

ЛИТОЛОГИЯ

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОЛИГОЦЕН-  
МИОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ПРИЕРЕВАНСКОГО  
РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В разрезе верхнего палеогена и неогена Приереванского района выделяются\* следующие биостратиграфические единицы: нижний—средний олигоцен (шорагбюрская толща; мощность 800 м), верхний олигоцен—нижний миоцен (красноцветная толща; мощность до 800 м), средний миоцен (гипсоносная и соленосная толщи; мощность первой—350 м, второй—до 1000 м), верхний миоцен (разданская толща; мощность до 1000 м).

Глины составляют более 60% всей осадочной серии. Они формировались в различных фациальных (морских, континентальных, лагунных и др.) и палеогеографических условиях; сравнительное их изучение позволяет выявить особенности образования глинистых минералов при смене фациально-палеогеографической обстановки в центральной геосинклинальной области, при ослабевании или усилении тектонических движений и существенном влиянии вулканизма на осадконакопление.

В результате комплексного исследования этих глин для каждой из указанных толщ выявлены характерные ассоциации глинистых минералов. Подробное описание последних (с привлечением результатов рентгеноструктурного, термического, электронографического, электронномикроскопического и др. методов анализа) дано в отдельной заметке. Здесь же рассматривается вопрос о генезисе глинистых минералов в связи с палеогеографической и фациально-геохимической обстановкой осадконакопления.

Шорагбюрская толща формировалась в условиях теплого мелководного бассейна с нормальной соленостью и установившимся гидродинамическим режимом. Об этом свидетельствует заключенная в ней обильная и богато скульптированная конхилиофауна, нуммулиты, коралловые постройки, значительная карбонатность пород (достигающая в среднем 18%), их структурные и текстурные особенности.

В течение нижнего и, отчасти, среднего олигоцена шорагбюрский бассейн представлял собой открытый водоем, широко сообщавшийся с аква-

\* По А. А. Габриеляну.

торией средиземноморской геосинклинали. Начиная приблизительно с конца нижнего олигоцена, наблюдаются явные признаки обмеления бассейна; периодически затрудняется связь с открытым морем, воды его подвергаются значительному испарению, происходит интенсивное выпадение карбонатов, образование аутигенного гипса, барита и целестина.

Основные особенности палеогеографии суши были обусловлены главным образом предолигоценовыми тектоническими движениями. Рельеф прилегающей к шорагбюрскому бассейну суши был сравнительно невысоким.

Основные области питания (горные массивы) были связаны с бассейном промежуточной пологой сушей, о чем свидетельствуют характер литофаций и особенности петрографического и минералогического состава пород. О слабой расчлененности нижне-среднеолигоценового рельефа говорят также фитоландшафты этого времени. Обнаруженные в шорагбюрской толще комплексы спор и пыльцы почти полностью относятся к формам так называемого нижнего пояса, произрастающим на высотах ниже 500 м.

Прогибание дна шорагбюрского бассейна сопровождалось интенсивным проявлением подводного и наземного вулканизма; наиболее сильное проявление вулканизма имело место на юге и юго-востоке, где средний и верхний олигоцен представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Климат в нижнем олигоцене был жарким и умеренно-влажным, но уже в конце нижнего олигоцена он испытывал тенденцию к засушливости, а в среднем олигоцене—существенно изменяется и приобретает аридные черты. Об этом свидетельствуют: комплексы спор и пыльцы, высокая карбонатность пород, наличие в верхах разреза аутигенного гипса, барита, целестина, палыгорскита и отсутствие здесь сильно измененных глинистых минералов.

Главными источниками питания были основные, ультраосновные и вулканогенно-осадочные породы; весьма подчиненное значение имели кристаллические сланцы и кислые интрузии.

Формирование красноцветной толщи происходило в существенно иных условиях. В результате мощных предверхнеолигоценовых тектонических движений вся область вовлекается в поднятие; нижне-среднеолигоценовое море сокращается, а вдоль современной араксинской депрессии образуется обширный межгорный прогиб. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый бассейн приереванской впадины, в котором отлагались осадки красноцветной толщи, представлял собой внутриконтинентальный полуопресненный водоем.

Интенсивное воздымание горных массивов и усиленное прогибание впадины приводят к резкому расчленению прилегающей суши. Указанные массивы подвергались сильному размыву; селевые потоки и реки сносили в водоем значительное количество грубообломочного материала, который в силу особенностей гидродинамики бассейна не подвергался сортировке.

В красноцветной толще остатков фауны и флоры не обнаружено; отсутствуют также споры и пыльца. Таким образом, непосредственных кри-

териев для суждения о климатических условиях верхнего олигоцена — нижнего миоцена не имеется; тем не менее, совокупность косвенных признаков позволяет, на наш взгляд, говорить об этом достаточно определенно.

