. Существенных отличий в составе глин нижнего (обр. 703—705) и верхнего (обр. 714—716) отделов не наблюдается; можно только отметить, что глины верхнего отдела характеризуются особенно высоким содержанием алюминия.

Химический состав глин (фракции < 0,001 мм) продуктивной толщи. Разрез у сел. Джорат

Компоненты	Кирмакинская свита			Верхний отдел	
	Образцы				
	284	703	705	714	716
SiO ₂	49,80	48,90	48,83	49,80	48,80
TiO ₂	0,70	0,56	0,72	0,50	0,62
Al ₂ O ₃	25,49	21,13	19,37	26,31	25,74
Fe ₂ O ₃	6,38	6,03	10,53	7,35	8,18
FeO	1,35	0,93	0,94	0,28	0,42
CaO	0,40	0,85	0,55	0,36	0,36
MgO	2,17	2,20	2,36	2,20	2,19
K ₂ O	2,73	2,71	2,36	2,81	3,00
Na ₂ O	1,01	0,94	0,63	0,60	0,33
H ₂ O ⁺	6,09	6,71	6,37	5,59	6,18
H ₂ O ⁻	4,66	6,81	7,76	3,78	3,16
Сумма	100,78	97,77	100,42	99,58	98,98

Рентгеноскопическое исследование обр. 705 и 714 показывает присутствие минералов монтмориллонитовой группы, дающих характерные линии базисной интерференции монтмориллонита: 11—12; 5,01; 4,46; 1,69 Å и др.

В глинах верхнего отдела (обр. 714), помимо линий монтмориллонитового минерала, присутствуют линии гидрослюда: 10,26; 4,93; 3,34 Å и др. Следует отметить, что линии гидрослюдистого минерала имеют здесь совершенно другой характер, чем на рентгенограммах глин Нефтяных Камней и о-ва Жилого. Интерференционные линии гидрослюда в глинах Джората отличаются четкостью, что резко выделяет их среди линий минералов монтмориллонитовой группы. Это позволяет определенно говорить о присутствии двух минеральных фаз в составе тонкой фракции глин этого района. Очевидно, что гидрослюда представлена здесь типичной для этой группы минералов разностью, отличающейся хорошей раскристаллизованностью и меньшей степенью дисперсности, чем в глинах о-ва Жилого и Нефтяных Камней. Гидрослюда, присутствующая в верхнем отделе глин Джората (обр. 716), имеет обломочное происхождение. Присутствие ее, вероятно, связано с размывом юрских сланцев Большого Кавказа, имеющих гидрослюдистый состав.

Помимо линий монтмориллонита и гидрослюда, присутствуют слабые, но отчетливые линии (7,02; 3,68; 2,45; 1,54 Å) минерала, относящегося к группе хлорита. С ним и связано, несомненно, повышенное содержание магния в изучаемых глинах.

Ясамальская долина

Глины верхнего отдела продуктивной толщи Апшерона изучались по разрезу Ясамальской долины, где прекрасно обнажены все три свиты верхнего отдела: балаханская, сабунчинская и сураханская.

Глины верхнего отдела отличаются значительно более яркой и разнообразной окраской, чем глины нижнего отдела: от серых и буровато-серых

оттенков до коричневых, коричневато-красных и красно-бурых тонов. Наряду с алевролитовыми разностями в большом количестве встречаются тонкоотмученные глины, отличающиеся обычно конкрециевидными текстурами, раковистым изломом и тонкой остроугольной оскольчатостью.

Гранулометрический состав глин характеризуется высоким (45—50%) содержанием фракции $< 0,001$ мм; фракция 0,01 — 0,001 мм составляет 42—48%, фракция 0,01 — 0,043 мм и крупнее 0,043 мм — обычно доли процента.

Всего из разреза Ясамальской долины было детально изучено 8 образцов глин — 2 из балаханской свиты (обр.104 и 110), 3 из сабунчинской свиты (обр. 116, 122, 128) и 3 из сураханской свиты (обр. 134, 139, 140).

По своему минералогическому составу глины Ясамальской долины относятся также к ферримонтмориллонитово-гидрослюдястым глинам и очень похожи на глины нижнего отдела продуктивной толщи. Ближе всего по своему составу они подходят к глинам разреза Джорат.

Какого-либо отличия по качественному составу между глинами различных свит — балаханской, сабунчинской и сураханской — не наблюдается, однако глины, взятые на различных стратиграфических уровнях по всем трем свитам, не однородны по количеству минеральных компонентов и отличаются то большим, то меньшим содержанием гидрослюдястого или ферримонтмориллонитового материала.

Таблица 5

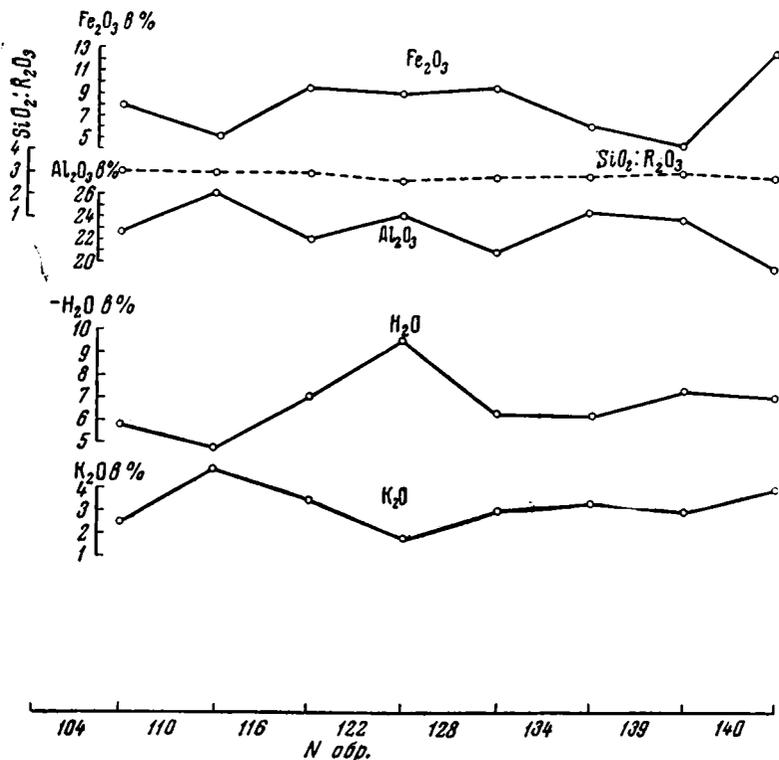
Химический состав глин верхнего отдела продуктивной толщи (фракция $< 0,001$ мм). Разрез Ясамальской долины

Компоненты	Образцы							
	104	110	116	122	128	134	139	140
SiO ₂	50,34	49,75	46,13	45,75	74,44	46,08	49,12	45,94
TiO ₂	0,69	1,03	0,97	0,76	1,00	1,08	0,73	0,77
Al ₂ O ₃	22,59	26,08	21,78	24,11	20,85	24,47	23,88	19,36
Fe ₂ O ₃	7,91	4,94	9,55	8,95	9,58	6,24	4,36	12,95
FeO	1,66	1,33	0,87	0,13	1,60	0,98	1,01	0,79
CaO	0,37	0,15	0,16	0,16	0,14	0,22	0,18	0,25
MgO	2,54	1,73	2,62	2,43	2,26	2,15	2,55	2,33
K ₂ O	2,37	4,78	3,39	1,68	2,88	3,03	2,48	3,14
Na ₂ O	0,19	0,34	0,45	0,45	0,20	0,20	0,95	0,50
H ₂ O ⁺	5,65	5,16	6,99	5,86	7,78	8,75	7,39	6,48
H ₂ O ⁻	5,79	4,76	7,07	9,51	6,20	6,13	7,23	7,08
S	0,04	0,01	0,22	0,05	0,11	0,13	0,05	0,08
Сумма	100,14	100,06	100,20	99,84	100,04	99,46	99,93	99,67

По своему химическому составу (табл.5) глины Ясамальской долины, так же как и глины Джората, отличаются высоким содержанием полуторных окислов и низким отношением SiO₂ : R₂O₃, равным 2,80 — 3,12, а в двух образцах падающим до 2,60. Содержание Al₂O₃ колеблется от 26 до 19,36%, содержание Fe₂O₃ — от 12,95 до 4,36%. Такой большой диапазон колебаний в содержании Fe₂O₃ и Al₂O₃, как и низкие значения отношения SiO₂ : R₂O₃, являются характерной чертой глин Ясамальской долины. В значительных пределах, от 3,39 до 1,68%, колеблется в этих глинах

содержание K_2O , а в одном образце, представляющем типичную гидрослюдистую глину (обр. 110), оно доходит до 4,78%. Содержание низко-температурной воды варьирует от 9,51 до 4,76%. Очень отчетливо проявляется (фиг. 18) зеркальная сопряженность кривых содержания Al_2O_3 — Fe_2O_3 и K_2O — H_2O . Количество MgO так же, как в Джорате, отличается большим постоянством и равно 2,62 — 2,15%; только в образце гидрослюдистой глины оно уменьшается до 1,73%.

В глинах Ясамальской долины наблюдается, как и в глинах других описанных разрезов Апшерона, изменение светопреломления чешуек



Фиг. 18. Изменения в содержании Fe_2O_3 — Al_2O_3 и K_2O — H_2O в глинах верхней части продуктивной толщи.

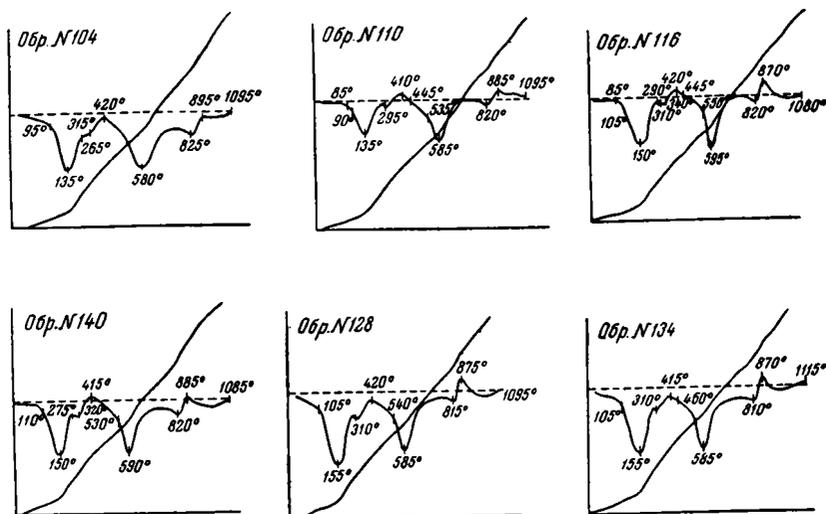
ориентированных агрегатов глинистых минералов в зависимости от содержания в них железа. Большой диапазон колебаний в содержании железа позволяет очень четко видеть эту закономерность. Следует, однако, отметить, что чешуйки ориентированных агрегатов глин верхнего отдела отличаются более низкими показателями преломления, чем это наблюдалось в глинах нижнего отдела. Для глин с низким содержанием железа $N_p=1,537$ — $1,540$, $N_g=1,547$ — $1,552$, для глин с более высоким содержанием железа $N_p=1,543$ — $1,546$, $N_g=1,550$ — $1,558$.

Эта разница в светопреломлении и изменении светопреломления в зависимости от содержания железа между глинами между верхнего и нижнего отделов видна на фиг. 10. Можно видеть, что при равных содержаниях железа и примерно одинаковой интенсивности окраски чешуек $n_{ср}$. чешуек глин верхнего отдела ниже, чем $n_{ср}$. чешуек глин нижнего отдела, причем увеличение показателей преломления при увеличении содержания железа в глинах нижнего отдела происходит быстрее,

чем в глинах верхнего отдела; с чем связано это явление, для нас еще неясно.

Характер рентгенограмм глин верхнего отдела очень похож на приведенные выше рентгенограммы глин Джората и показывает преобладание минерала ферримонтмориллонитовой группы (11,50; 5,01; 4,46; 1,50 Å и др.), а также одновременное присутствие гидрослюд (линия 9,90 Å).

На кривых нагревания глин (фиг. 19) Ясамальской долины присутствуют интенсивные эндотермические остановки, связанные при 135—150° с потерей адсорбционной воды, при 580—595° — с потерей конституционной воды; слабо намечена эндотермическая остановка при 810—825°. На некоторых кривых фиксируется незначительная эндотермическая



Фиг. 19. Кривые нагревания глин верхнего отдела продуктивной толщи. Разрез Ясамальской долины. Фракция < 0,001 мм.

остановка при 310—315°, связанная, очевидно, с присутствием гидроксидов железа, что подтверждается красной и красно-бурой окраской некоторых глин. На всех кривых присутствует в большей или меньшей степени выраженный эндотермический эффект при 870—885°, характерный для бейделлитовых и нонтронитовых глин.

Кривые нагревания глин Ясамальской долины имеют тот же характер, что кривые нагревания глин продуктивной толщи других районов Апшерона.

Сумгаит

Разрез по р. Сумгаит является самым крайним северо-западным из изученных разрезов Апшерона, где выходят нижний, средний и верхний отделы продуктивной толщи.

Разрез начинается с кирмакинской свиты и заканчивается отложениями сабунчинской свиты. Кирмакинская свита представлена в своей верхней части, нижние горизонты ее отсутствуют; в обнажении хорошо виден трансгрессивный характер налегания продуктивной толщи на эродированную поверхность подстилающих понтических отложений.

По своему характеру породы этого разреза несколько напоминают продуктивную толщу апшеронской фации, но одновременно несут ясные признаки присутствия материала кабристанского типа продуктивной

толщи. Это видно в плохой сортировке некоторых песчаников, в примеси в песчано-алевролитовых породах мелких галечек красноватого цвета, очень характерных для пород Кабристана, в присутствии в песчаниках тонких прослоечков магнетита. Если в разрезе Джората смешанный характер материала удается определить только микроскопически, то в Сумгаите он достаточно отчетливо проявляется и во внешнем облике пород.

Детальное петрографическое изучение этого разреза выполнено М. Е. Бердичевской. Материалами ее мы и воспользуемся для краткой характеристики пород этого района.

Смешанный характер обломочного материала и большая роль минеральных обломков кавказского типа не позволяют отнести отложения продуктивной толщи Сумгаита к собственно апшеронской фации. М. Е. Бердичевская выделяет этот район как зону смешанного, промежуточного состава между Апшероном и Кабристаном.

В составе кластического материала большая роль принадлежит здесь обломкам известняков и глинистых сланцев, приносившихся в бассейн продуктивной толщи за счет размыва юрских и меловых пород Кавказа; в большом количестве встречаются также кварц, полевые шпаты, в некоторых образцах много глауконита. Изредка встречаются обломки эффузивов. В составе тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидота и цоизита, устойчивые минералы — гранат, турмалин, рутил, а также слюды, хлорит; в значительном количестве встречаются и минералы группы дистена-ставролита и, наконец, наряду с ними амфиболы и такие нетипичные для Апшерона минералы, как пироксены.

Присутствие обломков эффузивов, а также пироксенов совершенно такого же типа, что и распространенные в массовых количествах в Прикуринской области (на чем мы подробно остановимся ниже), свидетельствует о том, что в район Сумгаита поступал материал не только с Большого Кавказа и из северного источника, но и с Малого Кавказа, причем роль последнего была более значительной, чем в районе Джората.

Характерной особенностью пород продуктивной толщи Сумгаита является их сильная загипсованность. В песчано-алевролитовых разностях пород кирмакинской свиты цементом всегда служит гипс. Тип цемента пойкилитовый. В пределах Апшерона Сумгаит представляет единственный разрез, где обнаруживается присутствие гипса в кирмакинской свите. В вышележащих песчаных отложениях НКП гипс уже не встречается и цементирующим материалом служит кальцит. В верхнем отделе гипс снова получает распространение.

Широкое распространение гипса, а также присутствие барита и целестина в тяжелой фракции показывают, что образование пород продуктивной толщи этого района происходило в условиях повышенной концентрации солей в морской воде. Возможно, что район Сумгаита представлял изолированную лагуну или залив, где интенсивно протекавшие процессы испарения обуславливали сильное повышение концентрации солей в водах, которое было особенно значительным в период образования глинисто-алевролитовых свит, когда принос обломочного материала, а, следовательно, и приток пресных вод был сравнительно слабым. При формировании песчаных свит (НКП) усиленный приток пресных вод понижал концентрацию солей в лагуне, и в качестве цемента образовывался кальцит.

В разрезе Сумгаита нами было изучено 3 образца глин из кирмакинской свиты. Все глины представляют собой почти чисто ферримонтмориллоновые разности. Примесь гидрослюдистого минерала в них ничтожна. Глины отличаются постоянством как минералогического, так и химического (табл. 6) состава. Содержание Al_2O_3 равно 22,42—21,47%, содержание Fe_2O_3 —7,30—6,77%. Количество K_2O в глинах пониженное и колеблется от 1,00 до 1,80%, содержание MgO — от 2,77 до 1,97%. Рентгенограммы

имеют типичный для ферримонтмориллонитовых минералов характер; присутствуют интерференционные линии 12,20; 4,49; 2,82; 1,64; 1,50 Å и др. Слабые линии 7,40; 3,66; 2,47 Å относятся, видимо, к магнезиальному минералу из группы хлоритов.

Таблица 6

Химический состав глин продуктивной толщи (фракция < 0,001 мм).
Разрез по р. Сумгаит

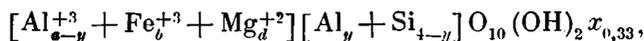
Компоненты	Кирмакинская свита			Компоненты	Кирмакинская свита		
	Образцы				Образцы		
	208/48	210/48	211/48		208/48	210/48	211/48
SiO ₂	49,04	48,88	50,57	MgO	2,27	2,77	1,97
TiO ₂	0,74	0,60	0,82	K ₂ O	1,78	1,01	1,80
Al ₂ O ₃	21,66	21,47	22,42	Na ₂ O	0,50	0,89	0,65
Fe ₂ O ₃	7,80	6,77	6,94	H ₂ O ⁺	6,16	7,37	6,44
FeO	1,00	1,00	1,21	H ₂ O ⁻	6,26	8,34	4,38
CaO	2,02	0,50	0,22				
				Сумма (для всех компонент.)	98,73	99,60	97,42

Кривые нагревания глин Сумгаита совершенно подобны описанным выше кривым нагревания глин Кирмаку и о-ва Жилого.

Судя по данным химического анализа, обр. 210/48 отличается чистой состава и представляет наиболее типичный ферримонтмориллонит. Микроскопическое изучение показывает однородность материала. Глинистый минерал имеет вид зеленовато-буроватых чешуек, которые обладают прямым волнистым угасанием и светопреломлением $N_p = 1,542-1,546$, $N_g = 1,558-1,564$, $N_g - N_p = 0,016-0,020$.

Мы пересчитали анализ образца 210/48 на структурную формулу монтмориллонита, пользуясь методом, предложенным Россом и Хендриксом (Ross a. Hendricks, 1945).

Общая формула монтмориллонитов, предложенная этими авторами, имеет следующий вид:



где y — число ионов алюминия, замещающих в тетраэдрической позиции кремний, a , b и d — индексы, представляющие количественные соотношения катионов в октаэдрических позициях, x — поглощенные основания (представленные Ca, Na и, возможно, K), количество которых, по экспериментальным данным авторов, равно в среднем 0,33.

Для перехода от атомных количеств, полученных из данных химического анализа, к соотношениям катионов пользуемся следующей формулой:

$$\begin{aligned} & [(Al_{A-Y}^{+3} + Fe_B^{+3} + Mg_D^{+2})(Al_Y Si_Z)O_{10}(OH)_2 x_{0,33}] \cdot K = \\ & = (Al_{a-y}^{+3} + Fe_b^{+3} + Mg_d^{+2})(Al_y + Si_{4-y})O_{10}(OH)_2 x_{0,33}, \end{aligned}$$

где A , B , D , Y и Z — атомные количества элементов, а K — константа, при помощи которой мы переводим атомные количественные отношения

в соотношения катионов, определяемая из формулы равновесия валентных ионов:

$$K(3A + 3B + 2D + 4Z) + 0,33 = 22.$$

В основе приведенной формулы лежит расчет на 22 отрицательных валентности кислородно-гидроксильного костяка решетки — $O_{10}(OH)_2$. Замещение в тетраэдрической координации Si^{+4} на Al^{+3} и замещение трехвалентных ионов Al^{+3} и Fe^{+3} на двухвалентный магний в октаэдрической координации создает избыток отрицательных валентностей, которые частично компенсируются возрастанием числа ионов в октаэдрической координации (в идеальном случае равного 2) и присутствием поглощенных оснований.

Ниже приводим пример расчета обр. 210/48.

Окислы	Данные анализа	Множитель	Атомные отношения и символы
SiO_2	48,88	60,06	0,812—Z
Al_2O_3	21,47	51,00	0,420—A
Fe_2O_3	6,77	79,92	0,084—B
MgO	2,71	40,32	0,069—D

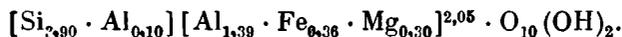
$$K = \frac{22 - 0,33}{0,420 + 3 \cdot 0,084 + 3 \cdot 0,069 + 2 \cdot 0,812 + 4} = \frac{21,67}{4,988} = 4,345.$$

Так как число катионов в тетраэдрической координации $Si + Al = 4$, то $K(Z + Y) = 4$, $y = 0,103$. Число катионов в октаэдрической координации

$$\epsilon = K(A + B + D - Y) = 2,05$$

$$a - y = (A - Y)k = 1,39; \quad b = B \cdot k = 0,364; \quad d = D \cdot K = 0,30.$$

Отсюда структурная формула минерала:



Согласно структурной формуле минерала, содержание кремния в тетраэдрическом слое близко к 4 ($Si_{IV} = 3,90$), что свидетельствует о принадлежности его к группе монтмориллонита. Довольно высокое содержание трехвалентного железа в октаэдрических слоях ($Fe^{III} = 0,36$) позволяет отнести его к ферримонтмориллонитам.

Общая характеристика глин продуктивной толщи Апшерона и условия их образования

Отложения продуктивной толщи Апшерона представляют многоминеральные породы, образование которых происходило в результате смешения обломочного материала, приносившегося из различных источников. Неоднородный характер отложений продуктивной толщи Апшерона отчетливо проявляется в изменении минералогического состава пород по простиранию. В направлении с востока на запад интенсивно возрастает роль материала кавказского происхождения. Северо-западные районы Апшерона (Сумгаит) относятся уже к «зоне смешения», где состав обломочного материала имеет промежуточный характер между апшеронским и кабристанским типами.

Весьма существенную особенность продуктивной толщи описываемой области представляет различный минералогический состав песчаных и глинистых свит. Если в первых преобладающим породообразующим минералом является кварц, то в глинистых свитах наблюдается резкое увеличение материала кавказского происхождения (обломков пород, полевых шпатов, в тяжелой фракции — эпидота, цоизита, хлорита и слюд).

Доминирующая роль кавказского материала в глинистых отложениях свидетельствует о том, что основные направления сноса в периоды образования песчаных и глинистых свит продуктивной толщи были различны. Если в периоды отложения преимущественно песчаных свит (ПК, НКП и среднего отдела) основной принос материала происходил с севера, то во время формирования глинистых свит основное количество минеральных обломков поступало с Кавказа. Таким образом, материал, служивший для формирования глинистых свит, был в основном иным, качественно отличным от того, который являлся источником при формировании песчаных свит.

Как показали исследования, в кирмакинской свите продуктивной толщи Апшерона распространены гидрослюдисто-ферримонтмориллонитовые разности глин, причем здесь имеют место все переходы от гидрослюдистых глин, развитых в восточных районах, до почти мономинеральных ферримонтмориллонитовых глин, развитых в северо-западных частях области.

Изменения минералогического состава глин отчетливо фиксируются по данным химических анализов. В табл. 7 дается средний химический состав глин различных районов.

Таблица 7

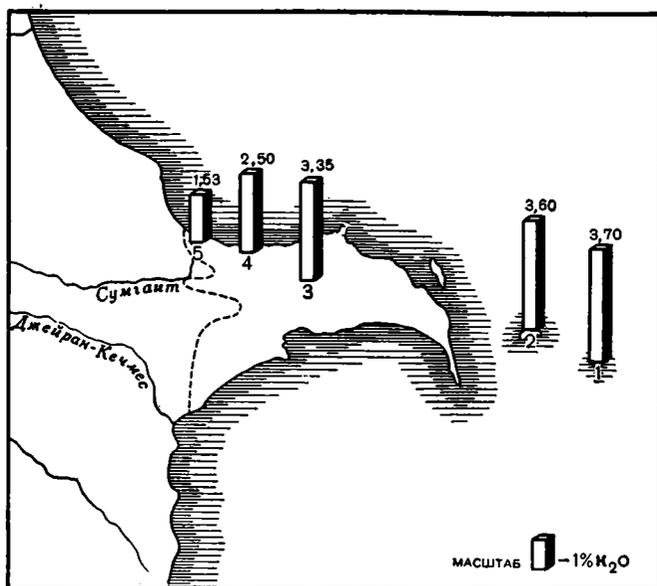
Средний химический состав глин некоторых районов Апшерона (кирмакинская свита)

Компоненты	Нефтяные Камни (1 обр.)	О-в Жилой (5 обр.)	Кирмакинская долина (5 обр.)	Джорат (3 обр.)	Сумгаит (3 обр.)
SiO ₂	48,15	49,50	51,00	49,18	49,50
TiO ₂	0,70	0,80	0,52	0,66	0,72
Al ₂ O ₃	23,32	23,25	20,02	22,00	21,85
Fe ₂ O ₃	5,93	5,15	7,22	7,51	7,00
FeO	2,02	1,60	1,87	1,07	1,07
CaO	0,22	0,57	0,30	0,60	0,91
MgO	2,28	1,80	0,97	2,24	2,34
K ₂ O	3,70	3,60	3,35	2,50	1,53
Na ₂ O	0,46	0,90	0,96	0,86	0,68
H ₂ O ⁺	7,33	5,96	5,80	6,39	6,66
H ₂ O ⁻	3,78	5,65	6,85	6,41	6,33
С у м м а	97,99	98,78	100,66	99,66	98,59

Гидрослюдистые глины, преобладающие в восточных частях области, отличаются высоким содержанием калия и низким содержанием гигроскопической воды. На фиг. 20 изображено изменение среднего содержания калия в глинах различных районов. Можно видеть, что по мере удаления к западу среднее содержание K₂O в глинах нижнего отдела продуктивной толщи постепенно уменьшается от 3,70% и 3,60% на Нефтяных Камнях и о-ве Жилом до 1,53% в Сумгаите.

Противоположную картину представляет распределение среднего содержания железа. В пределах северо-западного и центрального Апшерона среднее содержание Fe_2O_3 колеблется от 7,22 (Кирмаку) до 7,69% (Джорат); по мере удаления на восток оно уменьшается до 5,15% в глинах о-ва Жилого и 5,93% в глинах Нефтяных Камней. Изменение содержания железа отражается на изменении показателей преломления. Обычно чешуйки ориентированных агрегатов глин о-ва Жилого и Нефтяных Камней отличаются несколько более низкими показателями преломления (фиг. 10).

Содержание закисного железа колеблется от 2 до 1%. Присутствие закисного железа связано, очевидно, с незначительным содержанием пи-



Фиг. 20. Распределение среднего содержания K_2O в глинах кирмакинской свиты Апшерона.

1 — Нефтяные Камни; 2 — о-в Жилой; 3 — Кирмакинская долина; 4 — Джорат; 5 — Сумгаит; - - - граница предполагаемой суши в период отложения нижнего отдела продуктивной толщи (по В. Е. Ханну).

рита и тонкодисперсного сидерита, который постоянно фиксируется в более крупных фракциях и шлифах глин.

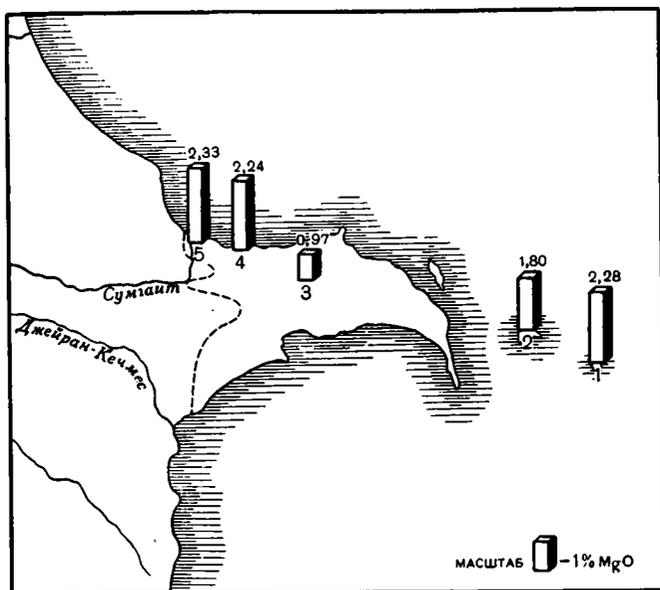
Распределение магния в глинах Апшерона имеет своеобразный характер. Наиболее низкое содержание MgO приурочено к глинам Кирмакинской долины; среднее содержание MgO в глинах этого района равно 0,97%, пределы колебаний — от 0,17 до 1,74%. По направлению к востоку среднее содержание MgO возрастает до 1,80% в глинах о-ва Жилого и до 2,28% в глинах Нефтяных Камней. В глинах Джората и Сумгаита среднее содержание MgO почти одинаково и равно 2,24% в первом разрезе и 2,33% — во втором. Как мы отмечали, на порошковых рентгенограммах глин из большинства изученных разрезов фиксируются слабые линии магниального минерала типа хлорита. На рентгенограммах глин Кирмакинской долины, в которых содержание магния очень невелико (например, обр. 12), линии магниального минерала отсутствуют.

Таким образом, в содержании и распределении различных элементов в глинах наблюдается определенная закономерность. Повышенные содер-

жания окисного железа характерны для глин прибрежной или близкой к ней области; по мере удаления к центральным частям бассейна содержание железа в глинах постепенно уменьшается.