Фациальный облик красноцветной толщи, а также петрографический и минеральный состав слагающих ее пород, свидетельствуют о противоречивом характере этих признаков, т. е. формирование ее происходило как бы в условиях взаимоисключающих процессов. Высокая карбонатность пород, наличие пропластков сингенетического гипса и палыгорскита свидетельствуют о сухом и жарком климате в период образования красноцветной толщи; с другой стороны, наличие мощных пластов конгломератов и галечников, гидроокислов железа в качестве пигментирующего вещества, глубоко и почти полностью измененных породообразующих и глинистых минералов и каолинита говорит об интенсивном химическом и механическом выветривании в условиях жаркого и влажного климата. Анализ фактического материала приводит к заключению, что наличие указанных факторов было обусловлено вертикальной климатической зональностью. В результате интенсивного воздымания горных сооружений и прогибания дна водоема устанавливается значительная разница в относительных высотах области сноса и области накопления. Это обстоятельство явилось причиной формирования высокого и расчлененного рельефа и установления в верхнем олигоцене — нижнем миоцене вертикальной климатической зональности. В области осадконакопления господствовал сухой и жаркий климат: осаждались карбонаты, гипсы, существовали условия для образования палыгорскита. В предгорных же областях климат был жаркий и значительно влажный: здесь развивается красноцветный тип выветривания, минералы подвергаются глубокому разложению. Отметим, что по мере ослабления влияния климатической зональности (пенепленизация суши) постепенно увеличивается карбонатность пород, количество грубообломочного материала резко уменьшается, появляются пропластки гипса, каолинит и пигментирующее вещество исчезают, увеличивается количество палыгорскита, уменьшается роль смешанно-слоистых минералов и разбухающего хлорита.

В результате интенсивных тектонических движений в верхнем олигоцене — нижнем миоцене происходит новое проявление эффузивного и интрузивного вулканизма. Нижнемиоценовый эффузивный вулканизм наиболее интенсивно был выражен в Айюцдзоре: продукты его представлены здесь мощными покровами андезитовых лав, их туфобрекчиями и туфо-конгломератами.

Судя по распределению в красноцветной толще пирокластического материала, на северо-западе от приереванской впадины вулканическая деятельность была значительно менее интенсивной. Большое количество пепла и стекла заносилось в бассейн ветром и осаждалось здесь вместе с терригенным материалом.

Выделенные в шорагбюрской толще ассоциации обломочных минералов в целом сохраняются и в красноцветной, но вместе с тем наблюдается и некоторое своеобразие; в частности роль фемических минералов и об-

ломков эффузивных пород в породах красноцветной толщи заметно возрастает. По-видимому, эти изменения объясняются тем, что в сферу областей питания вовлекаются основные и средние эффузии верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста, продукты выветривания которых сносились в область осадконакопления с востока и север-востока [8].

Формирование гипсоносно-соленосной толщи происходило в условиях лагуны и солеродного бассейна. В среднеммиоценовом приереванском бассейне лагуна была довольно четко разграничена от зоны соленакопления. Она являлась промежуточным звеном, связывающим открытое море с солеродным бассейном. Лагуна питала подвижную зону соленакопления новыми порциями легкорастворимых солей (соленосная толща) и являлась местом выпадения гипса, ангидрита и др. (гипсоносная толща).

Рельеф среднеммиоценовой суши был сглаженным и весьма невысоким. Пенепленизация суши происходит в результате интенсивных процессов денудации, продолжавшихся в течение всего верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Более или менее возвышенные участки отстояли на большом расстоянии от области осадконакопления. Региональная пенепленизация среднеммиоценового рельефа приводит к исчезновению вертикальной климатической зональности. Речные системы отличались весьма незначительной движущей силой: в бассейн заносился лишь глинистый материал.

Одним из наиболее важных факторов образования мощных галогенных толщ был климат: в среднем миоцене устанавливаются типичные аридные условия. О сухом и жарком климате этого времени свидетельствуют многочисленные виды спор и пыльцы ксерофитной флоры, обнаруженные в гипсоносной и соленосной толщах, мощные пласты каменной соли, ангидрита, отсутствие грубообломочного материала и, наконец, породообразующий палыгорскит.

Породы гипсоносно-соленосной толщи, сравнительно с другими, значительно обеднены тяжелыми (кластическими) минералами; однако по составу они почти не отличаются от минералов красноцветной толщи. Очевидно петрографические провинции в период формирования обеих толщ (красноцветной и гипсоносно-соленосной) почти не менялись, но влияние других факторов обусловило своеобразие их минерального состава. Интенсивное выветривание и снос, мощный вулканизм — таковы основные особенности осадочного процесса в верхнем олигоцене — нижнем миоцене; значительное ослабление вулканизма и процессов выветривания, интенсивное хемогенное минералообразование характеризуют осадконакопление в среднем миоцене. Именно указанные особенности и явились причиной своеобразия минерального состава этих толщ.