Обратная картина наблюдается в распределении калия. Глины прибрежной зоны продуктивного моря характеризуются относительно низким содержанием калия, которое постепенно возрастает по мере удаления к центральным частям бассейна. В глинах наиболее удаленного к востоку района (Нефтяные Камни) содержание K_2O почти в 2,5 раза превышает его содержание в западной прибрежной зоне (Сумгаит) (фиг. 20).

Магний присутствует в повышенных количествах в северо-западной зоне (Сумгаит и Джорат). В центральной зоне Апшерона содержание этого



Фиг. 21. Распределение среднего содержания MgO в глинах кирмакинской свиты Апшерона.

1 — Нефтяные Камни; 2 — о-в Джойлы; 3 — Кирмакинская долина; 4 — Джорат; 5 — Сумгаит; - - - граница предполагаемой суши в период отложения нижнего отдела продуктивной толщи (по В. Е. Ханну).

элемента минимальное, но по мере движения на восток оно постепенно увеличивается (фиг. 21).

Между содержанием некоторых элементов в глинах наблюдается определенная четкая зависимость. Так, мы отмечали постоянно наблюдающуюся зеркальную сопряженность кривых содержания окисей железа и алюминия, а также несколько менее четко выраженную, но тоже вполне определенную обратную сопряженность кривых содержания окиси калия и гигроскопической воды.

Совокупность данных химического, рентгеновского, оптического и термического анализов привела нас к заключению, что глины продуктивной толщи Апшерона представляют сложные образования, в которых гидрослюдистый минерал и минерал монтмориллонитовой группы образуют общую сложную решетку, связаны взаимными переходами и находятся в переменных соотношениях в глинах различных областей. Минералы группы гидрослюды, развитые в восточных районах, как указывалось выше, представляют как бы переходный тип от типичных гидрослюды к минералам монтмориллонитовой группы. Можно предположить, что в

глинах ферримонтмориллоново-гидрослюдистого состава мы имеем дело со смесями, представляющими тонкослойное структурное чередование в решетке пакетов гидрослюда и монтмориллонового минерала, в котором часть атомов алюминия в октаэдрических позициях замещена железом. Таким образом, мы рассматриваем глины продуктивной толщи Апшерона как породы, состоящие в основном из индивидуализированного минерального комплекса, который с точки зрения тонкой структуры представляет субмикроскопическое чередование пакетов типа монтмориллонита с пакетами типа гидрослюда. Этот комплекс, наиболее широко развитый в центральной зоне Апшеронского п-ова, является переходным типом между собственно ферримонтмориллоновыми глинами северо-западной зоны (Сумгаит) и гидрослюдистыми глинами восточной зоны (Нефтяные Камни, о-в Жилой).

Следует отметить, что среди осадочных толщ довольно часто встречаются глинистые образования, оптические константы которых и характер термограмм не позволяют решить вопрос о принадлежности их к группе гидрослюдов или к ферримонтмориллону. Иногда и рентгенограмма не позволяет решить этот вопрос, так как на ней присутствуют и линии гидрослюда, и линии монтмориллонового минерала, отличающиеся одинаковой интенсивностью и частично перекрывающие друг друга. Обычно только химический анализ позволяет с большей или меньшей степенью уверенности, ориентируясь на высокое или низкое содержание K_2O , отнести эти глины к гидрослюдистым или к ферримонтмориллоновым. Для описываемого типа глин иногда употребляется термин «бейделлит» или «бейделлитизированная гидрослюда» (Викулова, 1950, 1952; Ратеев, 1952), что с нашей точки зрения является неправильным. Характерными особенностями глинистых образований, которые в литературе иногда без достаточных оснований называются бейделлитом, являются: 1) содержание Fe_2O_3 , колеблющееся от 3 до 10—12%; 2) показатели преломления в интервалах $Np=1,537—1,558$, $Ng=1,555—1,570$, обычно зависящие от большего или меньшего содержания железа; 3) более низкое, чем у монтмориллонов, содержание низкотемпературной воды, равное 6—10%, и соответственно 4) на рентгенограммах более низкие значения линий, индексирующих межплоскостные расстояния по (001), равные обычно 11—13 Å; 5) характерный тип кривых нагревания с эндотермическими остановками 125—140°, 560—600° и 830—860° и небольшим экзотермическим подъемом при 880—910°.

В эту группу попадают глины с очень низким содержанием K_2O , для которых нам кажется более правильным применить термин ферримонтмориллонит (а не бейделлит), и минералы с содержанием K_2O до 3—3,5%, представляющие переходные типы от ферримонтмориллонита к определенному типу гидрослюда и имеющие, вероятно, характер тонкослойных структурных смесей. Тесная связь и взаимопереходы между этими двумя группами минералов наглядно иллюстрируются материалом, полученным при изучении глин продуктивной толщи Апшерона, где мы наблюдаем постепенные переходы от почти чистых гидрослюдистых глин (Нефтяные Камни) к почти чистым ферримонтмориллонам (Сумгаит).

Применение названия «ферримонтмориллоновая глина» для разновидностей, бедных K_2O , нам кажется более правильным, так как под этим названием подразумевается, что глинистые минералы, входящие в состав породы, обладают монтмориллоновым типом структуры и что часть атомов Al^{+3} в октаэдрических позициях решетки замещена Fe^{+3} . Под названием же «бейделлит», согласно кристаллохимической классификации Д. П. Сердюченко (1953), подразумевается совершенно определенный минерал монтмориллоновой группы, характеризующийся тем, что около 0,30 атомов алюминия находятся в решетке в четверной координа-

ции, замещая в тетраэдрических позициях кремний. Обычно в полиминеральных глинах мы лишены возможности рассчитать структурные формулы минералов и таким образом определить принадлежность его к столь определенному минеральному виду, как бейделлит. Поэтому нам кажется возможным применять к этим породам более общий термин «ферримонтмориллонитовые глины». При наличии значительного содержания K_2O мы, повидимому, имеем дело с тонкослоистыми минеральными комплексами, описанными выше.

Процесс образования глинистых минералов в бассейне продуктивной толщи Апшерона представляется нам в следующем виде. В период образования глинистых свит в бассейн приносилась тонкая терригенная мусть, состоящая из вулканогенных частиц, которыми изобилуют неогеновые и палеогеновые породы восточного погружения Кавказского хребта, и глинистых минералов, относящихся большей частью, вероятно, к группе монтмориллонита и гидрослюд.

На дне бассейна в условиях щелочной среды происходило разложение и переработка этого материала и формирование глинистых минералов, слагающих глины продуктивной толщи. Основная масса глинистых минералов создавалась путем диагенетических преобразований осадка в результате сложных процессов взаимодействия и перегруппировки атомов кремния, алюминия, железа и щелочей как самого осадка, так и окружающей его водной среды. В непосредственной близости от берега происходило образование главным образом минералов группы ферримонтмориллонитов. Частично образование этих минералов могло идти метасоматическим путем. В глинах Кирмаку мы наблюдаем пластинки вулканического стекла, переходящие в ферримонтмориллонитовый минерал. В некоторых случаях, при избытке кремнезема, происходило формирование не только глинистых минералов, но и опала, о чем свидетельствует нахождение в глинах опалово-ферримонтмориллонитовых микроконкреций.

По мере движения от прибрежной зоны к центральным частям бассейна, в глинах происходит постепенное нарастание содержания калия. Вместо ферримонтмориллонитовых глин появляются ферримонтмориллонитово-гидрослюдистые, а в наиболее удаленных частях бассейна и гидрослюдистые глины. Накопление калия в глинах, повидимому, связано с процессами адсорбции этого элемента из морской воды как в процессе переноса глинистых частиц в морской воде, так и в процессе диагенеза.

Накопление калия приводит к образованию минералов, близких по своему характеру к гидрослюдам и являющихся как бы переходным типом от монтмориллонитовой к гидрослюдистой группе минералов.

В процессе преобразования возникают глины промежуточного гидрослюдисто-ферримонтмориллонитового состава, представляющего, возможно, тонкослоистые смеси чередующихся пакетов гидрослюды и ферримонтмориллонита.

Естественно возникает вопрос, чем объясняется более интенсивное накопление калия в удаленных от берега частях бассейна. Нам кажется, что это явление может быть связано с увеличением времени пребывания частиц глинистых минералов в окружающей водной среде. В береговой зоне накопление осадка происходит быстро, и частицы также сравнительно быстро выходят из непосредственного соприкосновения с водной средой.

В более удаленных частях бассейна частицы глинистых минералов, подвергаясь длительному воздействию морской воды как в течение времени переноса, так и вследствие более замедленного хода накопления осадка, испытывают более глубокую переработку и изменения.

Доказательством значительно меньшей степени переработки глинистого материала в условиях быстрого накопления осадка может служить неоднородный состав глин в некоторых районах прибрежной зоны Апшерона (наличие кластической гидрослюды в Джорате), а также состав глин верхнего отдела продуктивной толщи районов Кабристана и Прикуриинской области, освещенный в последующих разделах.

Интересно отметить, что увеличение содержания калия в глинах по мере движения от берега вглубь бассейна прослеживается и на примере современных осадков. В работе Грима, Дица и Бредли (Grim, Dietz a. Bradley, 1949) приводятся данные по изучению глин из колонок современных осадков побережья Тихого океана у Калифорнии и Калифорнийского залива.

По данным этих авторов, в изученных образцах присутствуют иллит, каолинит и минерал из группы монтмориллонита. По мере движения вглубь бассейна содержание каолинита сильно уменьшается и увеличивается содержание иллита. Содержание калия в осадках по мере движения вглубь бассейна возрастает, что авторы связывают с адсорбцией этого элемента из морской воды и формированием иллита. Любопытно отметить следующий факт. Изучение колонок (глубиной около 1,50—2,20 м) показывает, что в прибрежной зоне с глубиной колонок происходит нарастание содержания K_2O , связанное с диагенетическим процессом, в глубоких же частях бассейна изменения в содержании K_2O с глубиной колонки не наблюдается. Грим, Диц и Бредли предполагают, что постоянство содержания калия в колонках, взятых из глубоких частей бассейна, связано с тем, что процесс отложения осадка происходит так медленно, что адсорбция калия и формирование иллита происходят в процессе накопления осадка, и при диагенезе существенных изменений уже не происходит.

Примерно такая же картина в осадках Тихого океана наблюдается для распределения магния. Нарастание содержания магния с глубиной бассейна фиксируется даже более отчетливо, чем нарастание калия.

С глубиной колонки как в прибрежной зоне, так и в глубоководных частях бассейна содержание магния увеличивается. Названные выше авторы делают вывод, что накопление магния в осадках также связано с процессами адсорбции этого элемента из морской воды и происходит как во время накопления осадков, так и во время его диагенеза. Повидимому, осадки способны адсорбировать магний даже в большей степени, чем калий. Об этом говорит то, что в глубоких частях моря калий в процессе диагенеза заметным образом не накапливается, в то время как магний более интенсивно нарастает в поверхностном слое осадков по мере углубления бассейна и продолжает накапливаться в течение диагенеза, о чем свидетельствует возрастание содержания его в глубоких частях колонки. Авторы предполагают связь магния с хлоритовыми минералами, иллитом или монтмориллонитом.

Указывая, что близость кристаллической структуры хлорита и каолинита не позволяет по большей части их различать в смесях, особенно в присутствии монтмориллонита¹, Грим, Диц и Бредли все же указывают на присутствие в осадках даже глубоких частей бассейна некоторого количества каолинита. Возможно, что в этом случае присутствует именно хлорит, а не каолинит, о чем говорит высокое содержание MgO , достигающее 3,50—4%.

¹ Хлорит можно отличить от каолинита в смесях по линии базисной интерференции, равной 12—13 Å, но в присутствии монтмориллонита эта линия может принадлежать также последнему.

Магний в глинах продуктивной толщи Апшерона, как уже отмечалось выше, распределен довольно неравномерно. В северо-западных районах Апшерона (Джорат и Сумгаит) наблюдается несколько повышенное содержание MgO (2,20—2,30%); в Кирмакинской долине количество магния в глинах минимально (см. табл. 3), а по мере движения далее на восток (о-в Жилой и Нефтяные Камни) вновь наблюдается постепенное повышение содержания этого элемента. Таким образом, на участке Кирмаку—Нефтяные Камни количество MgO в глинах последовательно увеличивается (по мере движения к центральным частям бассейна), как это было отмечено для калия на протяжении всего Апшерона.

Повидимому, возрастание содержания магния на этом участке также связано с процессами адсорбции этого элемента из морской воды.

В следующем разделе, посвященном описанию глин Прикуринской области, вопросу о повышенном содержании магния в глинах Джората и Сумгаита уделяется специальное внимание. Пока же отметим, что при изучении глин Прикуринской области и Кабристана удалось установить определенную зависимость между присутствием минералов, типичных для Малого Кавказа (в данном случае пироксенов), и содержанием в глинах магния. На фиг. 34 изображено распределение MgO в глинах верхнего отдела районов Кабристана, Прикуринской области и Апшерона. В направлении с юга на север происходит постепенное уменьшение MgO от 4,27% в глинах Прикуринской области до 2,20% в глинах северо-западного Апшерона. Это снижение содержания MgO в глинах полностью совпадает с постепенным уменьшением в этом же направлении в отложениях продуктивной толщи количества материала малокавказского происхождения.

Заканчивая описание глин продуктивной толщи Апшерона, можно отметить, что в пределах этого района выделяются три зоны различного минералогического состава глин: 1) восточная зона, характеризующаяся развитием преимущественно гидрослюдистых глин и гидрослюдисто-ферримонтмориллонитовых глин с незначительным участием ферримонтмориллонита; 2) центральная зона с развитием гидрослюдисто-ферримонтмориллонитовых глин; 3) западная зона, в которой присутствуют ферримонтмориллонитовые глины, иногда с незначительной примесью кластических гидрослюдов. В очень небольшом количестве в глинах восточной и западной зон встречается примесь магнийсодержащего минерала (типа хлорита).

Различный минеральный состав глин этих зон связан с физико-географической и геохимической обстановкой, в которой происходило формирование слагающих их глинистых минералов. Повышенное содержание калия и формирование гидрослюдистых минералов характерны для удаленных от берега областей морского бассейна продуктивного времени.

IV. ПРИКУРИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Общий обзор

Прикуринской областью именуется юго-восточная часть Азербайджана, являющаяся частью обширной Куринской депрессии, заключенной между горными сооружениями Большого и Малого Кавказа. На востоке границей Прикуринской области служит Каспийское море, на юге и юго-западе — предгорья Талышского хребта, на севере — гряда невысоких хребтов широтного простиранья между ст. Аджикабул и ст. Алят, к которой с северо-запада подходит Хараминский хребет; западная граница области проходит по р. Араксу.

Прикуринская область на значительной части своей территории представляет равнину, покрытую мощной толщей древнекаспийских и совре-

менных образований. Дислоцированные отложения продуктивной толщи, акчагыла и апшерона выступают только в возвышенных частях района: в пределах хребтов, ограничивающих Прикуруинскую область с севера (М. Харамы, Мишов-Даг, Алятская гряда), и в изолированных антиклинальных поднятиях в центральной части области — хребет Баба-Занан.

Нами были изучены разрезы Баба-Занан, расположенный в центральной части Прикуруинской низменности, и Айран-Текян, расположенный в районе Алятской гряды и представляющий пограничную зону между Кабристаном и Прикуруинской областью.

Район Баба-Занан

Обнажение продуктивной толщи района горы Баба-Занан находится примерно в 6 км от г. Сальяны. В строении района принимают участие отложения апшеронского и акчагыльского ярусов и продуктивной толщи. В тектоническом отношении район Баба-Занан представляет брахиантиклинальную складку северо-западного простирания, осложненную дислокационной трещиной, проходящей в сводовой части складки параллельно ее оси. Присводовая часть и юго-западное крыло погребены под толщей наносов.

Продуктивная толща, слагающая присводовую часть северо-восточного крыла складки, представлена здесь только своей верхней частью. Выше продуктивной толщи согласно и с постепенным переходом залегают акчагыльские отложения. Граница между ними проводится по появлению (в акчагыле) однотонной серой окраски пород и присутствию прослоев вулканического пепла.

Характеристика пород продуктивной толщи разреза Баба-Занан

Продуктивная толща представлена однообразным чередованием переслаивающихся глинисто-алевролитовых пород с прослоями серых, бурых и зеленовато-бурых песков и песчаников (фиг. 22).

Пески и песчаники — преимущественно тонко- и мелкозернистые, горизонтально- и косослойные, полимиктовые, содержащие большое количество темноцветных минералов. Иногда в песчаниках наблюдаются прослой, обогащенные магнетитом в виде тончайших прослоек мощностью 1—3 мм; они придают породе тонкую горизонтальную и косую слоистость.

Пески и песчаники связаны постепенным переходом с алевролитами, окрашенными в серые, зеленовато-серые, бурые, иногда красно-бурые тона и содержащими обычно большую или меньшую примесь глинистого материала. Алевролиты также отличаются тонкой горизонтальной и косой слоистостью, плитчатой отдельностью, иногда, в случае содержания значительного количества глинистого материала, конкрециевидной отдельностью.

В глинах наблюдаются все разности от грубых алевролитовых до тонкоотмученных. Преобладают глины серых, красно-бурых и зеленовато-бурых тонов. Глины обладают плитчатой, брусковидной, конкрециевидной отдельностями, некоторые из них бесструктурны. Тонкоотмученные разности глин имеют раковистый излом, при высыхании иногда рассыпаются на угловатые, оскольчатые обломки. На плоскостях напластования глин нередко встречаются черные марганцевые налеты и реже зеленые пятна и примазки медистых соединений.

При микроскопическом изучении обращает на себя внимание исключительно разнообразный полимиктовый характер песчано-алевролитовых

пород (фиг. 23). В состав их терригенной части входят различные обломки пород, много полевых шпатов, реже встречаются угловатые зерна кварца, пластинки слюд и хлорита. Обломки пород представлены в основном обломками эффузивов, главным образом порфиров. Встречаются они в виде зерен, окрашенных в проходящем свете в буроватый и зеленоватый цвет, состоящих из основной массы вулканического стекла, хлоритизированного, цеолитизированного с микролитами плагиоклазов. Иногда попадаются бурые, почти непрозрачные зерна с погруженными в неполяризующую массу фенокристаллами плагиоклазов. Многие обломки эффузивов содержат многочисленные мелкие включения рудных минералов (пирита, магнетита), иногда сильно загрязнены и пропитаны бурыми гидроокислами железа.

Обломки пород представлены также бурыми глинистыми сланцами, кремнистыми, реже серицитово-кремнистыми агрегатами и темными пелитоморфными известняками, иногда с раковинками фораминифер и кальциферами.

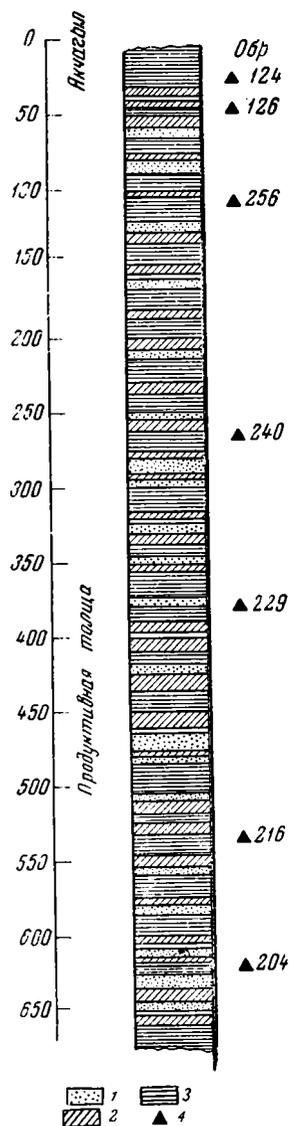
Среди полевых шпатов распространены плагиоклазы, реже калиевые полевые шпаты, в числе которых встречаются свежие решетчатые микроклины. Плагиоклазы представлены бурыми, несколько разрушенными, часто покрытыми чешуйками гидрослюд зернами альбита-олигоклаза и очень свежими прозрачными призматическими обломками средних и основных плагиоклазов андезина и лабрадора. Иногда вокруг зерен полевых шпатов наблюдаются неправильные каемочки, очень напоминающие каемочки обрастания у зерен кварца. Обращает на себя внимание, что зерна кислых плагиоклазов по трещинам и периферии бывают покрыты чешуйками гидрослюды зеленоватого цвета с довольно высоким двупреломлением. Зерна средних и основных плагиоклазов часто бывают цеолитизированы.

Следует отметить, что каемочки из зеленоватого, высокодвупреломляющего слюдоподобного минерала присутствуют не только на полевых шпатах, но и на зернах кварца и других обломках. В некоторых шлифах решительно все зерна и обломки в породе бывают окружены каемочкой слюдоподобного минерала; ширина каемочки 0,001—0,002 мм.

Кварц встречается довольно редко, зерна его имеют неправильную угловатую форму, часто покрыты трещинами.

Также довольно редко встречаются пластинки и чешуйки слюд, главным образом биотита, обычно хлоритизированного, реже — бесцветной слюды. Чешуйки слюд бывают несколько гидратизированы, расщеплены и червеобразно изогнуты.

Цементом в породе чаще всего служит поликристаллический кальцит. Реже встречается гипс, образовавшийся, по видимому, за счет кальцита, отдельные островки и обрывки которого он постоянно содержит. В але-

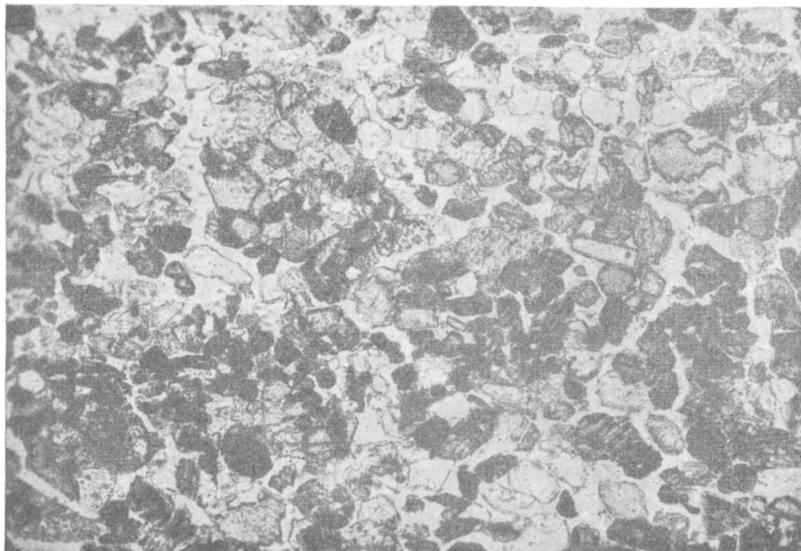


Фиг. 22. Схематический разрез продуктивной толщи Баба-Занан.

1 — пески и песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — места взятых исследованных образцов глин.

вролитовых породах в качестве цемента часто присутствует глинистый материал.

Во многих породах встречаются диагенетические образования цеолитов, среди которых наиболее распространен анальцит, обнаруженный впервые в отложениях продуктивной толщи П. П. Авдусиным (1948). Анальцит встречается здесь в виде хорошо окристаллизованных кристаллов, имеющих в разрезе восьмиугольную форму, или неправильных зерен размером 0,20—0,25 мм. Чаще всего анальцит образуется за счет обломков эффузивов (фиг. 24). В шлифах можно постоянно наблюдать бурый



Фиг. 23. Песчаник полиминеральный с высоким содержанием магнетита и пироксенов. Баба-Занан. Увел. 46.

обломок эффузива, пропитанный и окруженный каемкой анальцита, имеющей очертания многогранного кристалла. Иногда эта каемочка состоит не из одного крупного монокристалла цеолита, а из целой группы многогранных кристалликов (повидимому, тетрагонтриоктаэдров) размером 0,03—0,01 мм. Такие корочки цеолитов, одна сторона которых покрыта правильными кристалликами, попадались нам иногда и в иммерсионных препаратах.

В некоторых случаях наблюдается полное замещение обломков эффузивов анальцитом, и угадать, что цеолит образовывался за счет какого-то обломка, можно лишь по каемочке зеленого слюдоподобного минерала, сохранившегося в кристалле и очерчивающего первоначальные контуры ранее существовавшего зерна.

Довольно часто анальцит образуется по средним и основным плагиоклазам, замещая последние по трещинам, а иногда обрастая и замещая зерно по периферии. На фиг. 25 можно видеть зерно плагиоклаза с полисинтетическими двойниками, окруженное и частично замещенное анальцитом. Анальцит имеет очень низкий показатель преломления ($n=1,486$) и обычно изотропен. Только некоторые его зерна обнаруживают местами очень слабую агрегатную поляризацию.

В отдельных маленьких участках породы анальцит служит цементом, соединяя между собой отдельные зерна.

Кроме анальцима, в некоторых породах нами был обнаружен другой цеолит, ранее в продуктивной толще не известный. Этот минерал имеет форму удлиненных пластинок и отличается от анальцима серой поляризационной окраской при скрещенных николях. Так как этот минерал встречается реже анальцима и определить его в шлифе было невозможно, мы выделили его из породы путем центрифугирования в жидкости с удельным весом 2,4. Полученная фракция состояла в основном из цеолитов — анальцима и описываемого минерала. Кристаллографический облик минерала, его оптические константы и ориентировка индикатрисы дают основания отнести этот цеолит к группе гейландита.

Гейландит встречается в виде удлиненных пластинок по (010) ромбического, реже квадратного облика, присутствующих как в виде отдельных кристалликов размером 0,03—0,05 мм, так и в виде параллельнотаблитчатых и изредка крестообразных сростков. По плоскости (100) кристаллов имеется отчетливая вертикальная штриховатость. Показатели преломления следующие: $N_g=1,496$, $N_p=1,488$, $N_g-N_p=0,008$; $2V=10-20^\circ$, отрицательный. Плоскость оптических осей почти перпендикулярна к (010) и меняется от положения, параллельного (100), до близкого к параллельному с (001), в связи с чем меняется и удлинение минерала: с осью «с» близко совпадает то N_m , то N_p . Ось N_g иногда лежит в плоскости второго пинакоида, но иногда выходит с некоторым углом к ней, так что вопрос о принадлежности минерала к триклинной или моноклинной сингонии остается неясным (фиг. 26).



Фиг. 24. Кристалл анальцима, образующийся по обломку эффузива. Баба-Занан. Увел. 200.

От типичного гейландита, описанного в литературе (Винчелл, 1949), наш цеолит отличается несколько более низкими показателями преломления, а также непостоянным положением оси N_g . К сожалению, малое количество его в породе не позволяет отобрать материал для химического анализа.

Следует отметить, что цеолиты группы гейландита известны в осадочных породах. О нахождении гейландита в ассоциации с другими цеолитами в сланцах упоминается в сводной работе Винчелла. Морденит-цеолит, относящийся также к группе гейландита, был встречен в большом количестве Н. В. Ренгартен (1945) в морских палеоценовых отложениях восточного склона Урала. Интересно отметить, что морденит, описанный Н. В. Ренгартен, также несколько отличался как по показателям преломления, так и по ориентировке оптической индикатрисы от морденита, описанного в литературе. Возможно, что цеолиты, возникающие в осадочных породах, имеют свои специфические особенности, несколько отличающие их от гидротермальных цеолитов.

Характерной особенностью песчано-алевролитовых пород описываемого разреза является высокое содержание в них минералов тяжелой

фракции, достигающее иногда 15—18%. Основные минералы, встречающиеся в тяжелой фракции, — это рудные минералы, пироксены, амфиболы и минералы группы эпидота и цоизита.

В некоторых образцах содержится довольно значительное количество слюд, главным образом биотита и зеленых слюд. Помимо того, встречаются гранат, минералы группы анатаза, пикотит, сфен, но содержание этих минералов незначительно и не превышает 1—2%. В глинистых породах обычно встречается барит (5—7%).

Рудные минералы составляют около 35—60% тяжелой фракции и представлены в основном магнетитом; реже встречаются лейкоксен и пирит. В песчано-алевролитовых породах магнетит образует иногда тонкие (мощностью около 1 мм) прослойки, обогащенные также и другими акцессорными минералами.

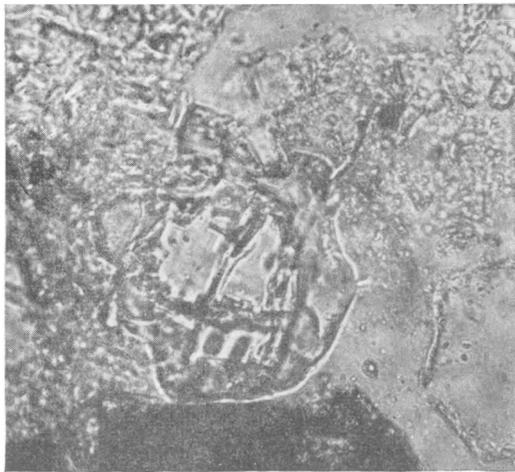
Минералы группы эпидота и цоизита встречаются в виде неправильных зерен, от бесцветных до зеленоватых, с характерными цветами интерференции, обычно в большей или меньшей степени разложившиеся. Они составляют около 10—20% тяжелой фракции, встречаясь преимущественно в глинисто-алевролитовых породах.

Роговая обманка представлена удлиненными призматическими зернами обыкновенной роговой обманки: часто встречаются бурая роговая обманка (баркевикит) и бесцветная (тремолит). Роговая обманка составляет 20—30% тяжелой фракции.

Пироксены очень распространены и представлены свежими зернами моноклинных

и единичными зернами ромбических (гиперстена) пироксенов. Они составляют около 20—35% тяжелой фракции, будучи преимущественно распространены в песчано-алевролитовых породах.

Зерна пироксенов отличаются очень своеобразной формой с резко остроугольными зазубренными ограничениями (фиг. 27). Эта необычная для обломочных минералов форма, а также наметившаяся связь между



1



2

Фиг. 25. Зерно плагиоклаза, окруженное и частично замещенное анальцимом.

1 — при одном николе; 2 — николи скрещены.
Баба-Занан. Увел. 240.

присутствием такого типа пироксенов в породе и минералогическим составом глин (на чем мы подробно остановимся ниже) побудили нас дать им более полную характеристику.

Моноклинные пироксены представлены почти исключительно светло-зеленым, в тонких зернах почти бесцветным авгитом с показателями преломления: $N_p=1,690$, $N_g=1,717$, $N_g-N_p=0,027$; $2V=60^\circ$, оптический знак +, угол угасания $cNg=45-53^\circ$.

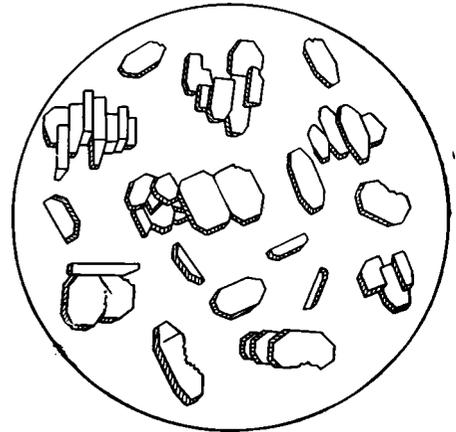
Почти все зерна имеют более или менее ясно выраженные зазубренные ограничения по плоскостям (001). Либо зазубренность выражена слабо, либо зубцы глубоко рассекают тело зерна, а в некоторых случаях наблюдаются лишь скелетообразные реликты зерен, имеющие вид зигзагообразных пластинок (фиг. 27). Чаще всего зерна бывают уплощены, и зубцы развиваются по плоскостям (110) и (010) (угол зубцов колеблется от 40 до 70°). Если зерно лежит на плоскости (100), то зубцы в проекции на эту плоскость имеют вид очень тонких и острых зубчиков, как бы налегающих один на другой.

В зернах, лежащих на (110), иногда наблюдается спайность, совпадающая с одним из направлений ограничения зубцов. Это имеет место, по всей вероятности, если в пироксене присутствует отдельность по (100). Во всех случаях зубцы развиваются только вдоль оси по плоскостям базопинакоидов. Каких-либо других совпадений в направлениях зубцов с кристаллографическими или с кристаллооптическими направлениями в пироксенах не наблюдается.

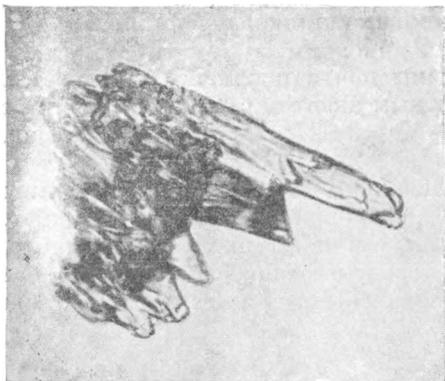
Подобного же типа структуры пироксенов были описаны Эдельманом (Edelman, 1931) из третичных отложений о-вов Явы, Борнео и Суматры.

Эдельман отмечает, что преобладающее развитие зубцов у пироксенов наблюдается по плоскости (110), т. е. по плоскости наиболее ясно выраженной спайности. Однако среди изучавшихся нами образцов пироксены с зубцами, развитыми по (010), встречаются также довольно часто.

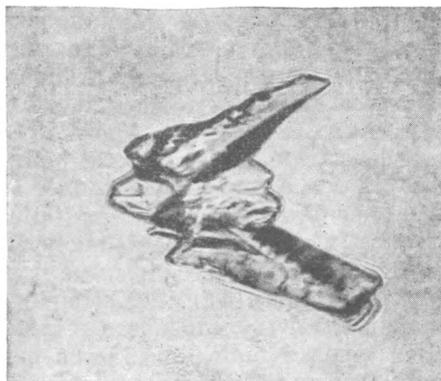
Своеобразные «зубчатые» формы зерен пироксенов, естественно, вызывают вопрос о причинах их возникновения. Тонкие и нежные формы с узкими и острыми зубцами исключают предположение о возможном приносе их вместе с другим терригенным материалом. Также маловероятным является в данном случае предположение о возможном вторичном обрастании обломочных зерен, как это отмечалось в литературе (Сердюченко и Добротворская, 1949) для некоторых других аксессуарных минералов. В этом случае имело бы место стремление к восстановлению кристаллографических граней, присущих минералу, чего не наблюдается. Изучение пород в шлифах позволяет решить этот вопрос. Результаты исследования показывают, что образование «зубчатых» структур связано с процессами диагенеза и происходит в результате постепенного растворения зерен пироксена и замещения их другими минералами. Чаще всего наблюдается разъедание и замещение пироксена кальцитом. Иногда зерно пироксена бывает полностью замещено им, но чаще встречаются зерна, замещенные кальцитом лишь частично. Нередко зерно бывает разделено на несколько частей, имеющих одинаковую оптическую ориентировку, промежутки между которыми заполнены кальцитом. Замещение происходит



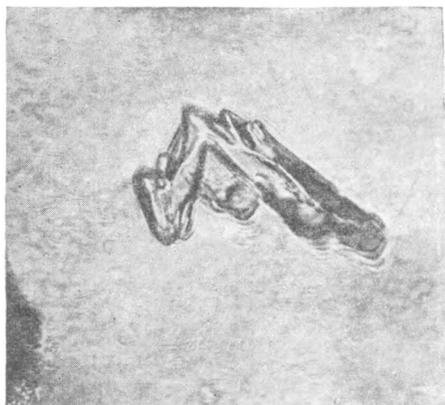
[Фиг. 26. Кристаллы гейландата (зарисовка).



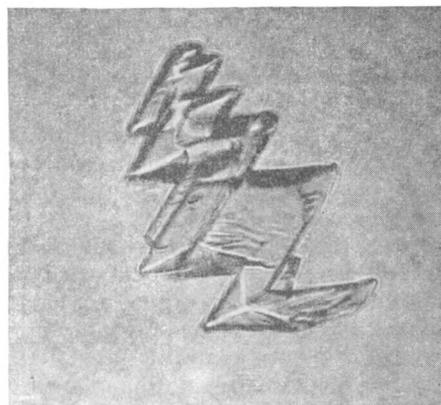
1



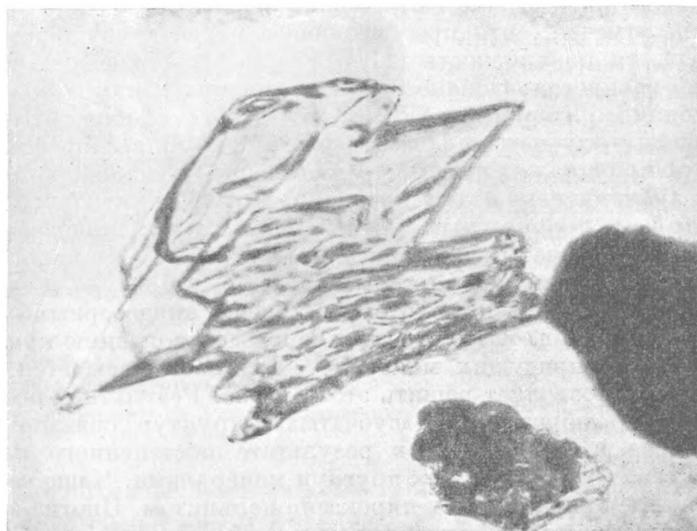
2



3



4

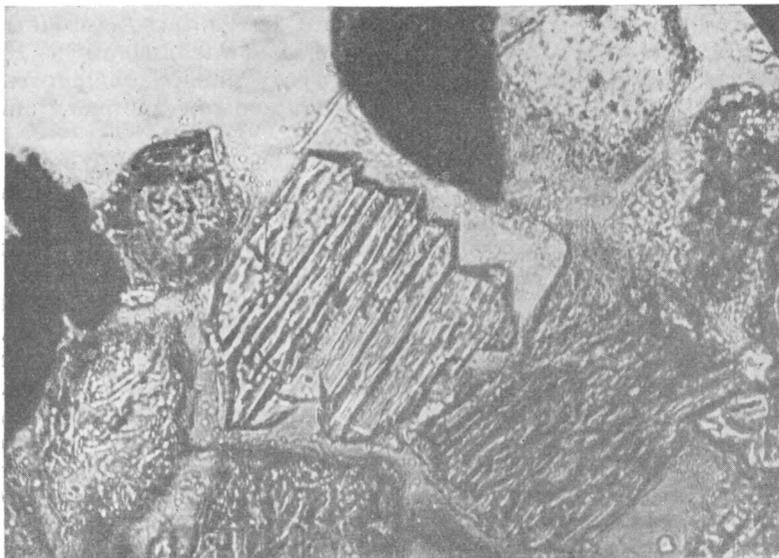


5

Фиг. 27 (1—5). «Зубчатые» пироксены из песчано-алевролитовых пород разреза Баба-Занан. Увел. 250.

как по спайности вертикальной зоны, так и по плоскостям базопинакоида, причем, как уже отмечалось, зубчатые ограничения всегда присутствуют по плоскостям базопинакоида.

В некоторых шлифах все зерна и обломки в породе окружены тонкой каемочкой зеленоватого чешуйчатого слюдоподобного минерала с довольно высоким преломлением. Присутствие этой каемочки позволяет восстановить первоначальную форму зерен пироксена. На фиг. 28 можно видеть «зубчатый» пироксен, занимающий центральную часть ранее существовавшего зерна, и каемочку слюдоподобного минерала, обрисовывающую его первоначальные очертания. К сожалению, не удалось с достаточной



Фиг. 28. Зерно «зубчатого» пироксена, окруженное каемочкой гидро-слюдистого минерала, позволяющей восстановить первоначальные очертания зерен. Баба-Занан. Увел. 250.

точностью определить минерал, в который переходит в данном случае пироксен. Повидимому, этот минерал столь хрупок, что разрушается при изготовлении шлифа, и в подавляющем большинстве случаев пространство между пироксеном и слюдоподобной каемочкой бывает заполнено канадским бальзамом. Только в одном случае удалось наблюдать зерна пироксена, облекаемые минералом зеленоватого цвета с тонковолокнистым строением, прямым погасанием, серой интерференционной окраской и положительным удлинением, относящиеся, повидимому, к группе серпентина или хлорита. Этот же минерал в небольшом количестве был встречен во фракции 0,043—0,01, выделенной из породы.

В некоторых случаях пироксены переходят в описанный выше минерал из группы цеолитов — гейландит. На фиг. 29 можно видеть зерно пироксена, рассеченное на две части образующимися по нему кристалликами гейландита. В выделенной специально фракции, обогащенной цеолитами, иногда удавалось наблюдать довольно крупные сростки и кристаллы гейландита с включенными в них очень тонкими зубчатыми реликтовыми зернами пироксенов; некоторые из этих зерен были разделены на две части, имеющие одинаковую оптическую ориентировку.

Приведенные данные свидетельствуют о диагенетическом происхождении «зубчатых структур» пироксенов.

Минералы, образующиеся за счет пироксенов, могут быть различны по своему составу, что, вероятно, связано с несколько менявшимися геохимическими и физико-химическими условиями, имевшими место в момент их образования.

Обращает внимание, что в данном случае по пироксенам образуются в основном кальциевые минералы: кальцит (но не доломит) и гейландит, относящиеся к группе кальциевых цеолитов.

Диагенетический и эпигенетический характер процессов, приводящих к образованию «зубчатых» пироксенов, отмечался и в упоминавшихся ранее работах Эдельмана (Edelman, 1931). Среди минералов, замещающих пироксены, этот автор называл кальцит и глаукоконит.

Аналогичные структуры, возникшие в результате диагенетического растворения или разъедания, были описаны Эдельманом и Дугласом (Edelman a. Doeglas, 1931) и для ряда других минералов: роговых обманок, ставролита, дистена, эпидота и граната.



Фиг. 29. Гейландит, образующийся по пироксену. Увел. 150.

Подобного типа структуры в единичных случаях наблюдались и нами на зернах дистена, цоизита и ставролита, но массовое распространение они имеют только у пироксенов.

Эдельман пришел к заключению, что отсутствие пироксенов в древних отложениях является следствием растворения их зерен, заключенных в породе. Согласно его взгляду, «зубчатые» структуры пироксенов из третичных отложений Явы и Борнео представляют собой форму существования этих минералов, промежуточную между формами их нахождения в современных осадках, где они присутствуют в виде обычных зерен, и в древних породах, где пироксены уже почти не встречаются.

Дальнейшее развитие этой точки зрения мы находим в сводной работе Петтиджона (Pettijohn, 1949). Этот автор приводит схему распространенности различных акцессорных минералов в осадочных породах разного возраста, начиная с кембрия и до современных осадков.

По мере движения от более древних к более молодым отложениям количество минеральных видов увеличивается, причем в древних отложениях, как правило, присутствуют только наиболее устойчивые минералы; при переходе же к молодым системам постепенно появляются неустойчивые разновидности, а самые неустойчивые в условиях земной поверхности минералы, как, например, оливин, встречаются уже только в четвертичных и современных осадках.

Одновременно со схемой распределения тяжелых минералов во времени Петтиджон приводит «ряд устойчивости», составленный на основании изучения распространения наиболее обычных тяжелых минералов в свежих магматических породах и в их выветрелых разновидностях.

Расположение минералов в «ряду устойчивости» совпадает с распределением минералов по системам.

Изменение состава минералов во времени автор объясняет явлением «внутрислоистого растворения», происходящего в породах под действием циркулирующих растворов, и отводит ему важное место среди процессов, характеризующих диагенез.

Нам кажется, однако, что для объяснения этого процесса нет необходимости прибегать только к помощи циркулирующих растворов. Согласно закону физико-химической наследственности по Л. В. Пустовалову (1940), в породе продолжают существовать физико-химические и геохимические условия, очень близкие к тем, которые имели место в момент формирования породы. Поэтому растворение и замещение неустойчивых минералов, начавшееся в стадии раннего диагенеза, при участии таких сильных реагентов, как иловые воды, должно было продолжаться и в последующие стадии жизни породы (т. е. в течение позднего диагенеза), не будучи обусловлено обязательным воздействием циркулирующих растворов.

В природе, по всей вероятности, должны иметь место оба эти явления.

Приведенные данные Эдельмана и Петтиджона представляют большой интерес и показывают, какие глубокие изменения претерпевает порода в течение не только периода раннего диагенеза, т. е. превращения осадка в породу, но и своего последующего бытия. Сформировавшись, порода не продолжает оставаться чем-то постоянным и неизменным в течение всего периода своего существования. Процесс образования осадочных пород не заканчивается с отложением осадка, а продолжается в течение всей жизни пород, но на разных стадиях он протекает с различной скоростью и интенсивностью. В стадию позднего диагенеза этот процесс происходит наиболее медленно, качественные и количественные различия в породах, возникшие в этой стадии, не так сильно бросаются в глаза и в целом ряде случаев остаются еще не выявленными, что приводит некоторых исследователей к неправильному выводу о постоянстве типов осадочных пород (особенно это относится к обломочным породам) во времени.

Материал, приводимый Петтиджоном¹, свидетельствует о глубоких изменениях, которые претерпевают осадочные породы на протяжении истории своего существования даже в своей наиболее устойчивой «скелетной» обломочной части.

Реликтовые «зубчатые» формы пироксенов в продуктивной толще Азербайджана как бы фиксируют один из моментов постепенного исчезновения этого минерала из обломочных пород.

Глины продуктивной толщи разреза Баба-Занан

Среди глин продуктивной толщи выделяются алевролитовые и тонкоотмученные разности.

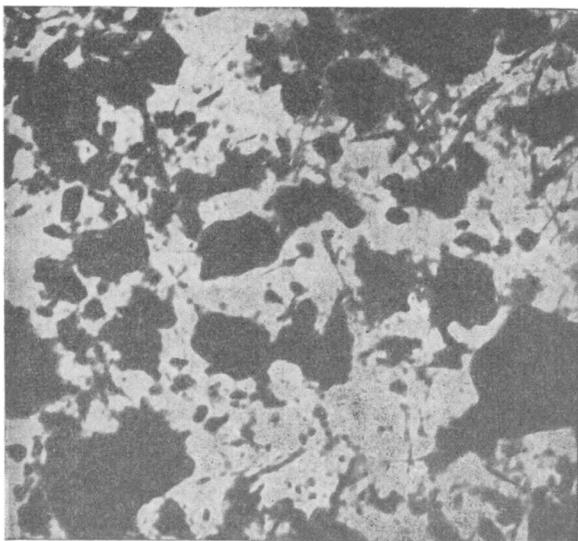
Алевролитовые разности глин под микроскопом представляют глинистую массу буровато-зеленоватого цвета с тонкочешуйчатым агрегатным строением, пронизанную мельчайшими зернышками карбонатов. Кластический материал в породе рассеян иногда без какой-либо ориентировки, иногда в виде прослоек. Он представлен призматическими обломками полевых шпатов, угловатыми зернами кварца, бурыми, трудно делимыми обломками, пластинками биотита и реже мусковита и обломками карбонатов. Довольно часто попадаются округлые кальцитовые

¹ Следует отметить, что Петтиджон не делает никаких теоретических выводов из своих наблюдений. Давно признанный у нас в Советском Союзе принцип исторического развития осадочного процесса, являющийся научной основой изучения осадочных образований, остается чуждым буржуазным ученым, не владеющим диалектическим методом и стоящим на метафизических позициях.

И хотя Петтиджон, обобщая свои наблюдения, делает частный вывод об изменении состава аксессуарных минералов в отложениях различного возраста, он не распространяет свое заключение на осадочные породы в целом и считает, что как типы осадочных пород, так и условия, в которых проходило их образование, в течение истории Земли оставались постоянными.

образования размером 0,05—0,1 мм, иногда имеющие сферолитовый крест при скрещенных николях (кальцисферы), и слабо окатанные раковинки фораминифер.

Тонкоотмученные глины не содержат зерен кластических минералов и состоят из массы буровато-зеленоватого глинистого вещества, имеющего тонкосланцеватое строение, обусловленное параллельным расположением слагающих породу чешуек. На фоне тонкоагрегатного материала выделяются иногда отдельные крупные чешуйки глинистого минерала с низким показателем преломления и высоким двупреломлением, относящегося, очевидно, к монтмориллонитовой группе. Возможно, что эти чешуйки представляют псевдоморфозы монтмориллонита по обломкам



Фиг. 30. Электронномикроскопический снимок фракции $< 0,001$ мм глин продуктивной толщи разреза Баба-Занан.

Частицы неправильной формы с размытыми краями — минералы монтмориллонитовой группы; иголки — магнезиальный минерал. Увел. 9000. Обр. 240-б.

вулканического стекла, — явление, наблюдающееся в мономинеральных монтмориллонитовых глинах, например, в глинах, встреченных нами в районе р. Гердыман-Чай, очень часто.

Глины Баба-Занана значительно отличаются от глин Апшерона по своему гранулометрическому составу, характерной особенностью которого является более низкое содержание фракции $< 0,001$ мм и более высокое содержание тонкоалевролитовой фракции (0,01—0,043 мм). Фракция $< 0,001$ мм составляет 18—32%, фракция 0,01—0,001 мм — 29—72% и фракция 0,01—0,043 мм колеблется от 8 до 28%, только в одном образце уменьшаясь до 2%. Фракция крупнее 0,043 мм со-

ставляет обычно доли процента и лишь в обр. 126 — 9,64%.

Детальному исследованию было подвергнуто 8 образцов глин.

Минералогический состав глин Баба-Занана довольно однороден по разрезу и существенно отличается от глин других районов, в частности от глин Апшерона.

Результаты исследования фракции $< 0,001$ мм показали, что в состав глин входят в основном минералы двух типов: минералы из группы монтмориллонита, широко распространенные в продуктивной толще и других изученных районов, и минерал из группы магнезиальных силикатов, ранее нигде не встреченный и представляющий специфическую особенность глин Прикуринской области. В некоторых образцах в виде незначительной примеси присутствуют гидрослюда.

Самостоятельную природу магнезиального минерала удалось установить только при электронномикроскопическом изучении. На фиг. 30 наряду с неправильными по форме частицами и сростками ферримонтмориллонита с размытыми краями отчетливо видны тоненькие иголки магнезиального минерала.

Присутствие магнезиального минерала в глинах и его приблизительно одинаковое распространение по разрезу хорошо отражаются в химическом составе глин.

Т а б л и ц а 8

Химический состав глин (фракция < 0,001 мм) продуктивной толщи разреза Баба-Занан

Компоненты	О б р а з ц ы						
	204	216	229	240	254	124	126
SiO ₂	51,64	48,91	51,44	54,65*	48,44	51,60	50,65
TiO ₂	0,62	0,68	0,50	0,82	0,62	0,70	0,82
Al ₂ O ₃	20,06	18,11	18,35	16,65	18,57	20,00	19,14
Fe ₂ O ₃	7,10	8,85	8,49	6,33	8,02	4,08	5,39
FeO	0,28	0,74	0,42	1,27	0,88	1,28	1,13
CaO	0,40	0,31	0,56	0,31	0,54	0,42	0,53
MgO	3,80	4,76	4,55	4,71	4,65	4,10	3,29
K ₂ O	1,34	2,21	1,18	1,65	2,12	1,82	2,31
Na ₂ O	0,47	0,76	0,74	0,78	0,96	0,86	0,59
H ₂ O ⁺	5,80	6,43	5,52	5,66	5,83	6,62	6,04
H ₂ O ⁻	8,74	8,75	8,26	6,08	9,22	7,56	6,34
С у м м а	100,25	100,51	100,01	98,92	99,85	99,04	96,23

Анализы фракции < 0,001 мм (табл. 8) для всех образцов показывают высокое содержание MgO, равное 4,10—4,76%. Только в самой верхней части разреза (в обр. 126), на контакте с акчагылом, содержание MgO уменьшается до 3,29%.

Химический анализ натуральных глин (не подвергавшихся кислотной обработке и отмучиванию), приведенный в табл. 9, показывает, что весь MgO, присутствующий в породе, находится в силикатной форме.

Т а б л и ц а 9

Химический состав глин продуктивной толщи разреза Баба-Занан

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C	S	Сумма
229	43,66	0,70	12,38	5,62	1,80	10,70	5,23	1,85	1,87	5,32	4,31	7,26	0,10	0,015	100,84
240	44,54	0,70	16,67	3,99	1,84	8,16	4,94	1,59	2,55	5,42	2,34	7,04	0,14	0,12	100,04

Пересчет анализов пород на содержание карбонатов показывает, что CO₂ почти полностью связывается с CaO в кальцит.

В обр. 229 для того, чтобы связать 7,26% CO₂, необходимо 9,24% CaO. Вычитая из 10,70% CaO 9,24%, получаем, что 1,46% CaO остаются свободными и связаны с алюмосиликатами, повидимому, полевыми шпатами или кальциевым цеолитом — гейландитом.

В обр. 240 на 8,16% CaO требуется 6,43% CO₂; 0,61% CO₂ остаются свободными и могут быть связаны с MgO в доломит. Чтобы связать 0,61% CO₂, требуется 0,55% MgO.

* В обр. 240 по данным рентгеновского анализа присутствует кварц.

Таким образом, в обр. 229 содержание CaCO_3 равно 16,49%, в обр. 240 — 13,18% и $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ — 2,53%.

Если сравнить количество MgO в породе и в выделенной из этой породы фракции $< 0,001$ мм, то, пересчитав содержание MgO в породе на бескарбонатное вещество, мы увидим, что содержание MgO в натуральной глине больше, чем во в фракции $< 0,001$ мм — в обр. 229 на 1,60% и в обр. 240 на 1,11%. Это свидетельствует о том, что хотя основная часть магнезиального минерала при отмучивании переходит в фракцию $< 0,001$ мм, некоторое его количество присутствует и в более крупных фракциях, главным образом во фракции 0,01—0,001 мм.

Состав фракции $< 0,001$ мм (табл. 8) показывает довольно постоянное и невысокое содержание в глинах Al_2O_3 , колеблющееся в пределах 20,06—16,65% и более, и сильно меняющееся содержание Fe_2O_3 — от 4,08 до 8,85%.

Отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ довольно постоянно и изменяется от 3,48 до 3,84. Исключение составляет обр. 240 с очень высоким содержанием SiO_2 и отношением $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, равным 4,47. Нужно думать, что это отклонение от других анализов связано с присутствием тонкодисперсного кварца во фракции $< 0,001$ мм. Присутствие кварца подтверждается также данными рентгеновского анализа. На рентгенограмме обр. 240 присутствуют линии 3,34, 1,37 Å, типичные для кварца.

Все образцы отличаются относительно низким содержанием K_2O — 2,21—1,18%.

Натрий присутствует во фракции $< 0,001$ мм в количестве десятых долей процента. Следует отметить более высокое содержание Na_2O в глинах, не подвергавшихся отмучиванию (табл. 8 и 9). Возможно, что это связано с присутствием анальцима во фракциях крупнее 0,0001 мм.

Глинистые пластинки в ориентированных препаратах имеют показатели преломления $N_p=1,531—1,540$, $N_g=1,546—1,558$, т. е. более низкие, чем в глинах Апшеронского п-ова.

Закономерность в изменении показателей преломления ориентированных глинистых чешуек в зависимости от содержания в глинах окиси железа, присущая апшеронским глинам, в глинах Баба-Занана отсутствует. Нет здесь также той четкой (обратной) зависимости между содержанием железа и алюминия, которую мы наблюдаем в глинах Апшерона (см. фиг. 36).

Эти различия в характере бабазананских и апшеронских глин связаны с тем, что в глинах Апшерона минералы монтмориллонитовой группы представлены только одним ферримонтмориллонитом с меняющимся числом атомов Fe^{+3} и Al^{+3} в октаэдрических слоях решетки, в глинах же Баба-Занана, как это показывают микроскопические наблюдения, присутствует несколько разновидностей минералов монтмориллонитовой группы. Показатели преломления ориентированных чешуек относятся к некоторому «усредненному» составу монтмориллонитового минерала, к которому, повидимому, примешан также магнезиальный минерал. Поэтому уловить связь между изменением показателей преломления и химическим составом глин не удастся.

Чешуйки монтмориллонитов различных типов с меняющимися показателями преломления удастся наблюдать во фракции 0,01—0,001 мм и даже во фракции 0,01—0,043 мм.

Встречаются чешуйки и пластинки минерала с $n=1,506—1,517$ до 1,525 с очень высоким двупреломлением, прямым (волнистым) угасанием и характерным агрегатным строением; эти пластинки, видимо, можно отнести к чистому монтмориллониту. В некоторых чешуйках наблюдается очень тонкое волокнистое переслаивание низкопреломляющего минерала (монтмориллонит) с более высокопреломляющим минералом (возможно,

ферримонтмориллонитом или гидрослюдой). Определить показатель преломления подобных чешуек не представляется возможным.

Встречаются также характерные чешуйки ферримонтмориллонита, окрашенные в более или менее интенсивный зеленоватый цвет с меняющимися в зависимости от интенсивности окраски показателями преломления. У одних чешуек $n_{\text{ср.}}=1,532-1,543$, у других — значительно выше (до 1,560—1,570). Наиболее часто встречаются чешуйки ферримонтмориллонита с $Np=1,534-1,538$, $Ng=1,548-1,552$. Чешуйки ферримонтмориллонита отличаются от гидрослюд нечеткими, как бы несколько расплывчатыми, очертаниями пластинок, желто-оранжевыми цветами поляризации, агрегатным волнистым угасанием.

Встречаются иногда зерна и пластинки с очень низким показателем преломления и низкой интерференционной окраской в серых тонах, иногда почти изотропные. Возможно, что эти образования относятся к плохо раскристаллизованному монтмориллониту (?).

Во фракции 0,001—0,01 мм присутствует значительное количество минералов группы гидрослюд, встречающихся в виде пластинок и тончайших волоконцев длиной 0,01—0,03 мм. Показатели преломления у гидрослюд различны и колеблются в довольно значительных пределах. Несомненно, присутствует несколько разновидностей минералов этой группы, но тонкость материала не позволяет определить их с точностью, достаточной для того, чтобы выделить различные типы. Показатели преломления гидрослюд колеблются в следующих пределах: $Np=1,552-1,568$; $Ng=1,562-1,585$. У некоторых пластинок, обычно зеленоватого цвета, Ng поднимается до 1,600.

Пластинки гидрослюд очень часто бывают как бы облечены в чехольчик из изотропного минерала. Иногда этот минерал окружает пластинку сплошной каемочкой или присутствует в виде отдельных точечных образований.

В довольно большом количестве присутствуют тончайшие иголки, по форме напоминающие игольчкоподобные разрезы гидрослюд, но отличающиеся более низкими показателями преломления (1,540—1,545) и низким двупреломлением. Возможно, что эти иголки принадлежат магнезиальному минералу.

Во фракции 0,001—0,01 мм присутствуют также пелитовые зернышки кварца и полевых шпатов, обросшие каемочками зеленоватого двупреломляющего минерала, относящегося, по видимому, к группе гидрослюд. В большом количестве встречаются точечные образования размером 0,001—0,002 мм с показателями преломления значительно ниже 1,543, но иногда и выше; определить его точно не представляется возможным.

Во фракции 0,043—0,01 мм также много слюд, но преобладают уже зерна полевых шпатов, обломки эффузивов и глинистых сланцев, кварц. В некоторых образцах присутствуют зерна неправильной формы с изогнутыми остроугольными краями, изотропные, с показателем преломления $n=1,567-1,573$, относящиеся, по видимому, к обломкам вулканического стекла основных пород.