В верхнем миоцене трансгрессия моря достигает максимума; формирование зангинской толщи происходило в условиях уже значительно опресненного мелководного бассейна, широко сообщавшегося с открытым морем. Об этом свидетельствуют остатки пресноводных гастропод, пелеципод и однообразной мактровой фауны. Вместе с тем верхнемиоценовый бассейн был все еще несколько изолирован, что подтверждается наличием в составе мактр многочисленных местных эндемических форм. Об этом

говорит также наличие в зангинской толще маломощных пластов ангидрита.

Рельеф суши был сглаженным и невысоким. Об этом свидетельствует отсутствие грубообломочных пород в разрезе верхнего миоцена, а также проникновение отдельных заливов сарматского моря до водоразделов Восточно-Армянской геоантиклинали.

Не изменялись также и климатические условия. О сухом и жарком климате в верхнем миоцене свидетельствуют многочисленные виды ксерофитной флоры, обнаруженные в зангинской толще; об этом говорит также наличие здесь породообразующего палыгорскита и пропластков гипса. Отсутствие в разрезе верхнего миоцена галогенных образований объясняется, очевидно, тем, что в результате трансгрессии море заливает ряд четкообразно расположенных изолированных водоемов.

Сокращение площади верхнемиоценовой суши отразилось также на составе обломочных минералов зангинской толщи. Это изменение выражается в резком увеличении содержания некоторых тяжелых минералов: авгита, роговой обманки, пикотита, глаукофана, эпидота и др. Последнее объясняется тем, что обломочный материал поступал в верхнемиоценовый бассейн непосредственно с водораздельных хребтов, сложенных интрузивными и эффузивными породами.

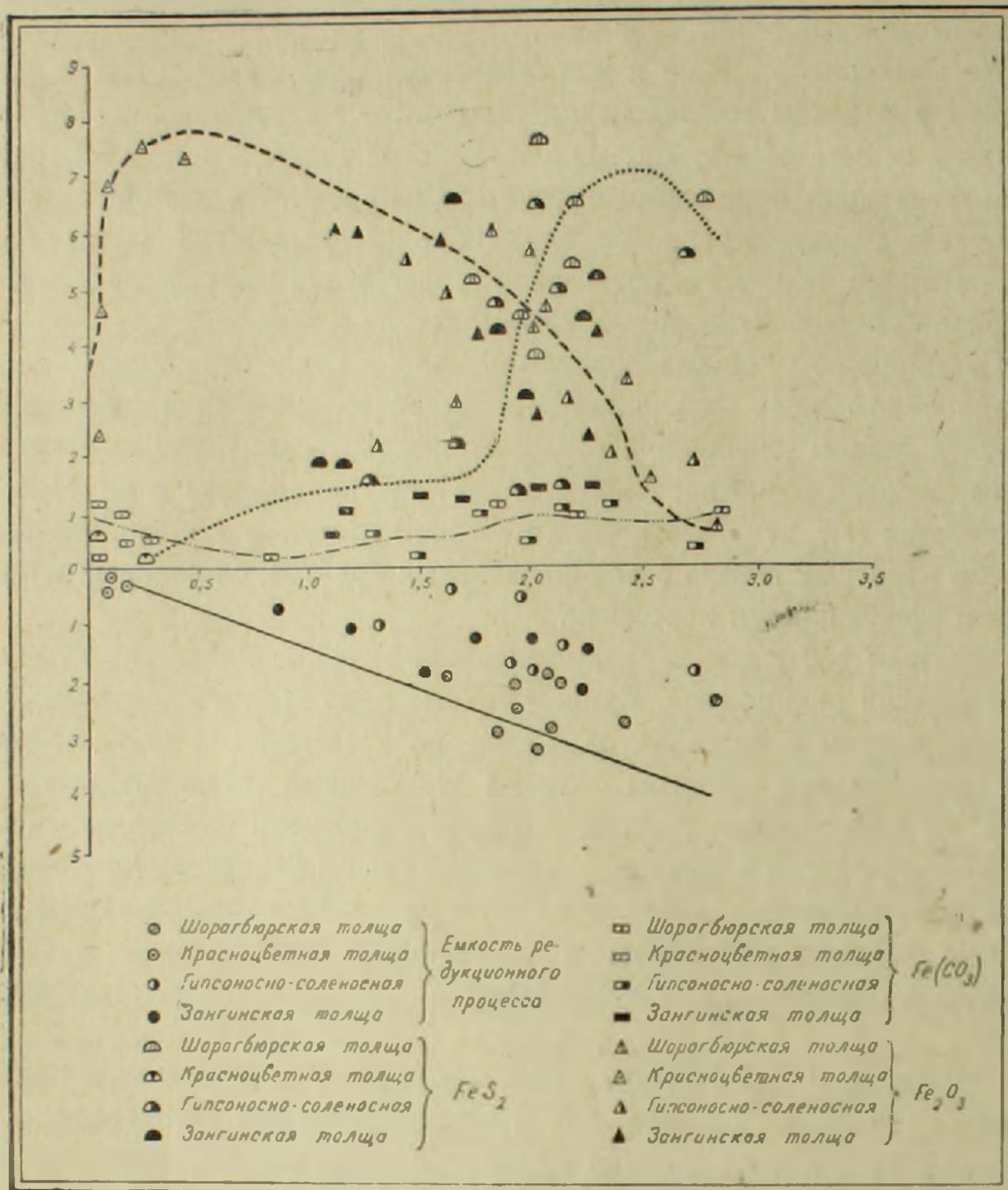
Важным событием верхнемиоценовой истории является проявление нового цикла вулканизма. Вулканогенные породы этого возраста широко распространены в бассейне оз. Севан, на Гегамском и других нагорьях. Они представлены главным образом эффузивами трахилипаритового состава, их пирокластами, а также туфопесчаниками; однако пепла и вулканического стекла в породах зангинской толщи сравнительно мало.