Так же, как и в песчано-алевролитовых породах, наблюдается относительная разложённость кислых плагиоклазов и хорошая сохранность средних и основных полевых шпатов. Основные полевые шпаты часто бывают цеолитизированы. Очень часто зерна полевых шпатов, кварц, обломки пород окружены каемочкой обрастающей их зеленоватой гидрослюды. В некоторых случаях каемочка настолько тонкая, что ее можно отчетливо разглядеть только при скрещенных николях вследствие высокой поляризации гидрослюдистого минерала, но часто гидрослюды как бы разъедают зерно либо с периферии, либо по всей

Результаты рентгенографического изучения

Баба-Занан				Айран-Тенян			
Обр. 216		Обр. 240		Обр. 156		Обр. 165	
интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)
сильн. ш.	13,85	сильн.	11,10	ср.	13,85	ср. р.	14,2
ср.	10,46	—	—	—	—	—	—
сл.	7,11	—	—	оч. оч. сл.	7,30	оч. оч. сл.	7,30
сл.	4,93	сл.	4,95	сл.	4,85	ср. сл.	4,97
оч. сильн.	4,49	сильн.	4,49	ср. сильн.	4,36	сильн.	4,36
—	—	—	—	—	—	ср. сл.	4,26
—	—	—	—	сл.	4,11	сл.	4,19
—	—	—	—	—	—	сл.	4,02
ср.	3,66	сл.	3,72	ср.	3,57	ср. р.	3,66
сл.	3,50	—	—	оч. сл.	3,42	сл.	3,48
оч. сильн.	3,32	ср. сильн.	3,34	сл.	3,30	оч. сильн.	3,32
ср.	3,17	сл.	3,21	сильн.	3,26	—	—
—	—	—	—	оч. сл.	3,11	сл.	3,19
—	—	сл.	2,88	—	—	—	—
оч. сл.	2,81	—	—	сл.	2,77	—	—
—	—	—	—	сл.	2,62	—	—
оч. сильн.	2,56	сильн.	2,57	—	—	ср. р.	2,57
сл.	2,46	оч. сл.	2,46	ср. р.	2,49	—	—
сл.	2,37	—	—	оч. сл.	2,40	сл.	2,44
сл.	2,25	—	—	—	—	оч. сл.	2,37
сл.	2,12	оч. сл.	2,17	—	—	оч. сл.	2,23
—	—	—	—	оч. сл.	2,12	оч. сл.	2,12
—	—	оч. сл.	2,04	оч. сл.	1,95	оч. сл.	1,93
—	—	оч. сл.	1,92	—	—	—	—
сл.	1,81	—	—	—	—	ср. сл.	1,82
сл.	1,69	сл.	1,71	оч. сл.	1,77	сл.	1,70
сл.	1,65	сл.	1,65	сл.	1,66	сл.	1,66
—	—	—	—	оч. сл.	1,63	—	—
ср.	1,53	—	—	—	—	—	—
сильн.	1,50	ср.	1,50	ср. сл.	1,50	ср. р.	1,50
оч. сл.	1,40	сл.	1,36	ср. р.	1,47	—	—
—	—	—	—	сл.	1,34	ср. сл.	1,37
оч. сл.	1,30	оч. сл.	1,31	оч. сл.	1,26	оч. сл.	1,30
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Условные обозначения: сильн. — сильная; оч. сл. — очень слабая; сл. —

фракции < 0,001 мм глини Прикуринской области

Айран-Тенян		Геогляр					
Обр. 196		Обр. 850		Обр. 856		Обр. 863	
интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)
ср.	13	ср. р.	12	р. р.	11,31	ср. р.	11,66
—	—	—	—	—	—	—	—
оч. оч. сл.	7,30	оч. оч. сл.	7,06	оч. оч. сл.	7,07	оч. оч. сл.	7,11
ср.	4,85	сл.	4,97	ср.	4,97	сл.	4,97
сильн.	4,36	сильн.	4,46	сильн.	4,57	сильн.	4,53
—	—	сл.	4,26	сл.	4,31	ср.	4,31
сл.	4,13	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
ср.	3,57	ср.	3,68	ср.	3,73	ср.	3,73
оч. сл.	3,42	сл.	3,50	слаб.	3,59	ср.	3,50
сл.	3,30	оч. сильн.	3,34	оч. сильн.	3,38	сильн.	3,38
оч. сильн.	3,24	оч. сл. р.	3,21	оч. сл.	3,24	оч. сл.	3,23
оч. сл.	3,11	—	—	—	—	—	—
оч. оч. сл.	2,93	оч. сл. р.	2,83	сл.	2,89	сл.	2,88
сл.	2,77	—	—	—	—	оч. сл.	2,71
оч. сл.	2,65	—	—	—	—	—	—
—	—	сильн. ш.	2,55	сильн. ш.	2,60	ср. ш.	2,60
сильн.	2,40	оч. сл.	2,45	сл.	2,49	сл.	2,48
сл.	2,40	оч. сл.	2,37	оч. сл.	2,43	сл.	2,39
оч. сл.	2,32	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	2,22	—	—	—	—	—	—
сл.	2,08	оч. сл.	2,12	сл.	2,16	—	—
сл. р.	1,93	сл. р.	1,97	сл.	2,02	—	—
—	—	—	—	оч. оч. сл.	1,91	ср.	1,92
оч. сл.	1,84	ср.	1,81	ср.	1,83	ср.	1,83
ср.	1,77	сл.	1,70	сл.	1,78	сл.	1,72
ср. р.	1,66	ср. р.	1,65	сл.	1,68	сл.	1,67
сл. р.	1,62	—	—	—	—	—	—
—	—	ср.	1,53	сл.	1,56	сл.	1,55
ср.	1,51	сильн. ш.	1,49	ср. ш.	1,51	ср. ш.	1,51
сильн.	1,47	—	—	—	—	—	—
ср.	1,36	ср. сильн. ш.	1,37	ср.	1,38	ср.	1,37
сл.	1,27	ср. сильн. р.	1,30	сл. р.	1,30	сл.	1,30
—	—	сл. р.	1,26	оч. сл.	1,26	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	сл.	1,20	—	—
—	—	—	—	сл. р.	1,18	—	—
—	—	—	—	оч. сл.	1,15	—	—

слабая; сл. ср. — слабая средняя; ср. — средняя; р. — размытая; ш. — широкая.

поверхности. Гидрослюдистый минерал здесь является, несомненно, новообразованием, возникшим в процессе диагенеза пород.

Фракции крупнее 0,043 мм представлены обычно тем же комплексом минералов, который встречается в песчано-алевролитовых породах.

Рентгеновский анализ фракции $< 0,001$ мм (табл. 10) показывает однородность состава глин по разрезу в направлении снизу вверх и некоторые изменения в их составе на контакте с акчагылом.

Изучение характера рентгенограмм показывает присутствие во всех образцах в качестве основного компонента минерала группы монтмориллонита. Присутствие монтмориллонита отчетливо обнаруживается по ряду характерных сильных линий. Во всех образцах присутствует линия интерференции от базисной плоскости, соответствующая межплоскостному расстоянию в 12—14 Å. В некоторых образцах намечается связь между величиной d (001) и содержанием не входящей в решетку межслоевой воды. Так, например, в обр. 216 содержание H_2O^+ и H_2O^- равно соответственно 6,43 и 8,75%, а в обр. 240 — 5,66 и 6,08%; соответственно межплоскостные расстояния ферримонтмориллонита в этих образцах равны 13,85 и 11,10 Å. Из характерных линий монтмориллонита можно отметить: 4,49, 2,56, 1,65, 1,49 Å и др.

Помимо линий, типичных для монтмориллонита, на рентгенограммах присутствует ряд линий, характерных для минералов из группы магнезиальных гидросиликатов с серпентиновым типом решетки (7,30; 3,66; 2,46; 1,53 Å и др.).

Следует отметить, что среди осадочных пород наибольшим распространением пользуются магнезиальные, железисто-магнезиальные и магнезиально-никельевые силикаты (керолит, сепиолит, гарниерит, хлориты и др.) в области развития коры выветривания основных и ультраосновных пород и реже в различных осадках.

Сведения о составе, структуре и классификации этих минералов мы обязаны работам А. Е. Ферсмана (1913), И. И. Гинзбурга (1946), И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1950, 1951), Д. П. Сердюченко (1937, 1953) и Г. С. Грицаенко (1944).

Среди осадочных пород наиболее распространенными являются минералы группы сепиолита и палыгорскита. Эти минералы не образуют сколько-нибудь мощных скоплений, а встречаются в виде корочек, прожилков и гнездообразных включений, главным образом в карбонатных породах: известняках, доломитах и мергелях.

Недавно А. И. Перельманом (1950) были обнаружены довольно значительные скопления палыгорскита, встречающегося в виде пленок на поверхности отдельности ископаемых и реликтовых пустынных солонцов Кара-Кумов. Этим же автором палыгорскит был обнаружен в неогеновых континентальных отложениях Средней Азии.

Среди магнезиальных минералов в осадочных породах нужно еще отметить магниевый бейделлит, а также аттапульгит, представляющий глинистую разновидность палыгорскита, но описанный Лаппараном под новым минеральным названием (см. Сердюченко, 1937₂).

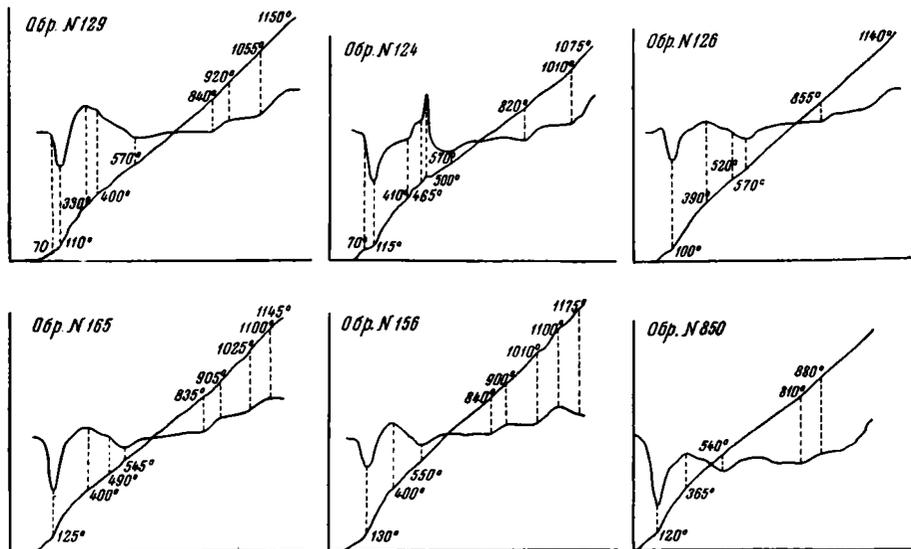
Наиболее подробные сведения о классификации, структурах и свойствах магнезиальных гидросиликатов содержатся в работе И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), где предлагается классификационная схема магнезиальных гидросиликатов.

Выделяются две основные группы магнезиальных гидросиликатов: одна со структурой цепочек, построенная по типу метасиликатов (Si_2O_{11}), и другая со структурой типа кремнекислородных листов (Si_2O_5). Минералы одинакового химического состава могут иметь структуру как типа цепочек, так и типа кремнекислородных листов. Например, ряд серпентин—хризотил характеризуется структурой типа цепочек и относится

к первой группе, а антигорит, имеющий чешуйчато-листоватое строение, — ко второй группе.

Д. П. Сердюченко еще в 1937 г. указал на существование керолита, близкого по своей структуре к бейделлиту и образующего с ним изоморфный ряд.

В последнее время И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) выделяют два типа керолитов ($3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), из которых один — α -керолит — стоит близко к серпентину и характеризуется структурой типа цепочек, а другой — β -керолит — тяготеет к группе монтмориллонита и близок к магниевым аналогам монтмориллонита и бейделлита. И. И. Гинзбург указывает, что форма частиц минерала, наблюдаемая при помощи электронного микроскопа, не всегда соответствует, по видимому, его структуре. Так, например, сапонит и магниевый бейделлит,



Фиг. 31. Кривые нагревания глин продуктивной толщи Прикуринской области.

являющиеся, по данным рентгена и термики, типичными минералами монтмориллонитовой группы, обнаруживают под электронным микроскопом не чешуйчатую, а удлиненно-пластинчатую и волокнистую форму.

Магнезиальный минерал, встреченный нами в продуктивной толще, отличается, как уже отмечалось выше, удлиненно-иглообразной формой, очень напоминающей электронномикроскопические снимки палыгорскита (и атапульгита). Сепиолит несколько отличается от них изогнутой формой своих волокон. Однако данные рентгена показывают, что линии, характеризующие магнезиальный минерал (7,27—7,11; 3,66; 2,46; 1,53; 1,30 Å), отличаются от линий, типичных для палыгорскита, атапульгита и сепиолита, и совершенно идентичны с основными линиями минералов группы серпентина—хризотила и серпофита.

Несомненно, что описываемый минерал относится к минералам с серпентиновым типом решетки, но, по видимому, он должен быть отнесен не к собственно серпентину, а к группе керолита или девайелита. Данные пересчета химических анализов показывают, что описываемый минерал ближе всего стоит к керолиту.

По данным электронномикроскопического исследования, количество магнезиального минерала в фракции $< 0,001$ мм (обр. 240) составляет около 15%. Если же пересчитать весь магний, содержащийся во фракции

$< 0,001$ мм этого образца, на формулу серпентина $3 \text{MgO} \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, то количество магнезиального минерала будет равняться 10,4%. Более близкий результат получается при пересчете MgO на формулу керолита — $3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; в этом случае содержание минерала будет равно 13,4%. Для окончательного решения вопроса о природе магнезиального минерала продуктивной толщи необходимы дополнительные исследования. В частности, необходимо электронномикроскопическое и рентгеноструктурное изучение эталонных образцов серпентина и α -керолита для сравнения их с изучаемым минералом. Имеющиеся литературные данные недостаточны для их точного сопоставления.

Характер термограмм глин Баба-Занана (фиг. 31, обр. 129, 124, 126) не отличается заметно от термограмм глин Апшерона и типичен для ферримонтмориллонитовых глин. Присутствие магнезиального минерала не находит отражения в характере кривых нагревания. На термограммах отмечаются три эндотермические остановки при температурах $110-130^\circ$, $570-580^\circ$ и $810-860^\circ$; на некоторых кривых заметна четвертая остановка при $1010-1050^\circ$ и слабая экзотермическая реакция при $900-920^\circ$.

Для кривых нагревания серпентинов характерна эндотермическая остановка около 700° и затем экзотермический эффект при $820-840^\circ$. Кривые нагревания сепиолита имеют эндотермические остановки при тех же температурах, что фиксируются на наших кривых (т. е. они перекрываются остановками минералов монтмориллонитовой группы), но, кроме того, имеют бруситовую эндотермическую остановку при температуре около $400-440^\circ$, которая на наших кривых, возможно, перекрывается эндотермическим подъемом при температуре около 400° , обусловленным присутствием в глинах органики и иногда (обр. 124) пирита. Повидимому, содержание магнезиального минерала слишком незначительно, чтобы дать температурные эффекты в присутствии резко преобладающего минерала монтмориллонитовой группы.

Район Айран-Текия

Брахантиклинальное поднятие Айран-Текия, расположенное в 10 км к западу от ст. Алят, представляет одно из воздыманий оси складчатой зоны Алятской гряды. Алятская гряда ограничивает с севера Прикуринскую область и является одновременно южной границей Кабристана. В строении района принимают участие отложения апшеронского яруса, акчагыла и продуктивной толщи. Наиболее полный разрез продуктивной толщи расположен в Нефтяной балке, пересекающей вкрест простирания северное крыло складки. Мощность продуктивной толщи, вскрытой в этом районе, около 1000 м (фиг. 32). К сожалению, не вскрывается контакт продуктивной толщи с подстилающими и перекрывающимися отложениями.

Характеристика пород продуктивной толщи Айран-Текия

Продуктивная толща представлена чередованием песчано-алевролитовых и глинистых пород.

В нижней части разреза преобладают песчано-алевролитовые породы, в верхней части разрез делается более глинистым, доминируют глинисто-алевролитовые разности, а песчаники встречаются уже в виде подчиненных прослоев.

Песчаники окрашены в серые, темносерые и бурые цвета, тонко- и среднезернистые, горизонтально- и косослоистые, массивно-плитчатые, иногда переходящие в слабо сцементированные пески. В нижней части разреза песчаники нефтеносны, в средней и верхней частях — прослоями

водоносны и ожелезнены. Глины и алевролиты окрашены в красно-бурые, коричнево-бурые или светлосерые с зеленоватым и голубоватым оттенками тона. Алевролиты часто отличаются тонкой плитчатостью, горизонтальной и косо́й слоистостью, иногда конкрециевидной отдельностью. Глины по большей части содержат большую или меньшую примесь алевроитового материала; тонкоотмученные глины сравнительно редки. Для глин характерна конкрециевидная или брусковидная отдельность, реже комковатое или бесструктурное строение. Тонкоотмученные глины отличаются раковистым изломом и остроугольно-оскольчатой текстурой.

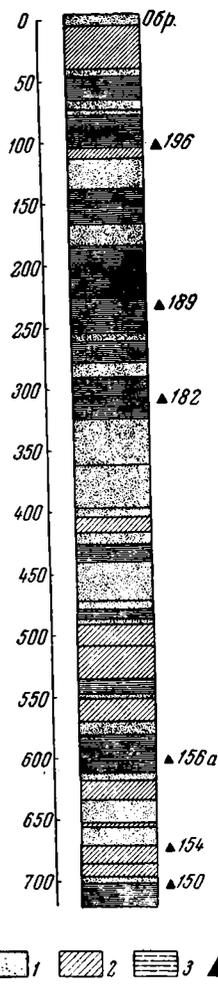
Сравнивая характер пород разреза Айран-Текия с описанными выше отложениями района Баба-Занан, можно отметить почти аналогичный характер глинистых пород и отличия в песчаных породах. Пески и песчаники Айран-Текия обычно не содержат прослоек магнетита, столь характерных для Баба-Занана. Содержание минералов тяжелой фракции в песчаных породах также значительно ниже. Максимальное обогащение пород рудными минералами, пироксенами и амфиболами наблюдается в верхней части разреза, но и здесь содержание тяжелой фракции не превышает 5—8%.

Песчаники и алевролиты отличаются полимиктовым составом, плохой окатанностью и слабой сортировкой материала.

В состав обломочного материала входят обломки глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, эффузивов и карбонатных пород; последние представлены то тонким пелитоморфным известняком, то монокристаллическими зернами кальцита с двойниками. Обращают на себя внимание довольно часто встречающиеся округлые зерна радиально-лучистого или тонкоагрегатного халцедона и светлозеленого хлорита. Повидимому, эти образования представляли миндалины или включения в породах, за счет разрушения которых образовывались отложения продуктивной толщи.

Помимо обломков пород, в составе обломочного материала присутствуют полевые шпаты, представленные средними и основными плагиоклазами, несколько реже встречающимися кислыми плагиоклазами и редкими калиевыми полевыми шпатами с единичными зернами решетчатого микроклина. Полевые шпаты часто сильно разъедены кальцитом. Процессы цеолитизации полевых шпатов развиты в меньшей степени, чем в породах Баба-Занана, за исключением верхней части разреза, где анальцит находится в большом количестве, замещая как плагиоклазы, так и обломки эффузивов. Кварц встречается в виде неправильных угловатых, обычно сильно растрескавшихся зерен. Часто встречаются листочки хлорита и хлоритизированного биотита и бурые, несколько разложенные, зерна глауконита, иногда хорошо кристаллизованные, слюдоподобные.

Цементом в породах служит кальцит, а иногда сидерит. Тип цемента крυσтификационный, контактный и поликристаллический.



Фиг. 32. Схематический разрез продуктивной толщи района Айран-Текия.

1 — пески; 2 — алевролиты; 3 — глины; # — места взятия исследованных образцов глин.

Характерной особенностью пород разреза Айран-Текия является их повсеместная и сильная пиритизация. Пирит встречается в виде мельчайших шариков размером 0,01—0,02 мм, часто образующих довольно значительные скопления в породе, хорошо ограненных кубиков и, реже, пентагональных додекаэдров, кристаллических сростков; в некоторых случаях он является цементом.

Акцессорные минералы в шлифах удается наблюдать только в верхней части разреза. Здесь в большом количестве встречаются роговые обманки, пироксены, эпидот. Пироксены, так же как в породах Баба-Занана, отличаются очень тонкими и изящными формами разъедания кальцитом. Следует отметить, что характер песчаных пород верхней части разреза очень близко напоминает бабазананские песчаники.

По составу акцессорных минералов песчаные породы нижней части разреза Айран-Текия отличаются от пород Баба-Занана; в верхней части разреза они почти аналогичны. Доминирующим минералом в тяжелой фракции является пирит, составляющий иногда 80—90 % тяжелой фракции. Среди рудных минералов, помимо пирита, распространены магнетит, лейкоксен и красно-бурые гидроокислы железа, частью образовавшиеся, по видимому, за счет окисления пирита. Вторым по распространенности минералом являются роговые обманки, содержание которых достигает 30—40 %. Пироксены распространены по всему разрезу, но содержание их невелико — 3—6 % и только в верхней части толщи достигает 20—25 %. В большом количестве встречаются минералы группы эпидота, среди которых присутствуют как свежие, так и разложившиеся зерна. В некоторых образцах в количестве 1—3 % встречаются гранат, сфен, турмалин, пикотит. В небольшом количестве по всему разрезу отмечаются слюды и хлорит, в глинистых породах — барит и целестин.

Глины разреза Айран-Текия

Как уже отмечалось выше, в разрезе Айран-Текия присутствуют как алевролитовые, так и тонкоотмученные разновидности глин, причем преобладающее развитие имеет первый тип.

В некоторых случаях примесь обломочного материала в глинах бывает настолько значительна, что породы близки к алевролитам. Распределение обломочного материала в породах обычно неравномерно: либо зерна рассеяны по всей породе, либо обогащают отдельные прослои, а в некоторых случаях концентрируются в виде неправильной формы участков. Обломочный материал плохо отсортирован: встречаются зерна размером от 0,10—0,15 мм до 0,02—0,05 мм.

Качественный состав обломочных минералов в глинах не отличается от состава описанных выше песчано-алевролитовых пород, но количественное соотношение обломков несколько различно. Обычно преобладают неправильной формы обломки тонкозернистого и пелитоморфного карбоната; часто встречаются также монокристаллические обломки кальцита, хорошо сохранившиеся раковинки фораминифер и кальцисферы.

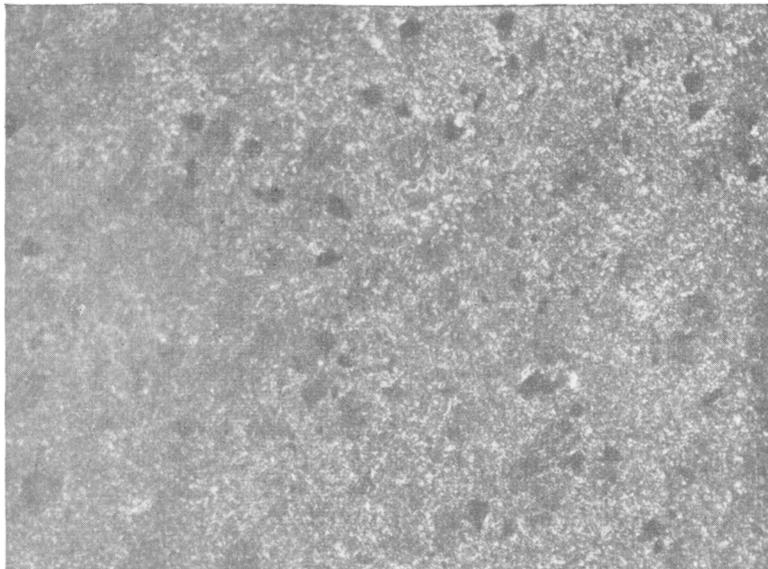
Тонкоотмученные глины в шлифах представляют тонкочешуйчатую агрегатную глинистую массу с выделяющимися многочисленными мельчайшими чешуйками гидрослюд. Порода пронизана мельчайшими зернышками пелитоморфного карбоната. Иногда породы имеют пятнистую структуру, обусловленную присутствием участков, сложенных более тонкодисперсным глинистым материалом (фиг. 33). Глины обычно бывают сильно пиритизированы.

Гранулометрический состав глин Айран-Текия отличается сравнительно низким содержанием фракции $< 0,001$ мм, колеблющимся от 33,22 до 44,74 %, превышающим, однако, содержание фракции $< 0,001$ мм

в Баба-Занане. Фракция 0,01—0,001 мм составляет 62—54 % породы, а количество фракции 0,01—0,043 мм колеблется от 11 % до десятых долей процента. Фракция крупнее 0,043 мм составляет обычно доли процента, лишь в обр. 182 достигая 1,25 %. По грубости материала глины Айран-Текаяна занимают второе место после бабазананских глин.

Детальному анализу с применением всех методов исследования было подвергнуто 6 образцов глин.

Основными компонентами в глинах являются минералы группы монтмориллонита с некоторой примесью магнезимального минерала.



Фиг. 33. Глина с пятипестой структурой и включениями пирита.
Айран-Текаян Увел. 96.

Химический состав глин (табл. 11) близок к составу глин Баба-Занана, но отличается несколько меньшим содержанием MgO , колеблющимся в незначительных пределах — от 3,04 до 3,24 %. Только в верхней части разреза (обр. 196) содержание MgO достигает 3,92 %, приближаясь к содержанию MgO в глинах Баба-Занана.

Таким образом, в составе глин четко отражается изменение общего характера пород в разрезе. При описании песчано-алевролитовых пород мы отмечали, что именно в верхней части разреза наблюдается максимальная близость состава и характера пород разрезов Айран-Текаяна и Баба-Занана и максимальное распространение «зубчатых» пироксенов. Генетическая связь содержания магния в глинах с присутствием пироксенов в породе выступает с полной очевидностью на примере изучения пород Айран-Текаяна.

Глины Айран-Текаяна отличаются большим постоянством химического состава. Содержание Al_2O_3 невысокое и очень постоянное, изменяющееся лишь в пределах 18,34—19,86 %. Содержание Fe_2O_3 также довольно постоянно и колеблется от 6,82 до 7,44 %. В обр. 154 содержание Fe_2O_3 снижается до 4,40 %. Этот образец вообще отличается от остальных глин, выделяясь несколько повышенным содержанием в нем гидрослюдистого минерала и тонкодисперсного кварца. Содержание SiO_2 достигает в нем 53,50 %.

Химический состав глин продуктивной толщи разреза Айраи-Теян

Компоненты	Образцы					
	150	154	156	182	189	196
SiO ₂	51,64	53,50*	49,52	50,86	50,48	49,82
TiO ₂	0,70	0,70	0,80	0,70	0,70	0,70
Al ₂ O ₃	18,34	19,03	19,86	19,60	19,60	19,18
Fe ₂ O ₃	6,82	4,40	7,44	6,89	6,96	7,31
FeO	1,32	1,51	0,93	1,08	1,16	1,29
CaO	0,52	0,60	0,28	0,34	0,40	0,24
MgO	3,24	3,14	3,12	3,04	3,12	3,92
K ₂ O	2,16	2,80	1,58	1,90	1,42	1,89
Na ₂ O	0,91	0,97	0,70	0,60	0,85	0,48
S	0,03	0,03	0,15	0,04	0,05	—
H ₂ O ⁺	6,32	5,32	4,95	5,10	4,14	5,31
H ₂ O ⁻	7,74	7,48	9,70	9,58	9,78	9,24
Сумма	99,74	99,48	99,03	99,73	98,66	99,38

Отношение SiO₂ : R₂O₃ меняется от 3,42 до 3,87, т. е. соответствует отношению SiO₂ : R₂O₃ в бабазананских глинах.

Все образцы отличаются низким содержанием K₂O, колеблющимся от 2,16 до 1,42%, что соответствует незначительному содержанию гидрослюдистых минералов. Можно отметить, что глины нижней части разреза отличаются несколько большим содержанием гидрослюды, чем средняя и верхняя часть разреза. Обр. 150 и 154 отличаются повышенным содержанием K₂O — 2,16—2,80% и несколько пониженным по сравнению с другими образцами содержанием низкотемпературной воды, равным 7,74—7,48%, в то время как в других образцах содержание ее равно 9,78—9,24%.

Ориентированные препараты фракции < 0,001 мм имеют показатели преломления: $N_p=1,540-1,543$, $N_g=1,552-1,558$. Просмотр фракций > 0,001 мм и порошковых препаратов показывает, что так же, как и в Баба-Занане, в глинах присутствуют различные типы монтмориллонитовых минералов, от низкопреломляющих, по видимому, чистых монтмориллонитов с $n_{ср.}=1,505-1,510$ до зеленоватых нонтронитоподобных минералов. Довольно часто встречается образование низкопреломляющего минерала с n меньшим, чем 1,516—1,512, со слабым двуупреломлением. Эти образования имеют форму не чешуек и пластинок, как это обычно присуще глинистым минералам, а неправильных изометрических зерен. Некоторые из этих образований почти изотропны, другие обнаруживают поляризацию агрегатного характера, очень неровную; в отдельных участках как бы поляризуют включенные чешуйки, в других участках — точечная поляризация. Создается впечатление, что этот минерал имеет форму и структуру гелеобразного сгустка, частично начавшего раскристаллизовываться. Отнести эти образования к какому-нибудь определенному минералу затруднительно. Не исключена возможность, что они принадлежат магнизальному минералу типа керолитов (?) или очень тонкодисперсному, слабо раскристаллизованному монтмориллониту (?).

* В обр. 154 по данным рентгеновского анализа присутствует кварц.

Во фракции 0,01—0,001 мм в большом количестве присутствуют гидрослюды игольчатой формы, в меньшем количестве встречаются пелитовые зернышки полевых шпатов, кварца, глауконит, обломки вулканического стекла и изотропные пластинки с n , близким к 1,537—1,540. Очень много неопределимых точек, одни из которых имеют очень низкий показатель преломления, другие — высокий, близкий к гидрослюдам.

Просмотр препаратов фракции $< 0,001$ мм под электронным микроскопом показывает, что фракция состоит из тонких расплывчатой формы частиц и агломератных сгустков с неясными очертаниями, относящихся, по видимому, к минералам группы монтмориллонита. Игольчатый магнезиальный минерал встречается в значительно меньшем количестве, чем в бабазананских глинах. В препарате он находится в виде единичных изолированных иголок. Иногда встречаются удлиненные шестоватой формы пластинки, похожие на галлуазит или нонтронит.

Рентгенограммы образцов глин Айран-Текяна показывают резкое преобладание монтмориллонитовых минералов. Повышенное содержание гигроскопической воды, отмеченное в анализах, достигающее 9,70%, находит свое отражение в высоких значениях межплоскостных расстояний в решетке монтмориллонитов, равных 13—14 Å. Присутствие магнезиального минерала отмечается по присутствию линий слабой интенсивности — 7,30; 3,57—3,66; 2,62; 1,50; 1,30 Å.

Очень незначительное количество иголок магнезиального минерала, наблюдаемое при электронномикроскопическом изучении, дает основание считать, что в Айран-Текяне не весь магний входит в состав игольчатого минерала серпентинового типа. Возможно, что магний, не будучи весь израсходован на образование самостоятельного минерала, во взаимодействии с алюминием и железом образует минералы, относящиеся к хлоритовой группе, или глинично входит в решетку монтмориллонитов.

Кривые нагревания глин Айран-Текяна совершенно аналогичны кривым нагревания бабазананских глин.

Район Геогляр

Обнажение продуктивной толщи в районе селений Геогляр и Ленгез-биз расположено в ущелье Багырлы юго-западного склона хребта Ахмедан. Породы, слагающие склон, относятся к ашшеронскому ярусу, акчагылу и продуктивной толще. Продуктивная толща слагает верхний участок склона, хорошо выделяясь в рельефе вследствие присутствия в ней мощных карнизоподобных пластов песчаников, благодаря которым она и получила здесь название «ленгезбизских песчаников». Слои продуктивной толщи имеют моноклинальное залегание и наклонены на юго-запад под углом 50°.

Хотя этот район уже не относится к Прикуринской области, мы его описываем в этом разделе вследствие очень большого сходства пород продуктивной толщи в разрезах Геогляр и Баба-Занан.

Продуктивная толща описываемого района представлена темносерыми и буровато-серыми полимиктовыми песчаниками, сильно обогащенными магнетитом, чередующимся с серыми, буровато-серыми и розоватыми алевролитовыми глинами. Обнаженность района плохая, и если песчаники обнажены относительно хорошо, выделяясь по склонам в виде карнизов, то участки чередования алевролитово-глинистых пород отличаются очень плохой обнаженностью и обычно покрыты мощным слоем наносов.

При микроскопическом исследовании обнаруживается, что песчано-алевролитовые породы отличаются весьма разнообразным полимиктовым составом кластического материала. Чаще всего встречаются обломки пород, среди которых много эффузивов. В большом количестве встречаются

агрегатные обломки, состоящие из листочков хлорита, серицита, мельчайших зернышек кварца и полевых шпатов, кремнистые обломки и известняки, присутствующие в виде монокристаллических обломков или темных зерен с пелитоморфной структурой.

Часто встречаются призматические зерна полевых шпатов, главным образом средних и основных плагиоклазов, реже кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Цементом в породах служит поликристаллический кальцит и иногда тонкоизмельченный кластический материал.

Характерной особенностью пород продуктивной толщи Геогляра является их сильная цеолитизация. Цеолит, представленный анальцитом, повсеместно присутствует в песчано-алевролитовых породах, разъедая и замещая зерна полевых шпатов и обломки эффузивов и в ряде случаев играя роль цемента.

В некоторых образцах в большом количестве присутствуют в шлифах акцессорные минералы — магнетит, пироксены, роговая обманка. Так же, как и в Баба-Занане, наблюдаются характерные формы разъедания пироксенов кальцитом.

В тяжелой фракции песчано-алевролитовых пород преобладающими минералами являются магнетит, «зубчатые» пироксены и роговые обманки. В глинистых породах пироксенов очень мало или вообще отсутствуют, а наиболее распространенными минералами являются красно-бурые гидроокислы железа, слюды, главным образом биотит, эпидот и минералы «устойчивой» группы — гранат и турмалин.

Не прибегая во избежание повторений к более детальным описаниям пород, укажем лишь, что по своему минералогическому составу и характеру породы Геогляра чрезвычайно близки к бабазананским отложениям.

Из разреза Геогляр было подвергнуто подробному исследованию 4 образца глин. Гранулометрический состав глин Геогляра отличается несколько большей тонкостью, чем у бабазананских глин, и почти аналогичен глинам Айран-Текаяна. Содержание фракции < 0,001 мм колеблется от 28 до 46 %; фракция 0,01—0,001 мм составляет 58—48 %, алевролитовая фракция — от 10 до 23 %, фракция крупнее 0,043 мм — доли процента (табл. 12).

Таблица 12

Химический состав глин продуктивной толщи Геогляра

Компоненты	Образцы			Компоненты	Образцы		
	842	850	870		842	850	870
SiO ₂	50,10	50,36	51,76	MgO	2,54	2,81	3,39
TiO ₂	0,60	0,71	—	K ₂ O	2,30	1,64	2,65
Al ₂ O ₃	21,21	19,07	20,29	Na ₂ O	1,27	0,37	0,45
Fe ₂ O ₃	7,96	9,50	7,03	H ₂ O ⁺	6,12	6,25	5,20
FeO	0,14	0,88	1,06	H ₂ O ⁻	8,26	8,04	7,00
CaO	0,09	0,19	0,28				
				Сумма (для всех компонен- тов)	100,59	99,82	99,11

Химический состав глин Геогляра характеризуется несколько более высоким, чем в глинах Баба-Занана и Айран-Текаяна, содержанием Al₂O₃, изменяющимся от 21,21 до 19,07 %, и Fe₂O₃ — от 9,50 до 7,03 %. Отношение

$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ несколько ниже, чем в вышеописанных глинах и колеблется от 3,24 до 3,55. Отмечается также уменьшение содержания MgO по сравнению с бабазананскими и айрантекянскими глинами до 3,39—2,54%.

Чешуйки ориентированных препаратов характеризуются большим диапазоном колебаний показателей преломления ($N_p=1,528-1,540$, $N_g=1,552-1,564$) и высоким двупреломлением ($N_g - N_p=0,025-0,030$).

Во фракции $> 0,001$ мм наблюдается тот же комплекс минералов, что и в ранее описанных глинах. В большом количестве присутствуют иголки и пластинки гидрослюд, на которых часто наблюдаются точечные образования низкопреломляющего изотропного минерала, повидимому, анальцима; часто встречаются чешуйки монтмориллонита и ферримонтмориллонита, округлые образования с низким показателем преломления и слабым двупреломлением, пелитовые зернышки кварца и полевых шпатов и иногда мелкие кристаллики цеолита.

Рентгенограммы глин Геогляра обнаруживают линии минералов монтмориллонитовой группы (12; 4,46; 2,55; 1,65 Å), слабые линии магниевых минералов (7,11; 3,68; 2,48; 1,53; 1,30 Å) и значительную примесь тонкодисперсного кварца, присутствие которого фиксируется по линиям 4,26; 3,34 (оч. сильн.); 1,81; 1,37 Å. Присутствие кварца во фракции $< 0,001$ мм во всех образцах является характерной особенностью глин этого разреза, тогда как в других районах присутствие кварца отмечалось лишь спорадически и линиями более слабой интенсивности. Несмотря на довольно высокое содержание K_2O в глинах, типичные линии гидрослюды на рентгенограмме отсутствуют.

Общая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Прикуринской области

Рассматривая отложения продуктивной толщи районов Прикуринской области в целом, следует отметить полимиктовый, разнообразный состав обломочного материала, обилие эффузивных компонентов и обогащенность акцессорными минералами (магнетитом, пироксенами и роговой обманкой), источником которых являлись мощные вулканические комплексы юрских и меловых отложений Малого Кавказа.

Наибольшее сходство состава обнаруживают породы Баба-Занана и Геогляра. Породы Айран-Текяна несколько отличаются от них.

В районе Айран-Текяна в период образования осадков продуктивной толщи, повидимому, имело место смешение материала, поступавшего из разных мест. Наряду с обломками эффузивов, средними и основными плагиоклазами, пироксеново-роговообманковым комплексом, в породах Айран-Текяна в большом количестве встречены обломки кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, карбонатных пород, радиально-лучистые образования и листочки хлорита, глауконит, часто с характерной слюдоподобной структурой. Этот тип обломочного материала не был обнаружен в бабазананском разрезе и характерен для районов Кабристана. Источником поступления этого материала были юрские и меловые отложения Большого Кавказа.

Отличительной особенностью пород айран-текянского разреза является их сильная пиритизированность. Пирит встречается по всему разрезу как в песчаных, так и в глинистых породах. В ряде образцов был встречен в качестве цементирующего материала сидерит. Присутствие этих минералов свидетельствует о наличии восстановительных условий, имевших место в этом районе во время отложения осадков продуктивной толщи.

Характерной чертой пород Айран-Текяна является также значительно меньшее по сравнению с породами Баба-Занана и Геогляра содержание

в тяжелой фракции пироксенов и очень большое распространение роговых обманок. Только в верхней части айран-текянского разреза породы приобретают облик, близкий породам Баба-Занана, что сопровождается и значительным возрастанием содержания пироксенов.

Причина уменьшения содержания пироксенов в Айран-Текаяне не вполне ясна.

В. П. Батурий (1937) объясняет это явление селективным отбором минералов. Согласно его представлениям, на протяжении пути от источников сноса до места отложения происходило выпадение из водных потоков более тяжелых минералов — магнетита и пироксенов, и до Айран-Текаяна в большом количестве доносились уже только роговые обманки. Это предположение не объясняет, однако, массового распространения пироксенов в еще более северных участках, например, в Рагиме, где в верхней части разреза наблюдается высокое содержание этого минерала.

С нашей точки зрения, относительное уменьшение содержания пироксенов в Айран-Текаяне может объясняться тем, что здесь отсутствует верхняя часть продуктивной толщи, с которой в более северных районах и связано массовое распространение пироксенов. На это обогащение верхней части продуктивной толщи материалом малокавказского происхождения указывал и В. П. Батурий, отмечая, что материал, приносимый Курой, в конце века продуктивной толщи захватывал все более северные участки и во время отложения сураханской свиты достигал даже Апшеронского п-ова.

Обогащение верхов продуктивной толщи материалом с Малого Кавказа особенно четко выявлено в работе В. Д. Шутова (1952), занимавшегося изучением полевых шпатов в продуктивной толще. Им установлено, что в верхней части разреза повсеместно наблюдается появление средних и основных плагиоклазов, источником которых являлись эффузивные комплексы пород Малого Кавказа.

Минералогический состав глин изученных разрезов, как это можно было видеть из предшествующего описания, довольно однообразен. Основными компонентами являются: а) минералы семейства монтмориллонитов — от чистых монтмориллонитов до ферримонтмориллонитов и б) магнезиальный минерал с серпентиновым типом решетки.

Разнообразный состав монтмориллонитов отличает глины Прикуриной области от глин Апшерона. На Апшероне мы встречаем ферримонтмориллониты с переменным содержанием Al^{+3} и Fe^{+3} в решетке. Изоморфные соотношения алюминия и железа отражаются в величине светопреломления минерала и в четкой зеркальной сопряженности кривых содержания этих элементов.

В глинах Прикуриной области сопряженности кривых алюминия и железа не наблюдается, и в большинстве случаев отмечается довольно постоянное содержание этих элементов. Не влияет также содержание железа на величину светопреломления чешуек ориентированных агрегатов. Повидимому, это связано с неоднородным составом глинистого минерала.

В табл. 13 приводится средний химический состав глин Прикуриной области и Кабристана. Характерной особенностью глин Прикуриной области является повышенное содержание MgO . Максимально высокое содержание MgO отмечается в районе Баба-Занана. В направлении на север и северо-запад содержание MgO постепенно уменьшается (фиг. 34). Так, в Баба-Занане среднее содержание MgO равно 4,27%, в Айран-Текаяне — 3,26% и в Геогляре — 2,91%. В этом же направлении наблюдается некоторое возрастание Al_2O_3 . Накопление магния в глинах Прикуриной области и образование в них магнезиальных минералов типа

Средний химический состав глин продуктивной толщи Прикуринской области и Кабристана

Компоненты	Баба-Занан	Айран-Текия	Геогляр	Рагим	Кара-Ибат
SiO ₂	51,05	50,97	50,77	50,40	50,99
TiO ₂	0,68	0,72	0,65	0,68	0,77
Al ₂ O ₃	18,84	19,27	20,19	20,40	19,44
Fe ₂ O ₃	6,89	6,64	8,16	8,14	6,98
FeO	0,85	1,21	0,69	1,30	1,11
CaO	0,43	0,39	0,19	0,48	0,40
MgO	4,27	3,26	2,91	2,84	2,84
K ₂ O	1,80	1,96	2,20	1,83	2,79
Na ₂ O	0,73	0,75	0,70	0,59	1,28
S	—	0,06	—	—	—
H ₂ O ⁺	6,12	5,19	5,86	6,12	5,97
H ₂ O ⁻	7,85	8,92	7,80	7,84	6,72
С у м м а	99,51	99,34	55,12	101,02	99,29

серпентина может быть объяснено, с нашей точки зрения, следующим образом.

Источником накопления магния являлись пироксены и, может быть, амфиболы, приносимые в большом количестве в бассейн продуктивной толщи реками, размывающими эффузивные комплексы мезозойских и третичных пород Малого Кавказа.

Количество пироксенов и амфиболов в песчано-алевролитовых породах Баба-Занана достигает 50—60% состава тяжелой фракции, что составляет около 7—9% от всей породы (содержание тяжелой фракции в некоторых образцах равно 15—18%).

В глинистых породах пироксенов очень мало: в Баба-Занане они встречаются обычно в виде единичных зерен, в Айран-Текияне и Геогляре практически вообще отсутствуют, и вместо них широкое распространение получают минералы группы эпидота, слюды и барит.

Отсутствие в глинах пироксенов и вместе с тем накопление в них магния связано, по нашему мнению, с процессами диагенетического растворения пироксенов, имеющими широкое развитие в породах продуктивной толщи.

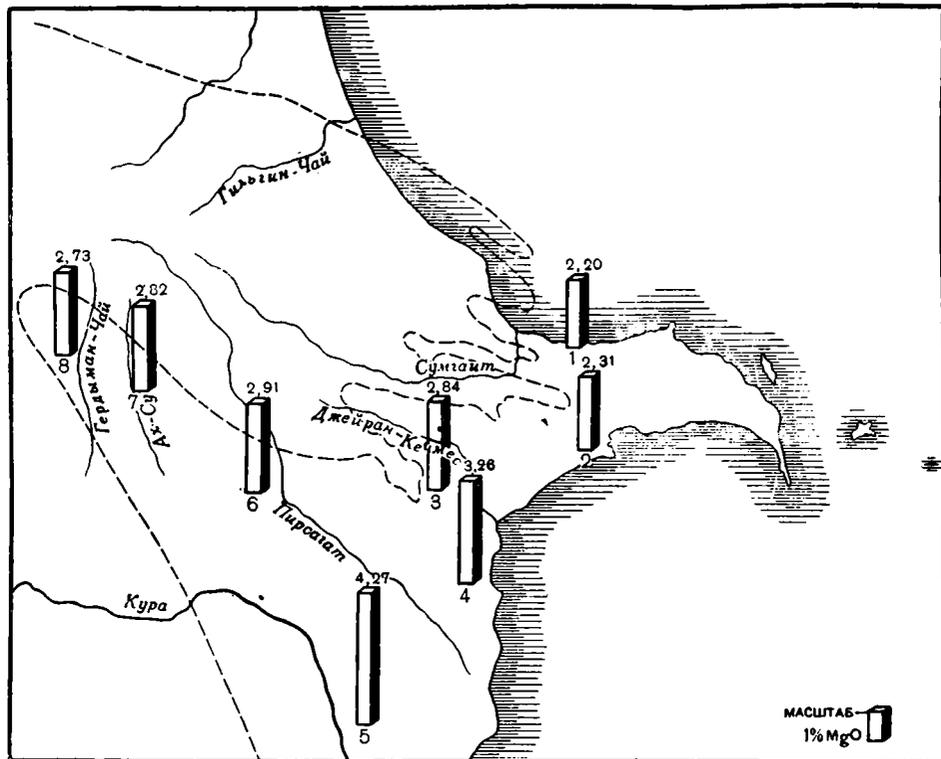
Выше нами подробно были описаны реликтовые «зубчатые» формы пироксенов в песчано-алевролитовых породах. В глинах тонкая измельченность материала способствовала его более быстрому разложению и если в песчаных породах мы находим реликты пироксеновых зерен, как бы еще «не успевших» раствориться до конца, то в глинах пироксены вообще отсутствуют, так как процесс растворения их закончился раньше, вероятно, еще в самую раннюю стадию диагенеза.

Связь содержания магния в глинах с распространением пироксенов выступает достаточно ясно. На фиг. 34 можно видеть убывание магния в глинах в направлении на север, т. е. по мере удаления от источника сноса пироксенов — Малого Кавказа.

Соотношение содержания магния в глинах с распределением пироксенов ясно выступает также в пределах отдельных разрезов. Так,

обогащение верхней части разреза Айран-Текия пироксенами сопровождается возрастанием содержания магния в глинах (обр. 196). Такое же явление наблюдается в кабристанских разрезах (Рагим, обр. 161—188). Некоторое уклонение отмечается в разрезе Геогляра.

Из вышеприведенного описания видно, что породы Геогляра более обогащены пироксенами, чем породы нижней части разреза Айран-Текия;



Фиг. 34. Распределение среднего содержания MgO в глинах верхнего отдела продуктивной толщи некоторых районов Азербайджана.

1 — Джорат; 2 — Ясамальская долина; 3 — Рагим; 4 — Айран-Текия; 5 — Баба-Занан; 6 — Геогляр; 7 — Ах-Су; 8 — Гердыман-Чай;

- - - граница распространения верхнего отдела продуктивной толщи (по В. Е. Хайну).

в то же время содержание магния в глинах Айран-Текия несколько выше, чем в глинах Геогляра.

Объяснение этого явления можно искать во влиянии длительности транспортировки материала на его состав. Геогляр более удален от источников сноса, чем Айран-Текия. Не исключена возможность, что при переносе тонкоизмельченного материала, служившего для образования глинистых пород, часть пироксенов могла быть не донесена до места отложения и уничтожена при транспортировке. Таким образом, глинистые осадки Геогляра были несколько обеднены пироксенами, что обусловило и более низкое содержание в них глинистых магниевых минералов.

В процессе диагенеза глинистых осадков растворение пироксенов обуславливало освобождение ионов магния и кремния, взаимодействие которых приводило к формированию магнезиальных глинистых минералов типа серпентина.

В зависимости от содержания магния в осадках происходило образование различных минералов этой группы. В Баба-Занане, где присутствие магния было максимальным, образовался игольчатый минерал, по характеру своей решетки близкий к серпентину. В глинах Айран-Текяна и Геогляра, как уже отмечалось выше, игольчатый минерал встречен в очень незначительном количестве, что дает основание предположить, что в этих участках с более низким содержанием магния в осадках произошло образование каких-то других магнезиальных минералов, возможно, пластинчатого типа. Может быть, недостаточное количество магния привело к его взаимодействию с алюминием и железом и послужило причиной образования минералов хлоритовой группы. Имеющийся материал не позволяет пока ответить на этот вопрос с достаточной полнотой и требует проведения дальнейших исследований.

Не исключена возможность, что в образовании магнезиальных минералов принимал участие также магний, выносившийся вследствие растворения пироксенов из подстилающих и перекрывающих глины песчано-алевролитовых пород. Выше мы отмечали, что при растворении и замещении пироксенов образуются минералы главным образом кальциевого состава: кальцит, иногда гипс и кальциевый цеолит — гейландит. Повидимому, магний не фиксируется в песчано-алевролитовых породах, а выносятся из них, что связано, очевидно, с более высокой растворимостью двууглекислых и сернокислых солей магния по сравнению с этими же солями кальция. В условиях же образования глинистых пород магний вступает во взаимодействие с SiO_2 и фиксируется в осадке в виде магнезиальных гидросиликатов.

Интересно отметить, что присутствие магнезиальных гидросиликатов является своего рода индикатором фациальной обстановки, указывающим на геохимические условия, имевшие место на дне бассейна при формировании осадков продуктивной толщи.

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) на основании литературных данных по синтезу магнезиальных гидросиликатов указывают, что осаждение магнезиальных гидросиликатов может иметь место только при наличии свободной SiO_2 в растворе в ионной форме, что требует щелочной среды с высокими значениями рН — до 9—9,5.

Эти данные свидетельствуют о том, что образование глинистых минералов продуктивной толщи происходило в условиях щелочной среды с высокими значениями рН, что хорошо согласуется с частым присутствием в глинах гипса и целестина, а в более низких горизонтах, вскрываемых бурением, и ангидрита. Можно думать, что образование осадков продуктивной толщи этой области происходило в условиях прибрежных заливов и лагун мелкого моря, куда носился терригенный материал размывавшихся пород Малого Кавказа.

В моменты накопления глинистых пород, т. е. в моменты ослабленного приноса терригенного материала, а, следовательно, и притока пресных вод, происходило повышение концентрации морских вод, засоление бассейна, и создавались благоприятные условия для формирования комплекса минералов, типичных для продуктивной толщи этого района.

V. КАБРИСТАН

Район, известный под названием Кабристана, расположен к западу от Ашшеронского п-ва и охватывает обширную область, северной границей которой служит р. Сумгаит, западной и юго-западной — р. Пирсагат и восточной — Каспийское море. На юге район Кабристана граничит с Прикуринской областью; границей между ними, как мы уже отмечали,

служат невысокие хребты Алятской гряды, имеющей широтное простирание.

Продуктивная толща Кабристана очень напоминает по характеру слагающих ее пород продуктивную толщу Прикуринской области. Представлена она однообразным чередованием песчано-алевролитовых и глинистых пород, причем глинистые породы обычно преобладают, составляя около 60—70% от ее общей мощности.

Характерной особенностью продуктивной толщи Кабристана является довольно широкая распространенность пирокластических образований. Вулканические пеплы известны в ряде районов Кабристана (Чеил-Даг, Агдам, Кара-Даг, Кяниза-Даг, Маяш и др.), где они образуют прослой, иногда достигающие 1,6 м (Кара-Даг), а иногда встречающиеся в виде тоненьких прослоечек, включенных в алевролитовые или глинистые породы мощностью до долей сантиметра или нескольких сантиметров (Маяш).

Наиболее детальное петрографическое изучение продуктивной толщи Кабристана было проведено А. Г. Алиевым (1947). Этот автор разделяет продуктивную толщу на ряд свит по составу минералов тяжелой фракции. Выделяются следующие свиты (сверху вниз): 1) слюдистая, 2) 1-я пироксеново-роговообманковая, 3) слюдисто-эпидотовая, 4) 2-я пироксеново-роговообманковая и 5) ангидритовая. Те же свиты выделяются в продуктивной толще Прикуринской области, что позволяет автору сопоставлять эти две области.

Однако следует отметить, что вышеупомянутые свиты в различных районах выделяются недостаточно четко. По большей части с достаточной четкостью выделяются только 1-я пироксеново-роговообманковая свита и свита, обогащенная эпидотом.

В пределах Кабристана изучению были подвергнуты глины из двух разрезов: разреза в районе кишлака Рагим, расположенного в 22 км к северо-западу от ст. Сангачалы, и разреза на горе Кара-Ибат. Отдельные образцы глин были изучены также из разрезов Чеил-Дага, расположенных в 10 км к северу от Рагима, и разреза Карга-Базар, расположенного в 12 км северо-восточнее Чеил-Дага.

Район Рагим.

Характеристика пород продуктивной толщи

Отложения продуктивной толщи этого района представлены обычным чередованием бурых и буровато-серых алевролитов и песчаников и красно-бурых, желтовато-бурых, серых глин, тонкоотмученных и алевролитовых с конкрецевидно-скорлуповатой, неправильно оскольчатой или пластинчатой отдельностью. Преобладающая роль в разрезе принадлежит глинам. В разрезе представлена верхняя часть продуктивной толщи. Нижней границей служат глины понтических отложений, контакт между продуктивной толщей и понтотом — тектонический (фиг. 35).

По минералогическому составу тяжелых минералов в разрезе четко выделяются две свиты — нижняя и верхняя.

1. Нижняя свита характеризуется низким содержанием тяжелой фракции — 0,5—1,5%; преимущественным распространением здесь пользуются минералы группы эпидота и поизита, содержание которых достигает 30—43%; помимо эпидота, встречаются титаносодержащие минералы — 5—7%, гранат, турмалин и рутил — 3—7%, пикотит, достигающий иногда 5—10%, хлорит — 3—4%, в некоторых областях — барит. В виде единичных зерен встречаются сфен, хлоритид, корунд. Рудные минералы составляют 30—40% фракции и представлены в основном лейкоксеном, реже красно-бурыми гидрокислами железа, пиритом и магнетитом. Следует отметить, что выше-

перечисленные минералы чрезвычайно похожи по своему составу на минералы юрских пород Дагестана, что дает основание считать, что юрские отложения подвергались размыву во время образования нижней свиты продуктивной толщи этого района и принимали участие в ее формировании.

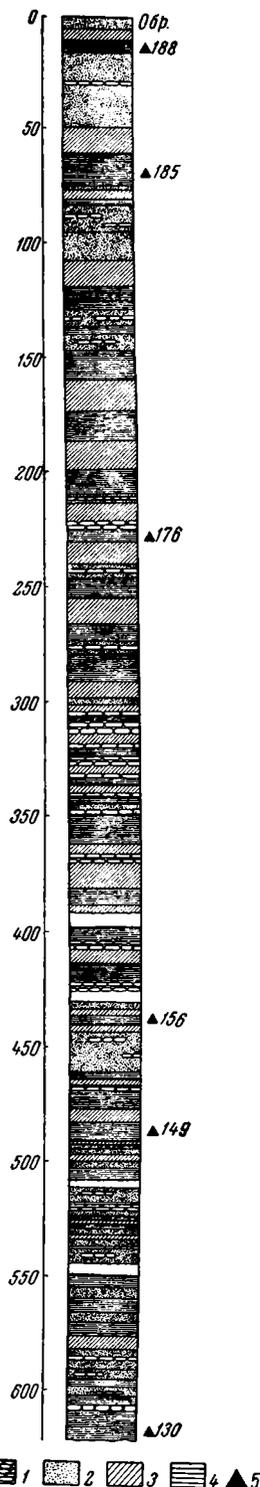
2. Верхняя свита отличается высоким содержанием тяжелой фракции — 3—10% и по составу присутствующих в ней тяжелых минералов имеет совершенно иной характер. Преобладающими минералами являются пироксены характерной зубчатой формы (30—50%) и роговые обманки (10—18%), среди которых встречаются как обыкновенные, так и бурые роговые обманки. Эпидоты присутствуют в количестве 5—10%, остальные минералы — гранат, слюда, хлорит — встречаются в виде единичных зерен. Рудные минералы составляют 30—50% фракции и представлены в основном магнетитом и значительно реже встречающимися ильменитом, лейкоксеном и краснобурыми гидроокислами железа.

Состав тяжелой фракции пород верхней свиты разреза совершенно подобен составу минералов пород продуктивной толщи Прикуринской области.

Резко меняющийся состав тяжелых минералов указывает на то, что источники питания на протяжении образования продуктивной толщи изменялись. Во время формирования верхней части разреза значительно усилился приток материала с Малого Кавказа. Увеличение роли материала с Малого Кавказа отмечалось нами также для более южного района — разреза Айран-Текаяна.

Изменения характера пород в нижней и верхней частях разреза отражаются и в составе массы обломочных компонентов.

В нижней части разреза кластический материал представлен в основном обломками пород, среди которых преобладают округлые, обычно хорошо окатанные зерна пелитоморфных известняков и глинистых сланцев буроватого или буровато-зеленоватого цвета с тонкочешуйчатой агрегатной структурой; реже встречаются кремнистые агрегаты и иногда обломки эффузивов. В довольно большом количестве присутствуют кварц и полевые шпаты (кислые и средние плагиоклазы), иногда округлые образования халцедона и хлорита с радиально-лучистой структурой и зерна глауконита. Часто



Фиг. 35. Схематический разрез продуктивной толщи района Рагим.

1 — песчаники; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — места взятия исследованных образцов глин.

в породах Рагима встречается анальцит, иногда в виде зерен неправильной формы, иногда замещающая полевые шпаты и обломки эффузивов. Цементом служит кальцит. Характерной особенностью пород Рагима является высокое содержание цемента, достигающее в некоторых образцах примерно 50% от общего состава породы. Некоторые алевролитовые породы состоят в основном из обломков карбоната; в меньшем количестве присутствуют зерна кварца, полевых шпатов, обломки глинистых сланцев, реже эффузивов.

В породах верхней части разреза в составе кластического материала уменьшается количество обломков карбонатных пород и сильно увеличивается содержание обломков эффузивов. Повышается также содержание полевых шпатов, среди которых в большом количестве встречаются средние и основные плагиоклазы ряда олигоклаз — андезин и андезин — лабрадор. В породах возрастает также содержание анальцита, присутствующего в виде новообразований по обломкам эффузивов и плагиоклазам.

Глины Рагима. Из разреза Рагим было подвергнуто подробному изучению 7 образцов глин.

Глины разреза Рагим так же, собственно, как вообще глины Кабристана, занимают промежуточное положение между глинами Апшерона и Прикуринской области. Гранулометрический состав глин Рагима близок гранулометрическому составу глин Апшерона. Фракция < 0,001 мм составляет около 48—50%, фракция 0,01—0,001 мм — 40—47%, а фракция > 0,01 мм — от 5—6% до десятых долей процента.