Ознакомившись с основными чертами палеогеографии времени образования олигоцен-миоценовых толщ Приереванского района, рассмотрим некоторые особенности геохимической обстановки соответствующих водоемов.

Этот вопрос был выяснен в результате качественной и количественной оценки аутигенных (хемогенных и диагенетических) минералов: для реконструкции солевого состава наддонной воды учитывались особенности распространения в отдельных фациально-генетических комплексах таких хемогенных минералов как кальцит, ангидрит и галит, для окислительно-восстановительных условий в осадке — аутигенных форм железа (сульфидного, сидеритового и гидроокисного).

По средним содержаниям различных форм железа и остаточному органическому углероду построены кривые (фиг. 1). На горизонтальной оси отложены содержания остаточного углерода, на вертикальной — средние значения различных форм железа. Пик кривой сульфидного железа совпадает с областью распространения гипсоносно-соленосных, зангинских и шорагбюрских глин (особенно последних). Эта область соответствует на горизонтальной оси отрезку с величиной 1,3—2,8  $C_{орг.}$ . Область меньших содержаний  $C_{орг.}$  (0,1—0,7%) совпадает с максимумом кривой гидроокисного железа. Здесь концентрируются лишь глины красноцветной тол-

щи. Кривая сидеритового железа располагается почти параллельно горизонтальной оси. По-видимому, это объясняется присутствием во всех глинах значительного количества железа, входящего в кристаллическую решетку хлоритов (последнее отдельно не определялось).



Фиг 1. Распределение аутигенных форм железа в олигоцен-миоценовых глинах Приереванского района.

Нижняя диаграмма отражает емкость редуцирующего процесса при формировании ассоциаций глинистых минералов. На вертикальной оси обозначены содержания  $C_{орг.}$ , ушедшего на восстановление различных форм железа. Из диаграммы видно, что по мере падения окислительно-восстановительного потенциала, емкость редуцирующего процесса возрастает. Итак, в осадках красноцветной толщи господствовали окислительные условия; при формировании осадков гипсоносно-соленосной и зангинской толщ среда была восстановительной; наиболее же интенсивно восстановительные процессы развивались в осадках шорагбюрской толщи.

Другой график (фиг. 2), составленный на основании количественного соотношения хемогенных минералов, отражает солевой состав наддонной

воды соответствующих водоемов. За 100% принята сумма хемогенных минералов в отдельной толще; по процентному содержанию (среднее значение по всем разрезам) компонентов от общей массы породы установлены их количественные соотношения (заштрихованные поля). Последние достаточно хорошо характеризуют каждую толщу, взятую в отдельности, но исключают их сопоставление. Поэтому в графе слева приводится также процентное содержание отдельных компонентов в каждой толще.

Из диаграммы видно, что наддонная вода во всех водоемах характеризовалась высокой концентрацией солей; однако легко заметить, что в различные этапы эволюции приереванского бассейна солевой состав существенно менялся во времени: наиболее осолоненной была наддонная во-

Распределение хемогенных минералов в олигоцен - миоценовых толщах Приереванского района

Наименование минералов	Соленосная			Гипсоносная			Зангинская			Шорагбюрская			Красноцветная							
	% от веса породы	Соотношение минералов в толще			% от веса породы	Соотношение минералов в толще			% от веса породы	Соотношение минералов в толще			% от веса породы	Соотношение минералов в толще						
		30	60	90		30	60	30		60	30	60		30	60					
Галит	30				—	—			—	—			—	—						
Ангидрит	8				20				5				2				2			
Кальцит	8				13				20				18				12			

Фиг. 2.