Основными минералами, слагающими глины, являются минералы группы монтмориллонита, среди которых, повидимому, преобладает ферримонтмориллонит. Все глины Рагима отличаются высоким содержанием Fe_2O_3 , колеблющимся от 7,80 до 10,28% и только в одном образце снижающимся до 6,71% (табл. 14). Содержание Al_2O_3 колеблется

Таблица 14

Химический состав глин продуктивной толщи (фракции < 0,001 мм) Рагима

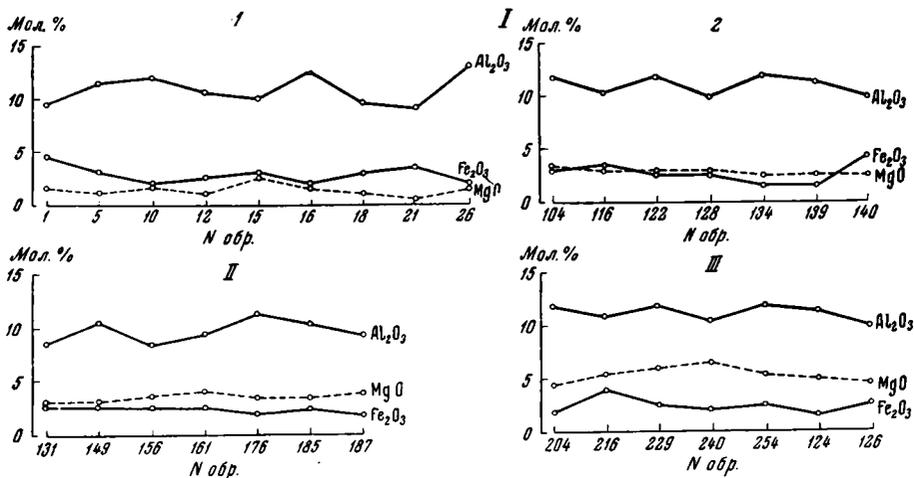
Компоненты	Образцы					
	131	149	156	176	185	188
SiO_2	51,5	49,90	50,56	48,70	50,56	51,16
TiO_2	0,8	0,80	0,46	0,33	0,86	0,83
Al_2O_3	18,78	21,60	17,73	23,88	20,96	19,45
Fe_2O_3	7,97	7,96	10,28	7,80	8,13	6,71
FeO	0,88	1,13	0,53	0,57	1,93	1,14
CaO	0,34	0,42	1,14	0,32	0,26	0,44
MgO	2,56	2,44	2,83	2,95	2,86	3,41
K_2O	2,70	1,48	1,40	1,44	2,03	1,93
Na_2O	0,80	0,60	0,74	0,60	0,39	0,46
H_2O^+	4,95	6,04	5,22	7,02	7,56	5,91
H_2O^-	10,80	8,00	8,72	7,00	5,15	7,38
Сумма	102,08	100,37	99,61	101,11	100,69	98,82

в значительных пределах: от 23,88 до 17,73%. Отношение $SiO_2 : R_2O_3$ изменяется от 3,66 до 2,88. Содержание K_2O непостоянно и составляет от 1,40 до 2,03%, возрастая в обр. 131 до 2,70%. Присутствие калия

в этом образце связано с примесью гидрослюда, наличие которой фиксируется на рентгенограмме (линии 10,46, 3,34 и 1,90 Å).

Содержание магния в глинах также непостоянно. В образцах глин из нижней части разреза содержание MgO составляет 2,44—2,56%, из верхней части разреза — до 2,83—3,41%. Образцы с более высоким содержанием MgO приурочены к верхней (пироксеново-роговообманковой) свите. Так же, как в Айран-Теяне, увеличение количества пироксенов в песчаных породах совпадает с возрастанием содержания MgO в глинах.

Зеркальной сопряженности кривых содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 в глинах Рагима так же, как и в глинах Прикуринской области, не существует (фиг. 36). Не оказывает также заметного влияния содержание железа



Фиг. 36. Изменения в содержании Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO в глинах продуктивной толщи некоторых районов Азербайджана.

I — Апшеронский п-ов. 1 — Кирмакинская долина (нижний отдел); 2 — Ясамальская долина (верхний отдел).
II — Кабристан. Рагим (верхний отдел). III — Прикуринская область. Баба-Занан (верхний отдел).

на величину светопреломления чешуек ориентированных глинистых агрегатов. Величины светопреломления меняются в довольно широких пределах: $Np=1,528-1,537$, $Ng=1,549-1,552$.

Во фракциях крупнее 0,001 мм встречаются чешуйки монтмориллонита с различными показателями преломления, изменяющимися в широких пределах: от $Np=1,512-1,525$, $Ng=1,520-1,540$ до $Np=1,540-1,546$, $Ng=1,552-1,558$. Чешуйки монтмориллонита имеют обыкновенно несколько неопределенную форму, высокое двупреломление и прямое волнистое погасание. Во фракции 0,01—0,001 мм в большом количестве встречаются игольчатой формы гидрослюда, попадаются обломки вулканического стекла и многочисленные точечные образования либо с очень низким светопреломлением, либо по светопреломлению близкие к гидрослюдам.

Во фракции крупнее 0,01 мм встречены зерна кварца, полевые шпаты, многочисленные пластинки буроватого цвета, представляющие агрегаты одинаково ориентированных глинистых частичек; такие пластинки, лежащие на базистой плоскости, почти изотропны, поставленные на ребро ярко поляризуют и имеют прямое угасание.

Рентгеноструктурное исследование (табл. 15) показывает, что основным компонентом фракции $< 0,001$ мм являются минералы монтмориллонитовой группы, присутствие которых определяется по линиям

Результаты рентгенографического изучения фракции < 0,001 мм глин Кабристана

Рагим				Кара-Ибат			
Обр. 149		Обр. 188		Обр. 16/50		Обр. 27/50	
интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)	интенс.	d (hkl)
ср.	12,59	оч. сл. р.	11,85	ср.	11,31	ср.	12,59
—	—	оч. оч. сл.	7,40	—	—	—	—
сл.	4,89	сл.	4,93	сл.	4,97	сл.	4,93
ср. сл.	4,46	ср. р.	4,46	ср.	4,50	ср.	4,46
—	—	сл.	4,19	оч. сл.	4,26	сл.	4,20
—	—	ср.	4,05	—	—	—	—
ср.	3,64	ср.	3,68	ср.	3,66	ср.	3,64
сл.	3,48	—	—	сл.	3,49	сл.	3,46
сильн.	3,30	оч. сильн.	3,32	сильн.	3,32	сильн.	3,30
сильн.	3,26	—	—	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	3,19	сл.	3,17	сл.	3,16
сл.	2,79	сл.	2,82	ср.	2,81	ср. р.	2,80
—	—	—	—	—	—	оч. сл.	2,67
ср.	2,52	ср. ш.	2,56	сл. ш.	2,54	ср.	2,53
сл.	2,41	сл.	2,46	оч. сл.	2,44	сл.	2,42
—	—	сл.	2,37	оч. оч. сл.	2,37	—	—
оч. сл.	2,27	—	—	—	—	оч. сл.	2,23
—	—	оч. сл.	2,12	сл.	2,13	ср.	2,10
—	—	оч. сл. р.	2,00	оч. сл.	1,99	сл. р.	1,97
сл.	1,79	сл.	1,81	ср. ч.	1,81	ср. ч.	1,803
сл.	1,68	сл.	1,76	сл. р.	1,68	ср. ч.	1,68
сл.	1,62	сл.	1,65	сл. сл.	1,638	ср. р.	1,63
сл.	1,51	—	—	ср. ч.	1,538	ср.	1,56
ср.	1,48	ср. р.	1,49	ср. ш.	1,50	ср. ч.	1,49
—	—	—	—	оч. оч. сл.	1,416	—	—
ср.	1,36	ср. р.	1,36	сл.	1,37	сл.	1,37
—	—	—	—	ср.	1,36	ср.	1,36
сл.	1,29	—	—	сл.	1,29	сл. р.	1,29
—	—	—	—	оч. сл.	1,25	ср. р.	1,24
—	—	—	—	ср. сл.	1,19	сл. р.	1,19
—	—	—	—	ср. сл.	1,17	сл. р.	1,17
—	—	—	—	—	—	сл. р.	1,14
—	—	—	—	оч. сл.	1,089	—	—

Условные обозначения: сильн. — сильная; сл. — слабая; оч. сл. — очень слабая; ср. — средняя; р. — размытая; ч. — четкая; ш. — широкая.

11,85—12,5; 5,01; 4,46; 2,26; 1,65 Å и др. В обр. 131, отличающемся повышенным содержанием калия, отмечаются слабые линии гидрослюдистого минерала 10,46; 3,34; 1,99 Å. Во всех образцах присутствуют линии магниального минерала, аналогичные линиям, которые мы отмечали в глинах Прикуринской области: 7,40; 3,68; 2,46; 1,76; 1,30 Å.

Электронномикроскопическое изучение показывает, что основная масса фракции состоит из частичек неправильной формы с острыми шиповидными выступами. Иногда такие шиповидные выступы как бы перемычкой соединяют два отдельных зерна. Наряду с частицами с шиповидными выступами, присутствуют частицы неправильной формы с раз-

мытыми краями. Иголки, типичные для магнезиального минерала, обнаруженные в большом количестве в Баба-Занане и в очень незначительном количестве в Айран-Текяне, в образцах глин Рагима, даже наиболее обогащенных магнием, встречаются в виде единичных образований. Во всем препарате их было обнаружено всего несколько штук. Частицы с шиповидными выступами, по данным М. Ф. Викуловой, характерны для минералов монтмориллонитовой группы.

Термограммы глин Рагима совершенно подобны термограммам глин Прикуринской области.

Район Кара-Ибат

Породы продуктивной толщи обнажаются на западном склоне горы Кара-Ибат, расположенной на западных склонах Гюздекского плато.

Отложения продуктивной толщи этого района подробно изучались М. Е. Бердичевской, материалом которой мы воспользуемся для общей характеристики пород этого разреза.

Наиболее распространенными породами в описываемом разрезе являются глины тонкоостмученные и алевролитовые, окрашенные в серые и красновато-бурые тона, чередующиеся с желтовато-бурыми и серыми алевролитами с тонкими прослоями тонкослоистых мелкозернистых песчаников. Обломочным материалом в песчано-алевролитовых породах служат главным образом обломки карбонатных пород, иногда с остатками микроорганизмов, обломки глинистых сланцев, несколько реже встречающиеся обломки эффузивов, зерна кварца, полевые шпаты, иногда хлорит, листочки слюд и глауконит. Цементом в породах чаще всего служит гипс, иногда встречается карбонатный и глинисто-карбонатный цемент.

По составу тяжелых минералов в разрезе выделяются две свиты. Нижняя, наиболее мощная (около 70 м), характеризуется распространением пироксеново-амфиболового комплекса. В верхней свите (мощность около 30 м), сложенной преимущественно глинами, содержание пироксенов и амфиболов сильно снижается, и преобладающая роль принадлежит минералам группы эпидота. Верхняя свита заканчивается пачкой конгломератов. Галечниковый материал конгломератов довольно разнообразен по своей величине. Наиболее распространены гальки размером 2—5 см, но встречаются также гальки размером до 10—15 см. По минералогическому составу наиболее распространенными являются гальки известняков меловых пород; в большом количестве встречаются также гальки серых юрских песчаников с прожилками кальцита и черных сланцев.

Верхняя часть разреза Кара-Ибат, повидимому, относится к самой верхней части продуктивной толщи в Кабристане, так называемой «слюдистой» свите по номенклатуре А. Г. Алиева (1947). Эта свита в пределах Кабристана имеет ограниченное распространение и в ряде участков выражена в галечниковой фации.

Нижняя часть разреза Кара-Ибат, обогащенная пироксеново-рогово-обманковой ассоциацией минералов, повидимому, сопоставляется с верхней частью разреза Рагим (1-я пироксеново-роговообманковая свита, по А. Г. Алиеву).

Из разреза Кара-Ибат детальному изучению было подвергнуто 6 образцов глин.

Химический состав глин (табл. 16) довольно постоянен, чем несколько отличается от глин Рагима. Отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 3$. Содержание Al_2O_3 в четырех изученных образцах очень постоянно и равно 19,11—19,94%, а в двух образцах, относящихся к верхней части разреза

изменяется довольно значительно — от 17,02 до 21,32%. Содержание Fe_2O_3 также довольно постоянно. В четырех образцах пределы колебания Fe_2O_3 равны 7,03—8,84%, в двух образцах содержание Fe_2O_3 понижается до 5,55—5,89%. Содержание MgO колеблется от 2,38 до 3,17%.

Характерной особенностью глин Кара-Ибата является высокое содержание в большинстве образцов K_2O . Содержание K_2O меняется от 1,97 до 3,55%.

Микроскопическое изучение образцов глин Кара-Ибата показывает их разнородный полимиктовый состав, в общем очень напоминающий глины Прикуринской области.

Таблица 16

Химический состав глин продуктивной толщи (фракция $< 0,001$ мм) разреза Кара-Ибат

Компоненты	Образцы					
	9ш/50	96/50	16/50	25/50	27/50	32/50
SiO_2	51,00	51,96	51,20	50,48	51,00	50,30
TiO_2	0,80	0,80	0,74	0,80	0,70	0,80
Al_2O_3	17,02	19,11	21,32	19,46	19,80	19,94
Fe_2O_3	7,84	5,89	5,55	7,53	7,03	7,61
FeO	0,93	0,75	1,38	0,92	1,09	1,00
CaO	0,40	0,60	0,16	0,52	0,20	0,52
MgO	3,13	2,46	2,38	3,17	2,96	2,95
K_2O	2,38	3,13	3,55	1,97	2,86	2,98
Na_2O	1,43	0,73	0,96	1,41	0,97	0,67
H_2O^+	6,20	5,98	5,94	6,98	5,71	5,04
H_2O^-	8,00	7,32	5,04	7,08	5,54	7,38
Орг. вещество	Не опр.	Не опр.	0,93	—	1,05	—
Сумма	99,13	98,98	99,36	100,43	99,09	99,39

Обращают на себя внимание широкие пределы колебаний показателей преломления чешуек ориентированных агрегатов. В некоторых образцах показатели преломления близки к показателям преломления глин Рагима: $N_p=1,531-1,537$, $N_g=1,543-1,549$; в других образцах величина показателей преломления приближается к величине светопреломления монтмориллонитовых минералов: $N_p=1,507-1,522$, $N_g=1,519-1,534$. С чем связаны такие сильные колебания в светопреломлении глинистых минералов, не ясно. Присутствие железа не сказывается на изменении показателей преломления чешуек глинистых агрегатов образцов описываемого разреза.

Изучение фракций 0,001—0,01 мм и крупнее 0,01 мм показывает значительное присутствие слюдяных минералов как игольчатого, так и пластинчатого сложения. Среди слюд много зеленых разновидностей, отличающихся высокими показателями преломления: $N_p=1,558-1,561$, $N_g=1,590-1,596$, но в большом количестве встречаются и пластинки бесцветных слюд с $N_p=1,552-1,554$ и $N_g=1,580-1,587$. В большом количестве встречаются также чешуйки монтмориллонитовых минералов, отличающиеся нечеткой формой, высоким двупреломлением и волнистым угасанием. Среди монтмориллонитовых минералов встречаются

различные разновидности этой группы, отличающиеся по своим показателям преломления. Некоторые чешуйки принадлежат монтмориллониту с показателями преломления около 1,500—1,510, другие отличаются более высокими показателями преломления — около 1,525 и, наконец, встречаются зеленоватые чешуйки, близкие, повидимому, к нонтронитовым разностям с $Np=1,549—1,555$ и $Ng=1,567—1,573$. Помимо перечисленных минералов, встречаются пелитовые зернышки кварца, обломки вулканического стекла и призматические зерна полевых шпатов.

Рентгеноструктурное изучение показывает, что основными минералами во фракции $< 0,001$ мм глин Кара-Ибата являются минералы монтмориллонитовой группы, присутствие которых определяется по линиям 12,59—11,31; 2,81; 2,54; 1,63 Å и др. Помимо монтмориллонита, присутствуют довольно сильные линии слюдястого минерала — 4,93; 3,46; 3,32; 1,99; 1,54 Å. Следует отметить, что характер линий слюдястого минерала резко отличен от линий гидрослюдистых минералов глин о-ва Жилого и Нефтяных Камней. Линии слюдястого минерала отличаются тонкостью и четкостью, свидетельствующей о хорошей раскристаллизованности этого компонента; по характеру линий этот минерал скорее может быть отнесен к слюдам, чем к группе гидрослюдистых минералов.

Рентгенограммы глин о-ва Жилого и Нефтяных Камней отличались диффузностью, одинаковыми интенсивностями и очень близким характером линий и гидрослюды, и монтмориллонита. Это послужило одним из оснований высказать предположение о наличии в глинах не механической смеси двух минералов, а однофазного соединения, представляющего тонкослойное чередование гидрослюды и ферримонтмориллонита.

На рентгенограммах глин Кара-Ибата отчетливо выявляется присутствие двух фаз: монтмориллонита с присущими этому минералу размытыми, диффузными линиями и слюдястого минерала с четкими тонкими линиями.

Повидимому, слюдястый минерал глин Кара-Ибата имеет в противоположность гидрослюдам глин восточной зоны Апшерона не сингенетичное, а обломочное происхождение. Присутствие его в глинах Кара-Ибата, возможно, связано с размывом юрских сланцев, основными компонентами которых являются слюдоподобные минералы, хорошо раскристаллизованные, приближающиеся по своему типу к иллиту.

Электронномикроскопическое изучение глин разреза Кара-Ибат показывает наличие частичек с острыми шиповидными выступами, очень напоминающих электронномикроскопические снимки глин Рагима.

Общая характеристика глин продуктивной толщи Кабристана

Породы продуктивной толщи Кабристана представляют продукт смешения материала, приносившегося вследствие размыва меловых и юрских отложений Большого Кавказа, с материалом, поступавшим с Малого Кавказа. Первый тип материала характеризуется присутствием обломков известняков и глинистых сланцев, обилием хлоритовых и кремнистых образований, преобладанием среди полевых шпатов группы кислых плагиоклазов (ряда альбит — олигоклаз), обычно сильно разрушенных и гидрослюдированных. Среди тяжелых минералов для этого типа осадков наиболее характерным является эпидот, а также постоянное, но невысокое содержание граната, турмалина и рутила. Иногда среди тяжелых минералов в довольно большом количестве встречаются пикотит и единичные зерна корунда — минералы, типичные для юрских пород Дагестана.

Второй тип материала, приносившийся с Малого Кавказа, характеризуется присутствием обломков эффузивов, обычно хлоритизированных

и цеолитизированных, и группы средних и основных плагиоклазов, среди которых, помимо олигоклаза — андезина, довольно распространен также лабрадор, а иногда и битовнит (Шутов, 1952). Средние и основные плагиоклазы отличаются обычно свежестью и прозрачностью зерен; продуктами их разрушения являются цеолиты (анальцим) и кальцит. Характерные минералы тяжелой фракции — «зубчатые» пироксены и роговые обманки.

Материал, поступавший из двух источников, распределен неравномерно. В большинстве разрезов в верхней части продуктивной толщи наблюдается обогащение материалом Малого Кавказа. В некоторых участках Центрального Кабристана отмечается присутствие самой верхней свиты в разрезе, вновь обогащенной материалом юрских и меловых пород Главного Кавказского хребта («слоудистая» свита, по А. Г. Алиеву, 1947).

Основным компонентом глин являются монтмориллонитовые минералы. Судя по высокому содержанию железа (среднее содержание Fe_2O_3 в глинах Рагима равно 8,21%, а в глинах Кара-Ибата — 6,91%), преобладающая роль принадлежит ферримонтмориллонитам. Однако несомненно присутствие и других типов монтмориллонитовых минералов, о чем говорят встречающиеся во фракциях $> 0,001$ мм многочисленные чешуйки монтмориллонитовых минералов с различными показателями преломления, колеблющимися в очень широких пределах. Сопряженность кривых содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в глинах Кабристана, так же как и в глинах Прикуринской области, отсутствует. Не наблюдается и какой-либо зависимости между содержанием железа и показателями преломления ориентированных агрегатов фракция $< 0,001$ мм.

В глинах находится небольшая примесь магнезиального минерала. В разрезе Рагим отмечается повышение содержания этого минерала в верхней части разреза, что соответствует обогащению пород верхней свиты пироксенами и роговыми обманками. Магнезиальный минерал, присутствующий в глинах Кабристана, по характеру линий рентгенограмм может быть отнесен к минералам с серпентиновым типом решетки. Однако электронномикроскопическое изучение показало, что игольчатые формы этого минерала, широко распространенные в глинах Баба-Занана, в глинах Рагима встречаются только в единичных случаях. Поэтому можно предположить, что в кабристанских глинах магнезиальный минерал присутствует в виде каких-то других форм, которые не отличаются по внешнему виду от частичек монтмориллонитовых минералов.

В разрезе Кара-Ибат в большинстве изученных глин отмечается примесь слюдистого минерала. По характеру линий рентгенограммы, а также по данным электронномикроскопического изучения гидрослюда, встречающаяся в глинах Кара-Ибата, значительно отличается от гидрослюда восточных областей Апшерона. По характеру рентгенограммы этот минерал очень напоминает гидрослюда юрских сланцев Кавказа. Гидрослюда в глинах Кара-Ибата имеет, очевидно, обломочное происхождение.

VI. ЗАПАДНЫЕ РАЙОНЫ АЗЕРБАЙДЖАНА

Район Ах-Су и Гердыман-Чай

К западным районам Азербайджана мы относим область распространения продуктивной толщи, расположенную западнее Геогляра, наиболее полно представленную в обнажениях по рр. Ах-Су и Гердыман-Чай.

Характер отложений продуктивной толщи, обнажающейся в долинах рр. Ах-Су и Гердыман-Чай, находящихся одна от другой на расстоянии около 25 км, очень близок между собой и значительно отличается от описанных выше пород Прикуринской области. Преобладающая роль в разрезе принадлежит глинам. Песчаники и алевролиты играют подчиненную роль и встречаются в виде прослоев мощностью от 0,5 до 1 м; некоторые прослои достигают 5—8 м. Мощность мелкогалечниковых конгломератов не превышает 0,30—0,75 м.

Конгломераты состоят из угловатых неокатанных галечек размером от 0,5 до 1 см; редко встречаются гальки размером до 2—4 см. В состав галек входят обломки зеленоватых и красно-бурых глинистых сланцев, кремнистых пород и известняков. Цементирующим материалом служит гипс.

Наибольшее распространение в составе конгломератов имеют карбонатные обломки, среди которых можно различать: а) темный пелитоморфный известняк, иногда с остатками фораминифер; б) известняк мелкозернистый, сильно песчанистый, с зернами кварца, полевых шпатов и хлорита; в) псевдооолитовые и оолитовые перекристаллизованные известняки; г) известняки, состоящие из округлых и овальных раковиннок размером 0,03—0,08 мм (орбитоидный известняк?); д) карбонатная порода с ромбоэдрами сидерита и примесью кластического материала.

Песчаники окрашены в темносерый или серовато-бурый цвет, имеют полимиктовый состав и отличаются отсутствием сортировки кластического материала.

Общая характеристика пород продуктивной толщи разреза Гердыман-Чай

Разрез на р. Гердыман-Чай расположен в 4 км к северу от сел. Эгобегли, на правом берегу реки. Слои продуктивной толщи стоят на головах. Нижний контакт закрыт. Контакт с акчагылом согласный и постепенный. Бурые глины продуктивной толщи приобретают сероватую окраску и постепенно переходят в серые тонкослоистые акчагыльские глины с прослоями вулканического пепла. Мощность обнаженной части продуктивной толщи около 180 м.

Продуктивная толща представлена чередованием красно-бурых, бурых и шоколадных глин и алевролитов, часто с примесью песчаного и мелкогалечного материала с прослоями плохо отсортированных песчаников и мелкогалечниковых конгломератов (фиг. 37). Вся толща в целом характеризуется разнородностью и неотсортированностью материала и быстрым резким чередованием прослоев тонких и грубозернистых пород.

В составе кластического материала преобладают обломки пород, среди которых наибольшее распространение имеют известняки. Среди известняков встречаются все типы, присутствующие в конгломератах. В большом количестве распространены также обломки эффузивов, кремнистые и кремнисто-глинистые агрегаты, обломки глинистых сланцев. Широко представлены полевые шпаты — основные и средние плагиоклазы ряда андезин — лабрадор, кислые плагиоклазы, обычно несколько разложенные, угловатые зерна кварца характерной клиновидной формы, хлорит в виде листочков и радиально-лучистых агрегатов. Обломки эффузивов и полевые шпаты часто бывают разрезаны кальцитом или цеолитизированы.

Характерной чертой кластического материала является его плохая сортировка. Размер зерен колеблется от 0,60—0,40 мм до 0,15—0,10 мм, причем наиболее крупные частицы всегда принадлежат обломкам пород, а более мелкие — полевым шпатам и кварцу.

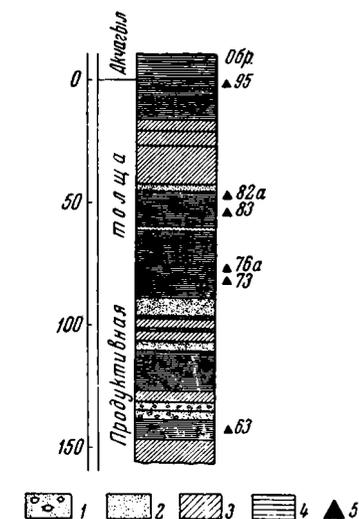
Цементом в породах служит волокнистый гипс и иногда тонкоизмельченный терригенный материал. Часто встречаются неправильной формы зерна барита и целестина. Для продуктивной толщи описываемого района характерно присутствие гипса, который часто заполняет трещины в породах и образует гнезда и щепковидные включения в глинах и алевролитах.

В алевролитах в составе кластического материала наряду с обломками карбонатов большую роль играет кварц; менее распространены полевые шпаты, обломки глинистых сланцев и эффузивов. В большом количестве встречаются листочки хлорита и хлоритизированного биотита, несколько реже — буроватые, слегка разложившиеся зерна глауконита, часто хорошо раскристаллизованные, имеющие характерную слюдоподобную структуру.

В некоторых образцах встречаются ромбоздрические и округлые зерна сидерита, обычно слегка окисленные и отороченные каемочкой бурых гидроокислов железа. Сидерит в этих породах, по видимому, является также обломочным компонентом. Очень часто зерна кластического материала окружены каемочкой зеленовато-бурого хлоритоподобного минерала.

В составе тяжелой фракции наибольшее распространение имеют барит и целестин, содержание которых достигает 25—30%. Зерна барита и целестина обычно крупнее зерен других минералов тяжелой фракции. Барит и целестин встречаются в виде кристаллов призматического габитуса или в виде неправильных зерен с неровными изрезанными краями. Эта форма зерен обусловлена тем, что оба минерала местами играют роль цемента в породах. Размер и характер зерен не оставляют сомнений, что эти минералы являются сингенетичными образованиями.

Пироксены и роговые обманки приурочены в основном к песчано-алевролитовым породам; содержание их колеблется от 12 до 20%.



Фиг. 37. Схематический разрез продуктивной толщи р. Гердыман-Чай.

1 — конгломераты; 2 — пески;
3 — алевролиты; 4 — глины;
5 — места взятия исследованных образцов глин.

Помимо вышеперечисленных минералов, в тяжелой фракции пород Гердыман-Чай постоянно присутствует группа «устойчивых» минералов — гранат, турмалин и рутил, эпидот, титансодержащие (группа анатаза), слюды и хлорит.

Пироксены характеризуются типичными для этих минералов в продуктивной толще «зубчатыми» ограничениями. Интересно отметить, что нигде не было обнаружено столь интенсивного разъедания пироксенов, как в породах Гердыман-Чая, где минералом, замещающим пироксены, является гипс.

Явление столь сильного разъедания пироксенов в породах описываемого района объясняется, очевидно, тем, что подземные воды, в которых присутствовал ион SO'' , оказывали на пироксены еще более сильное растворяющее действие, чем карбонатные воды Прикуринской области.

Зубчатые формы растворения были отмечены не только для пироксенов, но довольно часто и для роговых обманок, а в единичных случаях — для цоизита.

Состав обломочной части пород (как основных компонентов, так и аксессуарных минералов) позволяет сказать, что источниками сноса материала служили юрские и меловые породы Большого Кавказа.

Относительно высокое содержание неокатанных остроугольных зерен кварца, многочисленные обломки глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, а также хлоритовые минералы обязаны, повидимому, своим присутствием размыву юрских отложений. Обломки органогенных, пелитоморфных и песчанистых известняков свидетельствуют о размыве меловых пород. Комплекс тяжелых минералов, представленный гранатом, турмалином, эпидотом, титансодержащими минералами (группой апатаза) и биотитом, является также типичным для юрских и меловых пород юго-восточного склона Большого Кавказа.

Источниками сноса обломков эффузивов, пироксенов и роговых обманок служили вулканогенные свиты Лагич-Вандамской зоны.

Следует отметить, что, несмотря на близость вулканогенных комплексов Лагич-Вандамской зоны, удельный вес туфогенных компонентов в породах продуктивной толщи сравнительно невелик, во всяком случае значительно ниже, чем в Прикуриинской области, где источниками сноса являлись отложения Малого Кавказа. Это свидетельствует о том, что приток вулканогенного материала, источником которого могли быть отложения Большого Кавказа, во время накопления осадков продуктивной толщи был очень незначителен и основная масса туфогенных компонентов в отложениях Кабристана и Западного Апшерона приносилась с Малого Кавказа.

Характер обломочного материала, его неотсортированность, отсутствие окатанности, наличие галек глинистых сланцев и песчанистых известняков, не успевших дезагрегироваться во время переноса, показывают, что транспортировка материала не оставила на нем заметных следов и была, повидимому, очень незначительна, т. е. обломочный материал откладывался в непосредственной близости от источников сноса.

Глины продуктивной толщи разреза Гердыман-Чай

Глины окрашены в темнокрасные, красно-бурые и бурые тона, отличаются оскольчатом, бесструктурным, иногда тонкосланцеватым строением, часто несколько перемяты, имеют многочисленные зеркала скольжения, по трещинам обычно загипсованы. Среди глин выделяются все переходы от тонкоотмученных до алевролитовых разностей.

Детальному изучению было подвергнуто 5 образцов.

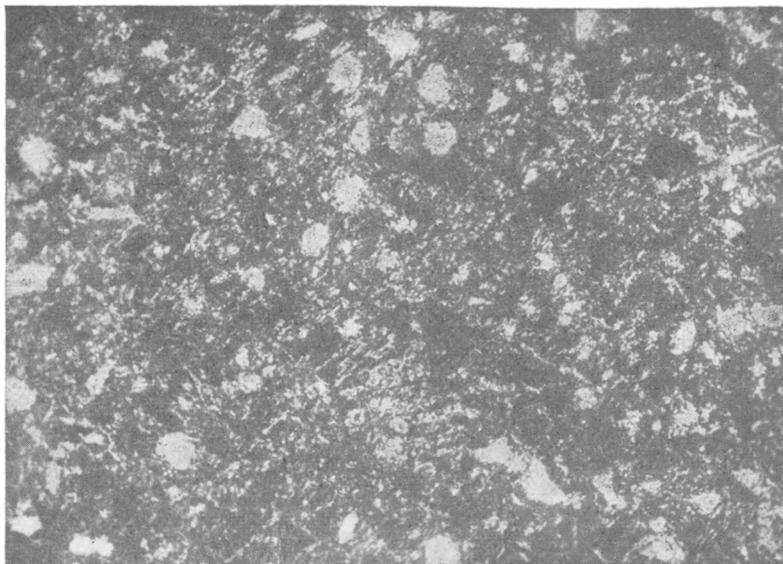
Гранулометрический состав глин Гердыман-Чая отличается высоким содержанием фракции $< 0,001$ мм, колеблющимся от 38 до 55%. Содержание фракции $0,01-0,001$ мм меняется от 44 до 32%, алевролитовой фракции — от 1 до 18%.

В плоско-параллельных шлифах глины представляют тонкочешуйчатую зеленовато-бурую массу, пронизанную мельчайшими округлыми зернышками карбоната, рассеянными по всей массе породы и местами образующими неправильной формы агрегатные скопления. Кластический материал распределен в породе без какой-либо ориентировки и представлен пелитовыми зернышками кварца и полевых шпатов, листочками зеленых слюд, иногда неправильными обломками вулканического стекла (фиг. 38). В некоторых глинах обломки вулканического стекла пластинчатой формы встречаются в таком большом количестве, что на отдельных участках породы приобретают слабо выраженную витрокластическую структуру. Частично пластинки отличаются низким светопреломлением и изотропны, но по большинству из них образуется монтмориллонит,

и в скрещенных николях они ярко поляризуют в желто-оранжевых цветах. В некоторых глинах отмечается присутствие углистых частиц и лепестковых выделений гипса.

Среди глин Гердыман-Чая выделяются две разности: обычные полиминеральные широко распространенные глины и глины мономинеральные, сложенные монтмориллонитом, встречающиеся среди первых в виде отдельных прослоев мощностью в 5—10 см.

Полиминеральные глины. Характерной особенностью глин Гердыман-Чая является полное отсутствие во фракции $< 0,001$ мм гидрослюд, что четко отражается на их химическом составе. Как можно видеть из табл. 17, содержание K_2O меняется от 0,88 до 0,14%. Такое низкое содержание щелочей представляет специфическую особенность



Фиг. 38. Ферримонтмориллоновая глина с примесью алевролитового материала. Гердыман-Чай. Увел. 96.

гердыманчайских глин и не было обнаружено ни в одном другом районе Азербайджана. Отсутствие гидрослюд во фракции $< 0,001$ мм фиксируется также рентгеновским изучением.

Основными компонентами, входящими в состав глин, являются минералы монтмориллоновой группы, среди которых, по данным изучения фракции 0,01—0,001 мм, наблюдаются переходы от чистых монтмориллонов до ферримонтмориллонов с изменяющимися в зависимости от присутствия железа показателями преломления. В небольшом количестве во фракции $< 0,001$ мм присутствует минерал, относящийся к группе магнезиальных гидросиликатов (хлорит ?), и в некоторых образцах — тонкодисперсный кварц.

Ориентированные препараты фракции $< 0,001$ мм дают следующие показатели преломления: $N_p=1,534—1,540$; $N_g=1,546—1,555$. Изменения показателей преломления, возможно, связаны с различными соотношениями во фракции $< 0,001$ мм чистых и железистых монтмориллонов.

Присутствие различных модификаций монтмориллонита удается наблюдать в порошковых препаратах породы, а также во фракциях

0,01—0,001 мм и $>0,01$ мм. Чешуйки минералов монтмориллонитовой группы имеют показатели преломления, колеблющиеся в широких пределах: от $N_p=1,493—1,496$, $N_g=1,508—1,514$ до $N_p=1,525—1,537$, $N_g=1,540—1,555$. Помимо минералов из группы монтмориллонитов, встречаются изотропные пластинки с показателями преломления около 1,537, игольчатые пластинки гидрослюды и большое количество округлых телец размером около 0,001 мм с очень низким показателем преломления, совершенно не поляризующих.

Во фракции крупнее 0,01 мм в основном распространены зерна кварца и полевых шпатов, пластинки слюды, чешуйки монтмориллонитовых минералов, отличающиеся своим высоким двупреломлением и волнистым угасанием, и обломки вулканического стекла.

Химический состав глин Гердыман-Чай характеризуется высоким содержанием SiO_2 , колеблющимся от 55 до 51,83%. Такое высокое содержание SiO_2 объясняется присутствием во фракции $<0,001$ мм пелитового кварца. Это повсеместное распространение кварца в тонкой фракции наряду с отсутствием гидрослюды, отмеченным выше, является также характерной чертой гердыманчайских глин.

Содержание Al_2O_3 колеблется от 20,05 до 23,22%, содержание Fe_2O_3 — от 5,08 до 7,97%. Количество Al_2O_3 довольно постоянно и составляет 2,36—2,93%.

Рентгеноскопическое изучение показывает преобладающую роль в глинах монтмориллонитовых минералов (линии 12,3; 4,93; 4,49; 2,56 Å и др.) и указывает на примесь пелитового кварца, особенно большую в обр. 95 (где содержание SiO_2 достигает 55%). В этом образце присутствуют все характерные линии кварца (3,32; 2,27; 2,12; 1,81; 1,37 Å и др.), которые даже несколько затрудняют расшифровку рентгенограммы. Не исключена возможность некоторой примеси в этом же образце кристаллита, на присутствие которого указывают типичные для этого минерала линии 4,05 и 3,19 Å. Примесь магнезиального минерала отмечается по линиям 3,68; 2,56; 2,47; 1,53; 1,30 Å.

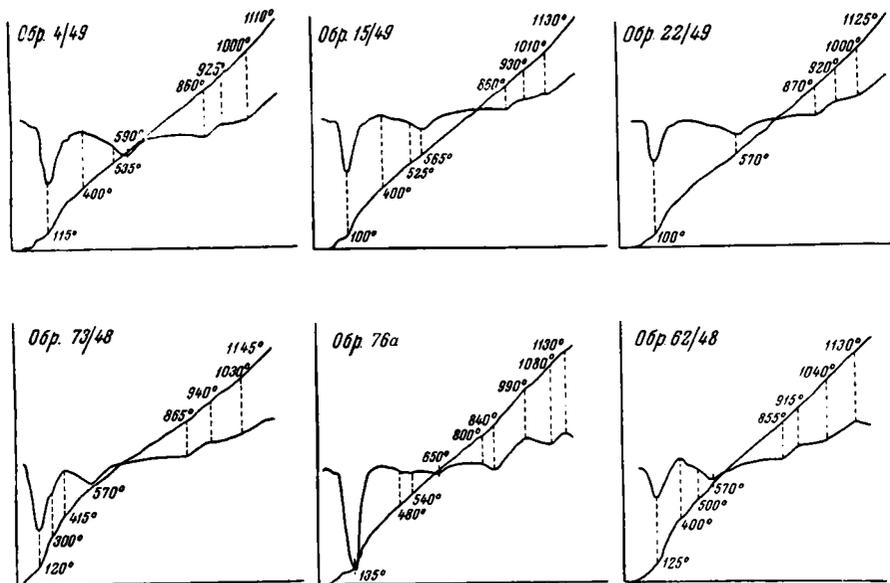
Изучение под электронным микроскопом показывает присутствие в глинах крупных агломератных частиц с неясными расплывчатыми ограничениями и шиповидными выступами на некоторых из них. Этот тип частиц относится М. Ф. Викуловой (1950) к неразбухающим монтмориллонитам и в наших глинах, возможно, принадлежит ферримонтмориллониту. Мелкие расплывчатые частички неясной формы относятся к монтмориллониту. В препарате присутствуют также пластинки четкой формы с неправильными, несколько изогнутыми краями. Участками края этих пластинок приобретают расплывчатые очертания с шиповидными выступами. Точно определить, к какому минералу относятся эти пластинки, трудно, так как изображение четких неправильной формы зерен гидрослюды, обломки каолинита и кварца. Но каолинит и гидрослюда в описываемых глинах отсутствуют, так что эти пластинки можно отнести либо к кварцу, либо (что вероятнее, с нашей точки зрения) к мельчайшим обломкам вулканического стекла. Последнее предположение подтверждает форма изогнутых краев пластинок, наблюдающаяся обыкновенно для пластинок вулканического стекла в обычном микроскопе, а также размытость краев и шиповидные выступы, которые создают впечатление, что по вулканическому стеклу происходит образование монтмориллонита.

Кривые нагревания глин изображены на фиг. 39 (обр. 73, 62) и имеют характер, обычный для глин продуктивной толщи. На кривых фиксируются три эндотермические остановки — при 120, 570 и 860° и слабый экзотермический подъем — при 915—940°.

Мономинеральные глины. Мономинеральные глины, встреченные в разрезе Гердыман-Чай, представляют плотные или листо-

ваты тонкоотмученные породы, окрашенные в лиловато-коричневый или голубовато-черный тона. В некоторых случаях переход между мономинеральными и простыми глинами не ясно заметен, иногда же мономинеральные глины подстилаются прослойками мощностью в 2—3 см голубовато-серой туфогенной породы более грубого состава, чем сама глина.

Изучение под микроскопом показало, что прослойки мономинеральных глин представлены монтмориллонитом, образовавшимся по вулканическому пеплу. В проходящем свете глины имеют вид розоватой, низкопреломляющей массы, иногда отчетливо сохраняющей витрокластическую структуру туфа с хорошо заметными изогнутыми пластинками вулканического стекла (фиг. 40).



Фиг. 39. Кривые нагревания глин продуктивной толщи разрезов Ах-Су и Гердыман-Чай.

Степень раскристаллизации материала бывает различна. Иногда вся масса породы обнаруживает очень слабую агрегатную поляризацию, и только отдельные чешуйки отличаются высоким двупреломлением. В некоторых же случаях витрокластическая структура становится уже незаметной, и глина представляет тонкоагрегатную однородную массу с перисто-волокнуистой или беспорядочно чешуйчатой структурой в скрещенных николях. Отдельные участки породы имеют одинаковую ориентировку и отличаются одновременным волнистым угасанием и очень высоким двупреломлением — поляризационная окраска в желто-красных тонах. Размер чешуек минерала в этих участках достигает 0,025 мм.

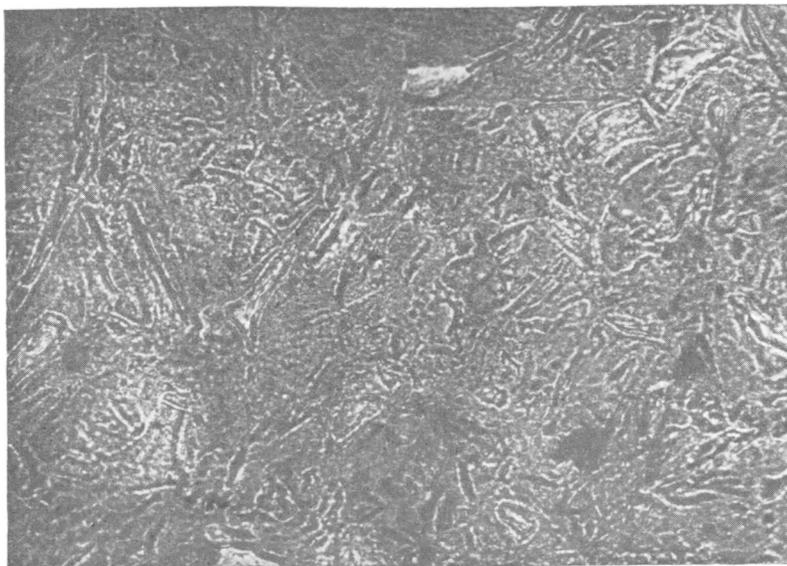
Монтмориллонитовые глины, как правило, содержат небольшую примесь кластического материала, состоящего главным образом из пластинок несколько хлоритизированного биотита, зернышек кварца и свежих полевых шпатов. Иногда в глинах бывают рассеяны мелкие зернышки и обломки карбоната.

Показатели преломления монтмориллонитов, определявшиеся в препаратах из породы, не подвергавшейся никакой предварительной обработке, дают следующие величины.

Обр. 76а представляет хорошо раскристаллизованный крупночешуйчатый монтмориллонит. Показатели преломления этого образца следующие

щие: $N_p=1,490-1,496$; $N_g=1,508-1,514$; $N_g - N_p=0,020-0,024$. Образец 82а раскристаллизован хуже и в шлифах обнаруживает тонкоагрегатную структуру и более слабую поляризацию. Показатели преломления этого образца такие: $N_p=1,476-1,478$, $N_g=1,490-1,492$, $N_g - N_p=0,014-0,016$.

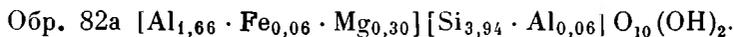
Приведенные данные показывают, что степень раскристаллизованности минерала определенным образом сказывается на его оптических константах. В данном случае лучше раскристаллованный монтмориллонит обладает более высоким светопреломлением и двупреломлением.



Фиг. 40. Образование монтмориллонита по вулканическому стеклу. Видно, что глина сохраняет структуру вулканического пепла. Гердыман-Чай. Увел. 240.

В табл. 17 приведены химические анализы двух изучавшихся образцов монтмориллонитов (76а, 82а). Состав их очень сходен между собой.

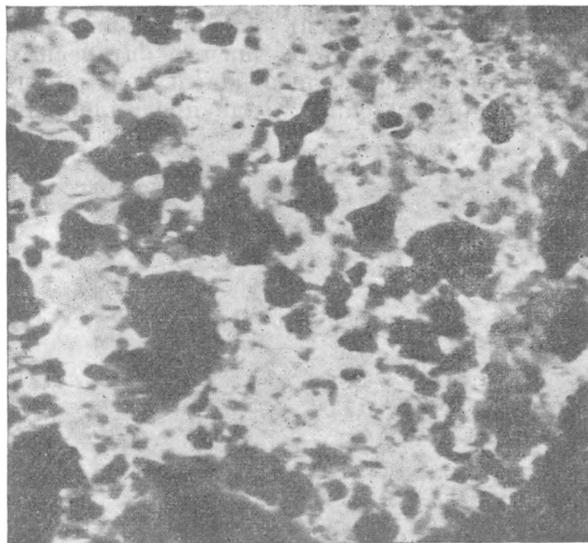
Структурные формулы монтмориллонитов будут иметь следующий вид.



На фиг. 41 приведен электронномикроскопический снимок монтмориллонитовой глины Гердыман-Чая (обр. 82а). Следует отметить, что несмотря на свой мономинеральный состав, он очень напоминает снимок полиминеральной глины. Здесь наряду с тонкими расплывчатыми сгустками монтмориллонита также встречаются крупные неправильные зерна с расплывчатыми краями, которые, по данным М. Ф. Викуловой, относятся к неразбухающему монтмориллониту или бейделлиту. Тонкие сгустковые частицы и крупные зерна представляют один и тот же монтмориллонит, но в разной степени дезагрегированный.

Следует отметить, что наш материал не позволяет выделить разновидности монтмориллонитов по электронномикроскопическим наблюде-

ниям: как чистый монтмориллонит, так и полиминеральные глины, одним из компонентов которых является ферримонтмориллонит (глины Ашшерона, например), дают очень сходную картину. Наличие как крупных,



Фиг. 41. Электронномикроскопический снимок монтмориллонитовой глины. Гердыман-Чай (обр. 82а). Увел. 9000.

так и мелких сгустковых распылчатых частиц позволяет говорить только о присутствии минералов монтмориллонитовой группы.

Рентгенограммы обр. 76а и 82а являются типичными для монтмориллонитов, но и в том и в другом образце отмечается некоторая примесь кварца. Присутствие кварца указывает на несколько большее содержание алюминия в тетраэдрической координации, чем это следует из вычисленных структурных формул минерала, так как какая-то часть Si, повидимому, связана с кварцем.

Следует отметить, что образцы монтмориллонитов отличаются высоким содержанием магния (обр.

76а — 4,33%, обр. 82а — 2,67%), превышающим иногда количество магния в полиминеральных глинах этого района. Однако отсутствие на

Таблица 17

Химический состав фракции < 0,001 мм глин продуктивной толщи районов Ах-Су и Гердыман-Чай

Компоненты	Гердыман-Чай					Ах-Су		
	Образцы							
	62/48	73/48	95/48	76а	82а	6/49	19/49	25/49
SiO ₂	53,48	51,83	55,16	52,11	52,64	50,04	50,04	51,62
TiO ₂	0,23	0,55	0,75	0,49	0,55	0,80	0,80	0,80
Al ₂ O ₃	23,22	20,05	20,26	20,24	19,53	22,17	21,05	22,45
Fe ₂ O ₃	5,08	7,97	6,71	1,26	1,14	6,34	7,49	6,77
FeO	1,21	0,56	0,49	He обн.	0,31	0,85	0,78	0,78
CaO	1,16	0,27	0,23	0,65	1,18	0,36	0,32	0,52
MgO	2,93	2,91	2,36	4,33	2,67	2,78	2,84	2,84
K ₂ O	0,85	0,88	0,14	0,06	0,36	2,25	2,01	1,86
Na ₂ O	0,42	1,10	0,14	0,11	0,68	0,79	0,83	0,95
H ₂ O ⁺	5,39	7,61	6,07	6,33	6,89	6,22	6,47	5,66
H ₂ O ⁻	6,29	4,81	7,19	14,74	13,14	6,44	6,74	5,48
Сумма	100,26	98,54	99,50	100,32	99,09	99,04	99,37	99,73

рентгенограммах линий, присущих магнезиальным минералам, постоянно отмечавшихся в полиминеральных глинах, показывает следующее: 1) в монтмориллонитах магний входит в состав октаэдрических слоев решетки, играя в них довольно значительную роль, 2) в полиминеральных глинах магний связан с примесью минерала из группы магнезиальных гидросиликатов, что, однако, не исключает того, что какая-то часть этого элемента связана и с монтмориллонитовыми минералами, входя в решетку последних.

Кривые нагревания монтмориллонитов несколько отличаются от кривых нагревания обыкновенных глин. Первая эндотермическая остановка, связанная с выделением гигроскопической воды, выражена более резко, что объясняется высоким содержанием в монтмориллонитах низкотемпературной воды. Температура второй эндотермической остановки поднимается от 570—590 до 650°, что, по видимому, определяется отсутствием железа в составе минералов, которое обычно снижает эту остановку. Более резко выражены эндотермические остановки при 840 и 1080° (фиг. 39, обр. 76а).

Район р. Ах-Су

Разрез по р. Ах-Су расположен в 6 км к северу от сел. Ах-Су на правом и левом берегах реки.

В строении района принимают участие отложения майкопа, продуктивной толщи, акчагыла и апшерона. Нижний контакт продуктивной толщи имеет тектонический характер — слои майкопа надвинуты на отложения продуктивной толщи. Контакт с акчагылом согласный и резко бросается в глаза по меняющейся окраске пород: породы продуктивной толщи, окрашенные в коричнево-бурые и красно-бурые цвета, сменяются однотонно-серыми отложениями акчагыла с многочисленными прослоями вулканических пеплов.

Слои продуктивной толщи круто наклонены на северо-восток под углом 70—75°. Мощность их составляет около 350 м.

Породы продуктивной толщи разреза Ах-Су очень близки по своему составу и характеру к породам, развитым в бассейне р. Гердыман-Чай. Существенным отличием является лишь то, что породы разреза Гердыман-Чай в большей степени обогащены туфогенным материалом.

Это обстоятельство объясняется тем, что эффузивные комплексы Вандамо-Лагичской зоны, имеющие широкое развитие в верховьях р. Гердыман-Чая и служившие источником поступления вулканогенного материала в бассейн продуктивной толщи в этом районе, на востоке, в районе р. Ах-Су, уже исчезают и заменяются туфогенно-осадочными сериями. Прослой туфогенных пород, а также мономинеральные монтмориллонитовые глины в разрезе Ах-Су отсутствуют.

Глины разреза Ах-Су. Глины разреза Ах-Су также в основном слагаются минералами монтмориллонитовой группы, но в отличие от глин Гердыман-Чая в них, по данным рентгеновского анализа, во фракции < 0,001 мм присутствуют гидрослюды.

Химический состав глин довольно постоянен (табл. 17). Содержание SiO_2 составляет 50—51,6%, содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 колеблется в незначительных пределах (Al_2O_3 — от 21 до 22,45%, Fe_2O_3 — от 6,34 до 7,49%). Количество MgO очень постоянно во всех образцах и равно 2,84—2,78%, т. е. примерно столько же, что и в глинах Гердыман-Чая. Содержание K_2O меняется от 1,86 до 2,25%, что соответствует возможной незначительной примеси в глинах минералов группы гидрослюд.

Показатели преломления ориентированных агрегатов фракции < 0,001 мм значительно более высокие, чем в глинах Гердыман-Чая

и колеблются в значительных пределах: $Np = 1,537-1,560$, $Ng = 1,558-1,572$. С чем связаны такие высокие показатели преломления глин Ах-Су, остается неясным. Обычно повышение светопреломления в изучаемых глинах бывает связано с повышенным содержанием железа, но в данном случае этого нет, так как содержание железа не превышает среднее количество этого элемента в глинах Гердыман-Чая и других районов. Обращает на себя внимание, что как сами глины Ах-Су, так и выделенные из них фракции $< 0,001$ мм отличаются интенсивной красной окраской. Возможно, что красные тона окраски глин обусловлены присутствием некоторого количества свободных ионов окисного железа, которые и обуславливают повышение показателей преломления глинистых частиц.

Фракция $0,01-0,001$ мм сложена в основном иголочками гидрослюд, кварцем, обломками полевых шпатов, пластинками биотита и зеленых слюд и редкими зернышками вулканического стекла. В большом количестве, как и обычно в этой фракции, встречаются неопределимые зернышки размером около $0,001$ мм, отличающиеся различными показателями преломления, то очень низкими, то близкими к показателям преломления слюд.

Во фракции больше $0,01$ мм преобладают угловатые зерна кварца, пластинки слюд (главным образом биотит и зеленые слюды), полевые шпаты и обломки вулканического стекла.

Рентгенограммы показывают разнородный полиминеральный состав глин: преобладают линии минералов монтмориллонитовой группы, но наряду с ними присутствуют тонкие и четкие линии слюдистого и магниевого минералов и кварца. Кривые нагревания носят обычный характер с тремя эндотермическими эффектами, а именно, резко выраженным при $100-115^\circ$ и более сглаженными остановками при $570-590^\circ$ и $860-870^\circ$. При температуре 400° наблюдается слабо выраженное эндотермическое поднятие кривой (обр. 4/49, 15/49, 22/49).

Общая характеристика глин продуктивной толщи района рр. Ах-Су и Гердыман-Чая

По своему составу глины описываемого района ближе всего стоят к кабристанским глинам; особенно это относится к району Ах-Су, где развиты в основном ферримонтмориллонитовые глины.

Гердыманчайский разрез имеет специфический характер, являясь единственным районом в Азербайджане, где среди полиминеральных глин были обнаружены прослой мономинеральных монтмориллонитовых глин, образовавшихся по вулканическому пеплу.

Характерной чертой продуктивной толщи описываемого района является отсутствие сортировки обломочного материала. Это — следствие отложения материала, слагающего породы продуктивной толщи вблизи от источников сноса.

Неотсортированность материала сказывается также в характере и составе глин. Гранулометрический состав глин отличается высоким содержанием фракции $< 0,001$ мм, что связано с преобладанием в глинах легко диспергирующихся монтмориллонитовых минералов. По высокому содержанию фракции $< 0,001$ мм глины могут сравниться даже с глинами Апшерона, но отличаются от последних значительной примесью алевритовой фракции, достигающей $17-18\%$, тогда как в глинах Апшерона содержание этой фракции обычно изменяется от десятых долей процента до $2-3\%$.

Присутствие пелитового кварца и гидрослюд в глинах Ах-Су во фракции $< 0,001$ мм также свидетельствует о примеси терригенного материала.

Гидрослюды в этой фракции имеют несомненно терригенное происхождение и обязаны своим присутствием, повидимому, размыву юрских сланцев. Если бы образование гидрослюд имело место в бассейне продуктивной толщи этого района, то они должны были бы присутствовать не только в ахсунских, но и в гердыманчайских глинах, так как условия формирования тех и других были, вероятно, общими.

Образование осадков продуктивной толщи описываемого района происходило в условиях прибрежных изолированных лагун продуктивного моря, куда речными потоками с прилегающих горных сооружений южного склона Большого Кавказа приносился плохо отмученный и плохо отсортированный обломочный материал. Слабая сортировка обломочного материала говорит о том, что отложение его происходило в непосредственной близости от берега.

Несмотря на поступление пресных вод, концентрация солей в бассейне была очень значительной, о чем свидетельствует повсеместное распространение гипса в отложениях продуктивной толщи этого района. Повидимому, интенсивные процессы испарения не могли быть компенсированы поступлением пресных вод.

VII. ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ГЛИНАХ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

Специальным изучением органических остатков в глинах продуктивной толщи мы не занимались и поэтому в настоящей работе ограничимся лишь беглым описанием встреченных под микроскопом форм.

Наиболее распространенными органическими остатками в кирмакинской и надкирмакинской глинистой свитах являются известковые водоросли — кокколиты, относящиеся к семейству *Coccolithophoridae*, ранее в продуктивной толще не известные.

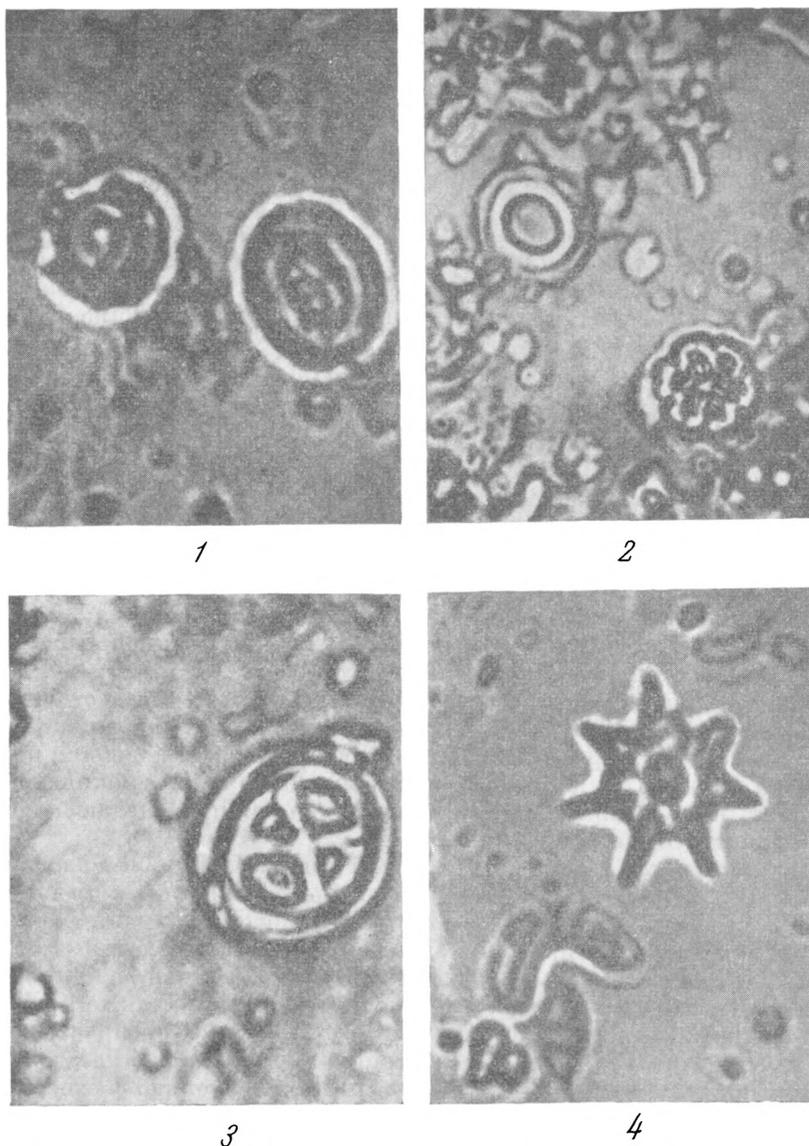
Размер кокколитов не превышает 0,002—0,005 мм. Вследствие малой величины кокколиты почти незаметны в шлифах и их можно наблюдать лишь в препаратах, приготовленных из суспензии взмученной породы. Количество кокколитов в глинах кирмакинской и надкирмакинской глинистой свит очень велико; иногда они составляют преобладающую часть тонкокарбонатного материала.

Форма кокколитов весьма разнообразна (фиг. 42). Наиболее распространенной формой являются округлые или овальные кокколиты, прободенные в центре и как бы окруженные выступающим ободком. Такая форма, так называемая чашеобразная, очень характерна для кокколитов (1, 2). Нередко встречаются овальные кокколиты с перегородкой посредине или кокколиты с тремя отверстиями в центре. Наблюдаются также кокколиты с крестообразной перегородкой внутри (3). Довольно распространенной формой кокколитов являются пяти-, шести- и семилучевые звездочки (4). Некоторые из звездочек имеют расширенные и несколько расщепленные концы. Иногда встречаются звездочки со сложным узорчатым рисунком в виде налегающих друг на друга лепестков.

Все кокколиты имеют показатель преломления кальцита, в скрещенных николях обладают серой поляризационной окраской и очень характерным крестом с несколько загнутыми краями, так что при первом взгляде их легко можно принять за мельчайшие сферолиты. Звездчатые кокколиты обладают очень слабой поляризационной окраской, а некоторые из них вообще не поляризуют. Слабая поляризация связана с высокой дисперсностью карбонатного материала, из которого состоят кокколиты, что вообще характерно для водорослей. Кокколиты были встречены почти во всех образцах глин Апшеронского п-ова. Особенно высоким

содержанием кокколитов отличаются глины нижнего отдела. Количество кокколитов достигает иногда 30—40 экземпляров в поле зрения.

В глинах Кабристана, Прикуринской области и западных районов Азербайджана (рр. Ах-Су, Гердыман-Чай) кокколиты распространены



Фиг. 42. (1—4). Кокколиты из глин продуктивной толщи.
Увел. около 2000.

в значительно меньшей степени. В поле зрения препарата обычно встречаются единичные кокколиты или количество их не превышает 4—5 штук.