да среднемиоценового бассейна (соленосная и гипсоносная толщи), далее сарматского (зангинская толща), ниже-среднеолигоценного (шорагбюрская толща) и, наконец, верхнеолигоцен-нижнемиоценового (красноцветная толща). Судя по содержанию палыгорскита, в этом же порядке возрастает щелочность растворов.

Изложенное выше подтверждается также данными спектрального анализа. Установлено, что особенности распределения некоторых малых элементов (стронция, бария, марганца, никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, меди и бора) в различных фациальных типах глин связаны со следующими факторами: степенью осолоненности бассейна, гидрохимическим режимом водоема (карбонатным, сульфатным, хлоридным), содержанием в нем органического вещества, а также интенсивностью химического выветривания на суше и близостью источников питания.

Итак, образование олигоцен-миоценовых типов Приереванского района происходило в водоемах разного генетического типа, в различных палеогеографических и геохимических условиях. Рассмотрим какие из указанных факторов имели наиболее важное значение в формировании ассоциаций глинистых минералов.

*Глины морского генезиса (шорагбюрская толща).*

А) *Ассоциация:* хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовая. Можно указать на две генетические разновидности—аутигенную и терригенную и соответственно два источника монтмориллонита. Источником первой разновидности являлись продукты вулканической деятельности (главным образом пепел), весьма интенсивно проявившейся в нижнем—среднем олигоцене. Пепел заносился ветром в бассейн и осаждался здесь вместе с терригенным материалом. Особенно много его содержится в цементе песчаников. Именно этим объясняется почти полное отсутствие примесей в глинистой фракции песчаников. В значительных количествах он присутствует также и в глинах. В условиях моря с большим резервом кальция пепловый материал постепенно преобразовывался в монтмориллонит [1, 7, 13, 6]. В глинах шорагбюрской толщи эта разновидность имеет весьма большое значение: за счет нее общее содержание монтмориллонита достигает 90% глинистой основы. Сравнительная минералогическая характеристика этих и других изученных глин, в формировании которых пепловый материал не имел сколько-нибудь существенного значения, позволяет считать, что в образовании шорагбюрской толщи важное значение имела и терригенная разновидность монтмориллонита. Предполагается, что последняя развивалась на массивах основного и ультраосновного состава в условиях сухого и жаркого климата [1, 2, 3, 4, 11, 6].

Гидрослюда представляет собой продукт стадийного изменения полевых шпатов; генетически она связана с выветриванием кислых (возможно также средних и основных) изверженных пород в условиях сухого климата и слабого выноса щелочей (И. И. Гинзбург, 1951, 1958; В. П. Петров, 1948; Р. Грим, 1956). Стадийное изменение полевых шпатов—широко распространенное явление не только в шорагбюрских, но и в других изученных глинах. Отсутствие правильных кристаллографических (удлиненно-призматических и др.) форм гидрослюда, характерных для аутигенных разновидностей, а также наличие в глинистой фракции песчаников и в самих глинах одних и тех же неправильных и плотных чешуек свидетельствуют о ее терригенном происхождении. По-видимому, в результате захвата калия гидрослюда подвергалась в бассейне некоторой диагенетической переработке [15]. Однако, едва ли это обстоятельство влияло на решетку минерала [17].

Хлорит является продуктом разложения эффузивных пород—андезитов и порфиритов. Об этом свидетельствуют хлоритизированные обломки пород в глинах и песчаниках, в последних это выражено более отчетливо. Хлорит развивается преимущественно по темноцветным минералам (главным образом по пироксенам), но возможно также и по стеклу [4, 5].

Б) *Ассоциация:* палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая.

Присутствие палыгорскита (как примеси) в глинах верхних горизонтов шорагбюрской толщи во всех изученных разрезах позволило выделить ее в самостоятельную ассоциацию. Образование палыгорскита в рыхлых субстратах и на изверженных породах, вынос его в составе взвесей и аккумуляция в современных морских осадках можно считать установленным. В литературе имеются указания присутствия аутигенного палыгорскита в отложениях интенсивно испарявшихся водоемов [11, 16], об образовании его в бассейне в щелочных условиях в результате разложения пироксенов [7]. Н. В. Тагеевой обнаружен диагенетический палыгорскит в донных осадках Каспийского моря [14]. Обращаясь к генезису палыгорскита в шорагбюрской толще, нужно отметить, что непосредственных данных для отнесения его к терригенной или аутигенной разновидностям у нас не имеется. Однако некоторые косвенные критерии говорят скорее за его терригенный генезис, к терригенной или аутигенной разновидностям у нас не имеется. Однако некоторые косвенные критерии говорят скорее за его терригенный генезис.

И. И. Гинзбург указывает [4], что для выпадения палыгорскита из растворов необходимы сильно щелочные условия ( $\text{pH}=9,5$ ). Из приведенных выше данных можно заключить, что при формировании шорагбюрской толщи наддонная вода не отличалась столь повышенной щелочностью; очевидно хемогенная садка палыгорскита здесь исключалась. Мало вероятным кажется образование его и в стадию диагенеза, поскольку палыгорскит приурочен лишь к самым верхним горизонтам шорагбюрской толщи; если допустить, что образование его происходило в стадию диагенеза, тогда становится непонятным, почему это имело место лишь в конце существования бассейна, а не в течение всей ее истории. В нашем случае палыгорскит не является также продуктом разложения пироксенов: наиболее распространенным минералом этой группы в шорагбюрской толще является авгит, который лишен сколько-нибудь существенных следов разложения (другие встречаются редко, но тоже в свежих зернах). Все это позволяет предположить, что палыгорскит был образован на суше в условиях аридного климата и слабой химической дифференциации. Генетически он вероятно связан с почвами, а возможно и с породами основного состава.

Приуроченность палыгорскита к верхам шорагбюрской толщи является результатом постепенной аридизации климата: именно в конце среднего олигоцена из субтропического он превращается в типичный аридный.

*Глины континентального генезиса (красноцветная толща).*

А) Ассоциация: гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая. По генезису эти минералы не отличаются от вышеописанных. Роль гидрослюды и хлорита значительно возрастает. Рассматриваемая ассоциация характерна для глин аванского разреза; в других глинах в ее составе в значительных количествах присутствуют смешанно-слоистые минералы. Все эти особенности связаны с ослаблением вулканической деятельности и неравномерным распределением по площади пеплового материала. Сказанное схематически можно проиллюстрировать на примере двух разрезов:

## 1. Егвардский

- а. Мало пепла
- б. Мало монтмориллонита
- в. Много смешанно-слоистых минералов
- г. Много примесей
- д. Ясно наблюдается стадийный переход хлорита через промежуточные смешанно-слоистые минералы в монтмориллонит

## 2. Аванский

- а. Много пепла
- б. Много монтмориллонита
- в. Мало смешанно-слоистых минералов
- г. Мало примесей
- д. Стадийность изменения хлорита сильно завуалирована.

Таким образом, влияние продуктов вулканической деятельности на формирование ассоциаций глинистых минералов выразилось в преобразовании этих продуктов в монтмориллонит, в значительном разбавлении им терригенных компонентов и в существенном искажении естественных рядов глинистых минералов.

б) Ассоциация: каолинит-смешанно-слоистые (хлорит-монтмориллонитовые) минералы — разбухающий хлорит-монтмориллонитовая. Генетически она связана главным образом с продуктами выветривания эффузивных пород преимущественно среднего состава. Выветривание последних происходило в вертикальной гумидной зоне. Здесь развивался красноцветный тип выветривания; из силикатов активно выносились щелочи, щелочные земли и железо. Эти процессы протекали при весьма скудном растительном покрове: среда была окислительной и слабо кислой (ближе к нейтральной); поэтому железо окислялось и в пределах водосборных площадей выпадало в виде гидроокислов, окрашивая продукты выветривания в красный цвет.

Очевидно при этих условиях глинистые минералы подвергались значительным структурным преобразованиям, выразившимся в их стадийном изменении и широком распространении смешанно-слоистых минералов. Можно указать по крайней мере на три продукта стадийного изменения хлорита:

1. Смешанно-слоистое образование с неупорядоченно расположенными разбухающими и неразбухающими слоями.
2. Хлорит, у которого разбухают все слои (разбухающий хлорит)
3. Смешанно-слоистый хлорит — монтмориллонит.

Таким образом, намечается стадийный переход хлорита в монтмориллонит через промежуточные смешанно-слоистые структурные и разбухающий хлорит.

Отметим некоторые факты, позволяющие считать указанные минералы принесенными с суши стадийными образованиями:

1. Почти полное отсутствие смешанно-слоистых структур и полное отсутствие разбухающего хлората в других изученных толщах, образовавшихся в условиях аридного климата (слабой химической дифференциации).
2. Наличие их в качестве породообразующего минерала или значи-

тельной примеси лишь в глинах красноцветной толщи, формирование которой связано с влиянием вертикальной гумидной зоны, где имела место активная химическая дифференциация.