Изучение мути рр. Куры, Ах-Су, Гердыман-Чая, Сумгаита, Пирсагата и Гильгин-Чая показало, что кокколиты встречаются в мути рек тоже в единичных экземплярах.

Следует отметить, что разнообразные формы кокколитов были обнаружены только на Апшероне. Во всех других районах, а также в мути рек

попадают только округлые чашеобразные кокколиты с характерным сферолитовым крестом в скрещенных николях.

Присутствие кокколитов в отложениях продуктивной толщи является очень интересным фактом, требующим постановки специальных исследований. Объяснение присутствия кокколитов может быть двояким.

Одно предположение сводится к тому, что кокколиты присутствуют в продуктивной толще *in situ*. Это предположение касается продуктивной толщи Апшеронского п-ова, где кокколиты обнаружены в очень большом количестве. Широкая распространенность этих организмов и прекрасная сохранность очень тонких и нежных форм говорят в пользу данного предположения.

Как известно, кокколиты являются формами, живущими в морских условиях, и присутствие их в породах продуктивной толщи (наряду с сингенетическим глауконитом в КС и НКГ) должно свидетельствовать о типичных морских условиях, имевших место на Апшероне во время формирования нижнего отдела продуктивной толщи.

С другой стороны, можно предположить, что кокколиты являются перетолженным материалом, попавшим в осадки продуктивной толщи за счет размыва третичных отложений, характеризующихся широким распространением этих организмов. Такими породами, например, могли быть отложения фораминиферовой свиты Северного Кавказа, в которых, как это установлено В. Т. Малышковым (1948), кокколиты распространены очень широко и представляют собой иногда порообразующие организмы.

Дальнейшее изучение кокколитов, встречающихся в фаунистически бедных отложениях продуктивной толщи, может иметь не только теоретический, но и практический интерес. Путем сопоставления форм кокколитов из продуктивной толщи и из пород третичного комплекса, являвшихся одним из возможных источников сноса в продуктивное время, может быть, удастся выяснить причины их нахождения в описываемых породах. Широкое распространение кокколитов в продуктивной толще и разнообразие встреченных форм позволяют предположить, что изучение их может иметь и корреляционное значение.

Все другие органические остатки, встреченные главным образом в глинах Апшерона, имеют лишь спорадическое распространение. В некоторых глинах найдены немногочисленные фораминиферы, среди которых В. С. Морозовой были определены *Gumbelina* sp., *Rotalia*, *Cibicides* sp., *Globigerina*, *Bokelina* sp. и др.

Довольно часто встречаются округлые известковые образования, так называемые кальциферы. Иногда попадаются иглы и обломки игл диатомей.

В нижней части КС Кирмакинской долины, а также в некоторых образцах глин о-ва Жилого иногда в значительном количестве встречаются споры и пыльца покрытосеменных и хвойных (определение Е. Д. Заклинской).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совокупность данных, полученных в результате комплексного изучения литологии отложений продуктивной толщи, показывает, что накопление этих отложений происходило в мелководном морском бассейне замкнутого типа, куда поступал обломочный материал, приносившийся из различных источников.

Основными источниками сноса являлись: 1) мезозойские и третичные отложения Большого Кавказа; 2) материал, слагавший сушу, расположенную в продуктивное время севернее Апшерона, содержащий мощные

скопления кварцево-песчанистых пород, и 3) Малый Кавказ, откуда приносился: а) вулканогенный пепловый материал, поступавший вследствие слабей, но имевшей место на протяжении всего продуктивного времени вулканической деятельности, и б) обломочный материал, поступавший водным путем за счет размыва эффузивных и туфогенных комплексов юрских, меловых и третичных отложений.

В соответствии с разными источниками сноса среди отложений продуктивной толщи выделяется ряд областей различного петрографического состава пород: 1) Апшеронская область, для которой наиболее характерно присутствие материала северного источника, 2) Прикуринская область, характеризующаяся присутствием малокавказского материала, 3) Кабристан — область, в которой среди отложений продуктивной толщи наибольшее распространение имеет материал с Большого Кавказа, и, наконец, 4) область западных районов Азербайджана (район рр. Ах-Су и Гердыман-Чай), очень близкая по составу пород к Кабристану, но осложненная присутствием вулканогенного материала, поступавшего из развитых в этом районе вулканогенных комплексов Вандам-Лагичской зоны.

Необходимо отметить, что выделенные на основе большого фактического материала основные литолого-петрографические области продуктивной толщи, определяемые различными источниками сноса обломочного материала, были совершенно правильно намечены В. П. Батуриным (1931, 1937) по составу тяжелых минералов.

Наряду с областями наиболее четко выраженного петрографического типа пород, характеризующимися определенным источником сноса, выделяются промежуточные области смешанного состава, в формировании которого принимал участие материал из двух, а иногда из трех питающих источников. Явление смещения материала — весьма характерная особенность отложений продуктивной толщи. Даже в областях с относительно «чистым» петрографическим типом осадков явление смещения материала всегда проявляется в большей или меньшей степени.

Помимо областей, выделяющихся по составу и характеру обломочного материала, в отложениях продуктивной толщи выделяется также ряд фациальных зон, характеризующихся различными условиями осадконакопления.

Вдоль границ современного распространения отложений продуктивной толщи¹, имеющей очень неровные изрезанные очертания, протягивается полоса отложений, характеризующихся присутствием плохо отсортированного, иногда грубообломочного материала (донгуздыкская фацция в районе Ах-Су—Гердыман-Чай); эта полоса представляет прибрежную краевую фаццию продуктивной толщи.

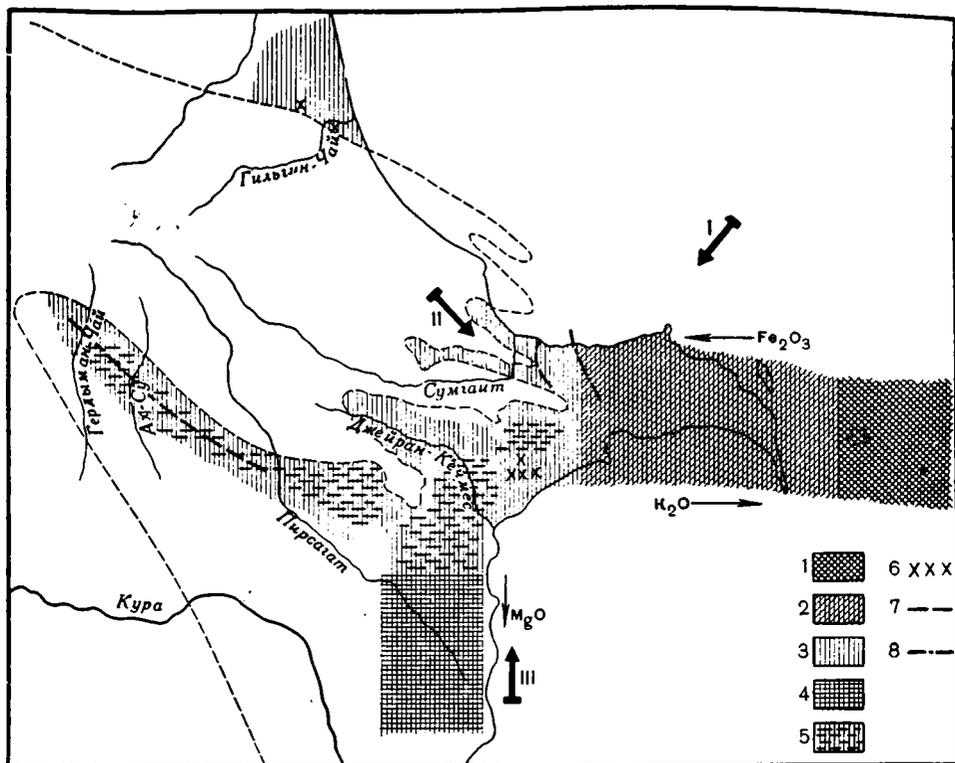
Вся зона прибрежных отложений, тянущаяся от Ах-Су и Гердыман-Чая на западе до Перекишкюля и Сумгаита на северо-востоке, отличается сильной загипсованностью всех пород, повсеместным распространением минералов группы барита и целестина, а в нижней части продуктивной толщи — распространением ангидрита (ангидритовая свита). Граница широкого распространения сульфатов в продуктивной толще показана на фиг. 43.

Вся прибрежная область продуктивного бассейна представляла, по-видимому, зону мелких отшнуровавшихся заливов, лагун, а иногда и просто изолированных, более или менее крупных водоемов, периодически то заливавшихся морем, то терявших с ним связь. Изменения рельефа дна бассейна, которые должны были иметь место в то время вследствие интенсивной тектонической жизни, характерной для всей этой области,

¹ Граница распространения продуктивной толщи приводится по данным В. Е. Хаина и И. А. Потапова.

благоприятствовали созданию такой сложной и специфической обстановки прибрежного осадконакопления.

Высокая концентрация солей, имевшая место в заливах и лагунах прибрежной зоны и обусловившая широкую сульфатизацию отложений этой области, явилась следствием интенсивно протекавших процессов



Фиг. 43. Фациально-минералогическая карта типов глин продуктивной толщи Азербайджана.

Тонкими стрелками показано направление увеличения содержания K_2O , MgO и Fe_2O_3 в глинах, жирными стрелками — направление поступления в бассейн основных обломочных компонентов. В скобках (см. ниже) указаны продукты диагенетического преобразования обломочных компонентов. *I* — кварц, калиевые полевые шпаты (пелит), группа устойчивых минералов — гранат, ставролит, дистен, ильменит; *II* — обломки известняков и глинистых сланцев, жильный кварц, Na-полевые шпаты (гидрослюда), слюды, хлорит, эпидот; *III* — обломки эффузвов (анальцит), Са-, Na-полевые шпаты (анальцит), пироксены (гейландит), амфиболы, эпидот. 1 — гидрослюдистые глины; 2 — ферримонтмориллонитово-гидрослюдистые глины; 3 — ферримонтмориллонитовые глины; 4 — магнезиально-ферримонтмориллонитовые глины; 5 — ферримонтмориллонитовые глины с присутствием небольшого количества магнезиального минерала; 6 — обломочная гидрослюда. Границы примерного распространения некоторых аутигенных минералов: 7 — гипса, целестина; 8 — доломита.

испарения. Процессы испарения были настолько значительны, что нарастание концентрации солей в воде не могло быть компенсировано притоком пресных вод, впадавших в бассейн и приносивших обломочный материал. Характерно, что в ряде районов максимальное распространение сульфатов приурочено к глинистым свитам, в период формирования которых приток пресных вод, приносящих обломочный материал, был минимальным. Так, например, в Сумгаите отложения глинистой кирмакинской свиты (КС) отличаются сильной загипсованностью как песчано-алевролитовых, так и глинистых пород; в перекрывающей КС надкирмакинской песчаной свите (НКП) гипс отсутствует, и цемент в песчаных и алевролитовых породах служит карбонат.

В областях, несколько удаленных от прибрежной лагунной зоны и имевших более постоянную связь с открытым морем, происходило интенсивное накопление карбонатов. Некоторые породы района Рагим характеризуются равным соотношением обломочного материала и карбонатного цемента (такие породы с одинаковым правом можно назвать известковым алевролитом или сильно алевроитовым известняком). В некоторых районах довольно широкое распространение в породах приобретает доломит, встречающийся в цементе в виде прекрасно ограненных ромбоэдров (Джорат).

В наиболее удаленных к востоку районах (о-в Жилой) очень широкое распространение в продуктивной толще получает пирит, часто встречаются сидерит и глауконит. Весь комплекс минералов характерен уже для обстановки морского осадконакопления.

Таким образом, по составу сингенетических минералов в отложениях продуктивной толщи намечается определенная фациальная зональность.

Имеющийся материал позволяет наметить эти зоны пока лишь очень схематично и выделить прибрежную зону с лагунным типом осадконакопления и зону морского осадконакопления. На Апшероне, восточнее Сумгаита, где продуктивная толща представлена лагунным типом отложений, выделяется переходный тип отложений от лагунных к морским — разрез Джората, представляющий как бы зону открытой лагуны, более тесно связанной с морем.

Намеченные фациальные зоны имеют сейчас, конечно, предварительный и схематичный характер. Дальнейшие исследования должны дать более подробную характеристику этих зон и уточнить границы их распространения.

По составу глинистых минералов в отложениях продуктивной толщи также отмечается ряд фациально-минералогических областей. В пределах Апшерона выделяются три зоны (фиг. 43).

1. В восточной зоне, характеризующей наиболее удаленную от берега морскую обстановку осадконакопления (о-в Жилой, Нефтяные Камни), развиты гидрослюдистые глины, в которых иногда в незначительном количестве присутствует ферримонтмориллонит. Гидрослюда в глинах восточной зоны Апшерона является разновидностью группы гидрослюдов, наиболее близко стоящей к минералам монтмориллонитовой группы, и представляет как бы переходный член между этими двумя группами, несущий одновременно черты типичных гидрослюда и монтмориллонитовых минералов.

2. По мере движения на запад и приближения к прибрежной области состав глин меняется, и в центральной части Апшерона (Кирмаку) получают распространение ферримонтмориллонитово-гидрослюдистые глины.

3. В крайней северо-западной части Апшерона (Сумгаит) на границе с Кабристаном присутствуют ферримонтмориллонитовые глины.

Изменения в минералогическом составе глин отчетливо сказываются на их химическом составе. В направлении с запада на восток наблюдается последовательное повышение содержания калия и понижение содержания железа.

Характерной особенностью глин Апшерона является связь и взаимопереходы минералов группы ферримонтмориллонита и гидрослюда.

Сопряженность кривых содержания железа и алюминия, влияние содержания железа на изменение светопреломления ориентированных глинистых агрегатов, данные рентгеновского анализа позволяют предположить, что ферримонтмориллонитово-гидрослюдистые глины Апшерона не являются механическими смесями этих двух компонентов, а представляют тонкослоистые смеси типа «смешанных кристаллов» с переменным чередованием слоев гидрослюды и ферримонтмориллонита.

В Кабристане и Прикуринской области развиты, как указывалось выше, отложения только верхнего отдела продуктивной толщи.

Область Кабристана и западных районов Азербайджана характеризуется развитием ферримонтмориллонитовых глин. Характерной особенностью глин этих районов является присутствие в их составе нескольких разновидностей монтмориллонитовых минералов, что устанавливается по данным микроскопического исследования фракции 0,01—0,001 мм. Повидимому, как следствие этого, в глинах Кабристана, а также Прикуринской области и западных районов Азербайджана не наблюдается того закономерного соотношения Fe_2O_3 и Al_2O_3 , K_2O и H_2O^- , а также зависимости светопреломления ориентированных чешуек глинистых агрегатов от содержания железа, которые являются типичными особенностями глин Апшерона.

Иногда в глинах Кабристана и северо-западного Апшерона (Джорат) отмечается присутствие гидрослюдистого минерала. Этот минерал резко отличается по своему характеру от гидрослюд восточных районов Апшерона и присутствует в глинах в качестве примеси обломочного происхождения. Нахождение его в глинах продуктивной толщи, повидимому, связано с размывом и переотложением материала юрских сланцев, сложенных также гидрослюдистыми минералами.

Для западных районов Азербайджана (разрез Гердыман-Чай) характерно наличие прослоев мономинеральных монтмориллонитовых глин незначительной мощности, образование которых связано с вулканогенным пепловым материалом, в значительных количествах присутствующим в отложениях продуктивной толщи этого района.

В глинах Прикуринской области преобладающим компонентом являются также минералы монтмориллонитовой группы. Наряду с ними обнаруживается довольно значительное количество магнезиального минерала, обладающего игольчатой формой и типом решетки, близким к серпентиновым минералам.

Содержание магнезиального минерала в глинах Прикуринской области непостоянно. Максимальное распространение этот минерал имеет в самом южном районе (Баба-Занан). По мере движения на север и северо-запад содержание его уменьшается.

Присутствие магнезийсодержащего минерала в глинах связано с распространением в породах продуктивной толщи пироксенов, приносившихся за счет размыва основных эффузивных комплексов Малого Кавказа.

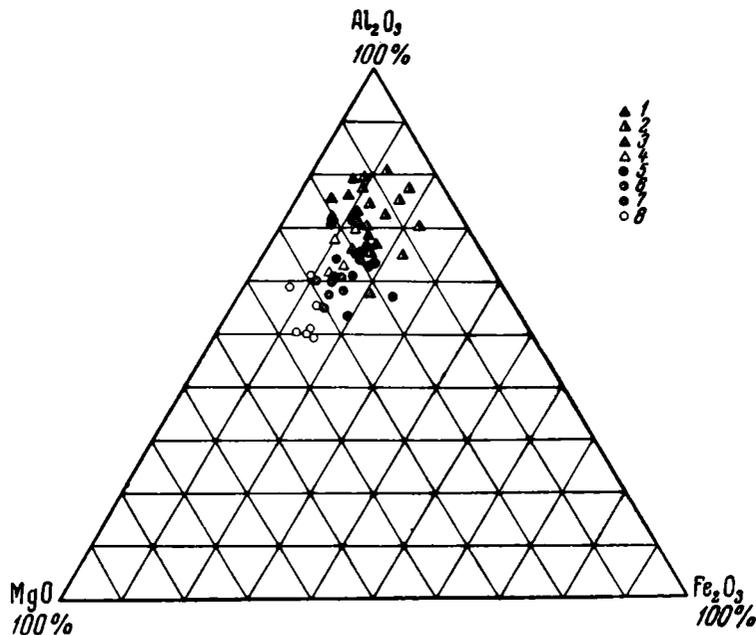
В процессе диагенеза пироксены претерпевали растворение, сопровождавшееся выносом Mg^{++} . В песчаных породах широко распространены реликтовые «зубчатые» формы пироксенов; в глинах пироксены обычно отсутствуют, будучи нацело растворены. Более раннее полное уничтожение пироксенов в глинах связано с тонкой измельченностью терригенного материала, легче поддающегося разложению. Фиксация магния и формирование глинистых магнезиальных минералов осуществлялись при образовании глинистых пород в условиях повышенной щелочности среды.

Суммируя полученные результаты, можно сказать, что по характеру глинистых минералов в отложениях продуктивной толщи Азербайджана выделяются три фациально-минералогические области: 1) область гидрослюдистых глин, характеризующая морской тип осадконакопления, 2) область ферримонтмориллонитовых глин и 3) область ферримонтмориллонитово-магнезиальных глин; последние две зоны характеризуют прибрежно-лагунную область осадконакопления. Выделенные зоны не имеют четко выраженных границ и связаны друг с другом постепенными переходами. Характеристика каждой зоны дается по преобладающим в ней глинистым минералам, что не исключает одновременного присутствия некоторой примеси других компонентов. Так, например, в зоне

гидрослюдистых глин восточной области Апшерона в незначительном количестве присутствуют магнийсодержащие минералы; в зоне Кабристана и Прикуринской области в глинах повсеместно содержится небольшая примесь обломочных гидрослюдов.

На фиг. 43 изображены зоны распространения различных типов глинистых минералов. Там же изображены направления сноса основных обломочных компонентов.

Изменение минералогического состава глин отражается в распределении в них химических компонентов. В направлении с востока на запад



Фиг. 44. Соотношение окислов металлов, входящих в октаэдрические слои решетки глинистых минералов в глинах продуктивной толщи Азербайджана.

1 — о-в Жилой; 2 — Кирмакинская долина; 3 — Джорат; 4 — Сумгаит; 5 — Ясамальская долина; 6 — Рагим; 7 — Айран-Теян; 8 — Баба-Занан. Треугольники обозначают глины нижнего отдела, кружки — глины верхнего отдела продуктивной толщи.

наблюдается постепенное уменьшение содержания калия и увеличение содержания железа, в направлении с юга на север — постепенное уменьшение содержания магния.

Изменения в химическом составе глин особенно хорошо заметны на треугольных диаграммах (фиг. 44 и 45). На фиг. 44 изображено изменение в глинах соотношений элементов, занимающих обычно октаэдрические позиции в решетке глинистых минералов, — Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO . Глина каждой из областей занимает свое определенное поле на диаграмме.

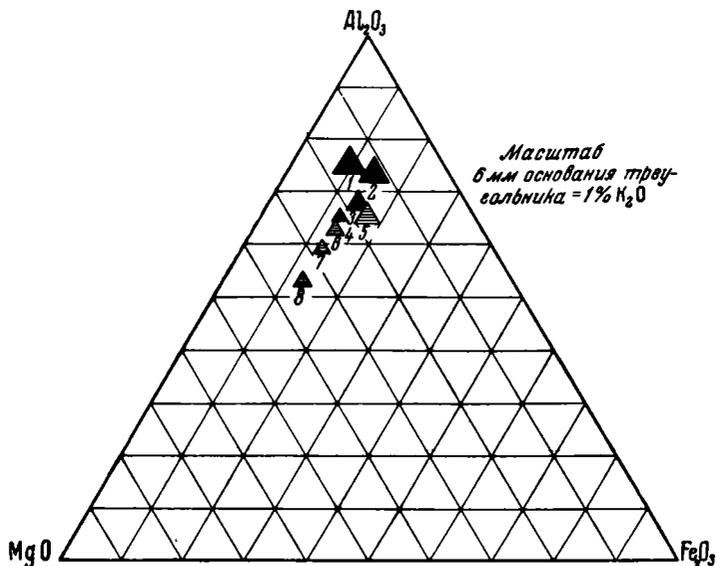
Хорошо заметно постепенное увеличение роли магния в составе глин по мере перехода от глин Апшерона к глинам Кабристана (Рагим) и, наконец, Прикуринской области (Айран-Теян и Баба-Занан).

На фиг. 45 представлена та же треугольная диаграмма. В точках, изображающих средний состав глин различных районов, нанесены треугольники, размер которых пропорционален среднему содержанию калия в глинах этих районов. Заметно интенсивное уменьшение содержания калия в глинах нижнего отдела в западных районах Апшерона — в Джорате и Сумгаите. В глинах верхнего отдела относительно высокое со-

держание калия наблюдается только на Апшероне; в районах Кабристана и Прикуринской области содержание калия весьма незначительно и отличается постоянством.

Изменения в минералогическом составе глин и формирование определенных фациально-минералогических зон среди глин продуктивной толщи связаны с различными процессами.

Важнейшую роль в формировании глинистых минералов играет, с одной стороны, обстановка осадконакопления. Так, нарастание роли калия по мере движения к центральным частям бассейна и формирование гидрослюдистых и гидрослюдисто-ферримонтмориллонитовых глин связаны с условиями среды, в которой происходило образование глинистых



Фиг. 45. Распределение среднего содержания K_2O в глинах продуктивной толщи Азербайджана.

1 — о-в Жилой; 2 — Кирмаинская долина; 3 — Джурат; 4 — Сумгаит; 5 — Исамальская долина; 6 — Рагим; 7 — Айран-Тенги; 8 — Баба-Занан. Темные треугольники — глины нижнего отдела (КС), светлые (со штриховкой) — глины верхнего отдела.

минералов, независимо от того, имел ли место этот процесс во время переноса глинистых частиц или в течение диагенеза.

С другой стороны, весьма важную роль в образовании глинистых минералов играет обломочный материал, который, претерпевая в течение диагенеза разложение и ряд превращений, дает материал для формирования глинистых минералов. Так, если нарастание калия по мере движения с запада на восток связано с условиями обстановки осадконакопления, то увеличение роли магния в глинах по мере движения с севера на юг связано с присутствием обломочных компонентов — пироксенов. Присутствие мономинеральных монтмориллонитовых глин в западных районах Азербайджана (Гердыман-Чай) связано с накоплением вулканического пеплового материала. Несомненную роль, повидимому, играет вулканогенный материал и в формировании минералов монтмориллонитовой группы в глинах продуктивной толщи всех других районов.

Таким образом, основными факторами, определяющими состав глинистых минералов глин продуктивной толщи Апшерона, являются: а) условия среды осадкообразования и б) состав исходного материала, поступавшего в бассейн и служившего как бы «сырьем» для последующих процессов формирования глинистых минералов.

- Авдусин П. П. Грязевые вулканы. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1948.
- Алиев А. Г. Петрография продуктивной толщи Кабристана. 1947.
- Батурин В. П. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи. Тр. Азерб. научно-исслед. инст., 1931, вып. 1.
- Батурин В. П. Петрография по терригенным компонентам. 1937.
- Белоусова В. Т. Определение минералогического состава глинистых пород методом иммерсии и окрашивания. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
- Белянкин Д. С. К характеристике минерала «монотермита». Докл. Акад. Наук СССР, 1938, 18, № 9.
- Веденеева Н. Е. и Видулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Видулова М. Ф. Применение электронного микроскопа для изучения строения и состава тонкодисперсных пород и минералов. Тр. ВСЕИЕИ, 1950, вып. 2.
- Видулова М. Ф. Определение минералогического состава частиц глины меньше 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей. Сб. «Кора выветривания», 1952, вып. 1.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Вистеллиус А. Б. О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака южного Дагестана и аллювия Волги. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 71, № 2.
- Гизбург И. И. 1. Нонтроиты Южного Урала. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Гизбург И. И. 2. Стадийное выветривание минералов. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Гизбург И. И. и Рукавишников И. А. Бэта-керолит. Зап. Мин. общ., 1950, ч. 79, № 1.
- Гизбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.
- Грицаенко Г. С. О магнетитовых и магнетитово-никелевых гидросиликатах Аккермановского месторождения на Южном Урале. Зап. Мин. общ., 1944, № 4.
- Грязнова Т. Е. К методике изучения ориентированных частиц в песчаных отложениях. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, № 4.
- Иванова В. П. К минералогии ферриалюмокремневых гидратов. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Князев В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряда других отложений. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 4.
- Коновалов И. А. К палеогеографии века продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Вестн. Моск. гос. унив., 1949, № 9.
- Коссовская А. Г. О распределении каолиновых и монотермитовых глин в шпеклекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна. Бюлл. Моск. общ. ест. природы, 1949, 24, № 1.
- Коссовская А. Г. О минералогическом составе глин продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Коссовская А. Г. О формах диагенетического растворения пироксенов в разрезах продуктивной толщи Азербайджана. Докл. Акад. Наук СССР, 1951, № 3.
- Малышек В. Т. Аналит и вулканическое стекло в осадочных образованиях и значение этого фактора в вопросе стратиграфической параллелизации разрезов продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Сб. работ молодых специалистов Всесоюз. нефт. исслед. инст., Баку, 1936.
- Малышек В. Т. Кокколиты — порообразующие фораминиферовой свиты Северного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, 59, № 2.
- Перельман А. И. Пальгорскит в ископаемых и реликтовых пустынных солончаках Средней Азии. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 71, № 3.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1948, вып. 95.
- Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. Акад. Наук Азерб. ССР, 1946, № 1.
- Пустьвалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Разумова В. И. Материалы к петрографии глин, ч. 1. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Южного Байкала. Докл. Акад. Наук СССР, 1952, 82, № 6.

- Ренгартен Н. В. Цеолит группы морденита в датских и палеогеновых отложениях восточного склона Урала. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, 48, № 8.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1945.
- Сердюченко Д. П. Изоморфный ряд керолит-бейделлит в глинистых силикатах. Докл. Акад. Наук СССР, 1937₁, 16, № 7.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и номенклатуре некоторых водных алюмосиликатов. Учен. зап. Ростов. ун-та, 1937₂, вып. 10, 1—26.
- Сердюченко Д. П. Магнезиальные парагаллуазиты и другие монтмориллонитовые минералы из юрских осадков на Северном Кавказе. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953.
- Сердюченко Д. П. и Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, № 3.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана, Баку, Изд. Акад. Наук Аз. ССР, 1950.
- Ферсман А. Е. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов. Тр. Геол. музея, 7, 1913.
- Хайн В. Е. Геотектоническое развитие области юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.
- Шутов В. Д. Обломочные полевые шпаты продуктивной толщи Азербайджана и их палеогеографическое значение. Реферат диссерт. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. М., 1952 [Стеклограф. изд.].
- Grim J., Dietz R. a. Bradley W. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California coast. Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, 60.
- Edelman C. H. Diagenetische Umwandlungserscheinungen an detritischen Pyroxenen und Amphibolen. Fortschr. Min. Krist. Petr., 1931, 16.
- Edelman C. H. a. Doeglas D. J. Reliktstrukturen detritischen Pyroxenen und Amphibole. Min. Petr. Mitt., 1931, 42.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1949.
- Ross G. S. a. Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1945, № 205-B.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение.	3
I. Методика исследования	4
II. Краткая геологическая характеристика продуктивной толщи Азербайджана	7
III. Область Апшеронского полуострова и расположенных к востоку островов	9
IV. Прикуринская область	47
V. Кабристан.	77
VI. Западные районы Азербайджана	86
VII. Органические остатки в глинах продуктивной толщи	97
Заключение.	99
Литература	106

Утверждено к печати Институтом геологических наук Академии Наук СССР

Редактор издательства Л. П. Ладычук. Технический редактор Е. Д. Гракова

РИСО АН СССР № 3—15Р. Т-03523. Издат. № 517. Тип. заказ № 1128. Подп. к печ. 30/VII 1954 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 9,25. Уч. изд. 9,3. Тираж 1500.

Цена по прейскуранту 1952 г. 6 р. 50 к.

1-я тип. Из-ва АН СССР. Ленинград, В. О., 9 линия, д. 12.

ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
18	4 св.	0,34	3,04
39	4 сн.	$(Al_Y Si_Z)$	$(Al_Y + Si_Z)$
64	5 сн.	(Si_2O_{11})	(Si_4O_{11})
91	20 св.	Al_2O_3	MgO
100	17 сн.	в районе Ах-Су	и район Ах-Су

Страница 40, строка 24 сн. Напечатано:

$$K = \frac{22 - 0,33}{0,420 + 3 \cdot 0,084 + 3 \cdot 0,069 + 2 \cdot 0,812 + 4} = \frac{21,67}{4,988}$$

Д о л ж н о б ы т ь:

$$K = \frac{22 - 0,33}{0,420 \cdot 3 + 0,084 \cdot 3 + 0,069 \cdot 2 + 0,812 \cdot 4} = \frac{21,67}{4,898}$$

Цена 6 р. 50 к.