3. Постепенное уменьшение (вверх по разрезу) роли этих минералов по мере ослабления влияния вертикальной гумидной зоны.

Быстрый снос и захоронение указанных минералов, очевидно, исключали сколько-нибудь существенное их изменение в бассейне. Однако было бы преждевременным совершенно отрицать влияние постседиментационных процессов на столь неустойчивые системы, как разбухающий хлорит и смешанно-слоиные структуры с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями. Но в настоящее время трудно говорить более конкретно о геохимической и кристаллохимической возможности такого влияния в олигоцен-миоценовых отложениях Приереванского района.

Каолинит в глинах красноцветной толщи присутствует как второстепенная примесь. Очевидно он является продуктом наиболее глубокого изменения эффузивов [4]. Терригенное его происхождение не вызывает сомнения: он не мог образоваться в бассейне с большим резервом кальция в щелочных условиях.

в) А с с о ц и а ц и я: палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая. Как и в шорагбюрской толще, палыгорскит приурочен к верхним горизонтам и присутствует в глинах всех изученных разрезов в качестве незначительной примеси. Не отличается он и по генезису. Разница заключается в том, что появление палыгорскита в шорагбюрской толще связано с постепенной аридизацией субтропического климата, а в красноцветной — постепенным ослаблением влияния соседней вертикальной гумидной зоны.

3. Глины, образовавшиеся в условиях лагуны (гипсоносная толща).

А) А с с о ц и а ц и я: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Все минералы являются породобразующими, но хлорит и монтмориллонит иногда присутствуют как примеси; резко возрастает роль гидрослюды и палыгорскита. Уменьшение роли хлорита и монтмориллонита объясняется сравнительно небольшим содержанием в породах пирокластического материала и продуктов выветривания эффузивных пород.

Часть палыгорскита сносилась в область осадконакопления из засоленных почв, имевших в среднем миоцене большое распространение. Предполагается, что мелкая игольчатая разновидность осаждалась в бассейне — в условиях повышенной щелочности и подвижности кремнезема. Это обстоятельство явилось причиной резкого увеличения палыгорскита в среднемиоценовых глинах. Отметим, что в гипсоносной толще он встречается по всему разрезу.

Б) А с с о ц и а ц и я: смешанно-слоиный минерал с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями — хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Смешанно-слоиный хлорит с разбухающими и неразбухающими слоями присутствует как второстепенная примесь. Встречается главным образом в глинах нижних горизонтов. Это позволило выделить ассоциацию, более характерную для нижней части гипсоносной

толщи. Возможно указанный минерал является продуктом переотложения глин красноцветной толщи.

4. *Глины, образовавшиеся в солеродном бассейне* (соленосная толща).

Здесь намечается одна ассоциация: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая. Смешанно-слоиные минералы почти отсутствуют. По генезису эти минералы не отличаются от вышеописанных; по-видимому, значение аутигенного палыгорскита в глинах соленосной толщи несколько возрастает.

5. *Глины морского генезиса* (зангинская толща). Как и в соленосной толще, выделяется одна ассоциация: хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая; не отличаются они и по генезису. Смешанно-слоиные минералы почти отсутствуют. В связи с усилением вулканической деятельности в сармате несколько возрастает роль монтмориллонита. Как и в гипсоносно-соленосной толще, палыгорскит встречается здесь по всему разрезу.

Итак, в период образования олигоцен-миоценовых толщ Приереванского района геохимические и фациальные условия осадконакопления существенно менялись во времени. Однако это обстоятельство не оказывало сколько-нибудь значительного влияния на минеральный состав глин.

Формирование ассоциаций глинистых минералов главным образом контролировалось палеогеографическими и геологическими факторами (тектоника, климат, состав размываемых пород, вулканизм); при этом, в зависимости от доминирующего влияния того или иного фактора, соответственно менялись и ряды глинистых минералов.

В процессе переноса и в самих осадках глинистые минералы не претерпевают существенных изменений; очевидно в условиях тектонически активных зон они консервируются сравнительно быстро и таким образом не подвергаются сколько-нибудь значительным структурным преобразованиям.

О терригенном происхождении подавляющей массы глинистых минералов в олигоцен-миоценовых отложениях Приереванского района свидетельствуют еще следующие факты:

а) Отсутствие генетической связи фациально-геохимической обстановки осадконакопления с составом глинистых минералов; так, в зангинской и соленосной толщах, образовавшихся в различных фациальных и геохимических условиях, глинистые минералы представлены одной и той же ассоциацией.

б) Отсутствие в пределах исследованной площади четко выраженных фациальных зон внутри каждой биостратиграфической единицы с своеобразным составом глинистых минералов.

в) Наличие в цементе песчаников и в глинах одной и той же толщи одинаковых по составу и форме глинистых минералов.

г) Отсутствие микроструктур, характерных для глин с значительным содержанием седиментационно-диагенетических глинистых минералов.

Таким образом, изучение глинистых минералов, образовавшихся в об-

ласти центральной геосинклинальной зоны, позволило главным образом судить о некоторых основных чертах палеогеографии времени осадконакопления (климате, рельефе, вулканизме, составе водосборов); что же касается реконструкции фациально-геохимической обстановки, то роль этих минералов, как индикаторов среды, значительно ограничивается особенностями осадочного процесса в геосинклинальных условиях.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 14.II.1963.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

## ՀՍՍՌ ՄԵՐՁԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՕԼԻԳՈՑԵՆ-ՄԻՈՑԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ ՆԱՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ՀԱՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄԸ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Վերին երրորդական հասակի տարբեր ֆացիալ և պալեոաշխարհագրական պայմաններում առաջացած կավերի համեմատական ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս հայտնաբերել կավային միներալների առաջացման առանձնահատկությունները կենտրոնական գետտինկլինալային շրջանի ֆացիալ-աշխարհագրական պայմանների փոփոխության, տեկտոնական շարժումների և հրաբխային գործոնների ազդեցության դեպքում, որոնք վերահսկում են նստվածքաառաջացման սրոցեսները:

Կավային միներալների առաջացման հարցը սերտ կապվում է Մերձերևմտյան շրջանի երկրաբանական զարգացման և պալեոաշխարհագրության հետ: Խեմոգեն և դիագենետիկ միներալների, հազվագյուտ քիմիական էլեմենտների անալիզը թույլ տվեց բացահայտել Մերձերևմտյան ավազանի հիմնական դեոքիմիական հատկանիշները շրջանի երկրաբանական զարգացման տարբեր էտապներում:

Վերջնականապես պարզվում է, որ կավային միներալների հիմնական մասը ունի տերրիգեն ծագում, բայց միևնույն ժամանակ նրանց մեջ կան ստատիկ փոփոխված և աուտիգեն ծագման տարատեսակներ:

Կավային միներալների ասոցիացիաների առաջացումը պայմանավորվել է հիմնականում երկրաբանական և պալեոաշխարհագրական գործոններով (կլիմա, տեկտոնիկա, շրջապատը սնող սպարների կազմ, հրաբխականություն):

Այսպիսով, կավային միներալների ուսումնասիրությունները թույլ տվեցին պաղատար կազմել նստվածքաառաջացման պալեոաշխարհագրական ժամանակաշրջանի որոշ հիմնական դրույթների մասին:

Ինչ վերաբերվում է ֆացիալ-դեոքիմիական դրույթյան վերականգմանը, ապա այն կավային միներալների դերը, որոնք հանդիսանում են միջավայրի որոշիչները, սահմանափակվում է, ելնելով գետտինկլինալային պայմաններում նստվածքաառաջացման առանձնահատկություններից:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 41, 1941.

3. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. Сб. «Вопросы минералогии геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
4. Гинзбург И. И., Руковишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
5. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюды и хлоритов. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, АН СССР, 1958.
6. Грим Р. Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956.
7. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. АН СССР, Труды института геологических наук, 1954.
8. Мовсесян М. А., Петросов И. Х. Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 6, 1962.
9. Перельман А. И. Древние почвы пустынь Средней Азии. Изд. АН СССР, 1959.
10. Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГи АН СССР, вып. 95, № 29, 1948.
11. Ратеев М. А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В сб. «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». Изд. АН СССР, 1958.
12. Ратеев М. А. Роль климата и тектоники в генезисе глинистых минералов осадочных пород. В кн. «Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин». Изд. АН СССР, 1960.
13. Сеидов А. Г. Изучение коллоидно-дисперсных минералов глин газонефтематеринской майкопской свиты, Кировабадской нефтеносной области Азербайджана. Вopr. мин. осад. обр.; кн. 3—4. Изд. Львов, ун-та, 1956.
14. Тагеева Н. В. Некоторые черты геохимии глинистых осадков Каспийского и Черного морей в связи с их диагнезом. В кн. «Исследование и использование глин в СССР». Изд. Львов. Гос. ун-та, 1958.
15. Crim R. E., Dietz R. S., Bradley W. F. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific ocean of the California coast and the gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, 60, № 11.
16. Kerr P. E. Attapulgius clay Am. Mineral., v. 22, № 1—6, 1937.
17. Murray H. H. and Sayyab A. S. Clay mineral stadies of somer recent marine sediments of the North Carolina coast. Poccedings of the Third Nat. Confer, on clay and clay minerals. Washington, 1955.