

## МИНЕРАЛОГИЯ

А. Г. БАБАЕВ

ПАРАГЕНЕЗЫ И ГЕНЕРАЦИИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ  
(НА ПРИМЕРЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО  
УЗБЕКИСТАНА)

В предыдущем сообщении [1] мы показали целесообразность тщательного исследования минеральных новообразований осадочных толщ не только в направлении всестороннего познания их вещественного состава, но также в плане выявления последовательности их образования.

Как мы уже отметили, аутигенные минералы являются вещественным выражением тех сложных физико-химических и биохимических процессов, на фоне которых происходило формирование окончательного облика заключающих их осадочных пород. Необходимо подчеркнуть, что обогащение обломочных частиц минеральными новообразованиями может происходить не только в процессе литификации (окаменения) осадка, но и значительно позже, даже после того как осадок превратился в горную породу. Именно поэтому нередко в одном и том же образце встречаются аутигенные минералы, образование которых происходит в существенно неодинаковых геохимических условиях и в разное время [1,24].

В нашем предыдущем сообщении была показана целесообразность разграничения аутигенных минералов осадочной породы на парагенные ряды или парагенезы и генерации [1]. Ближайшее знакомство с литературой свидетельствует о том, что подобный подход, хотя и с различиями в деталях удачно использован и рядом других исследователей. Так, например, парагенетические ряды аутигенных минералов каменноугольных отложений Донецкого бассейна намечены Н. В. Логвиненко [7]. Весьма обстоятельно рассмотрена последовательность формирования аутигенных минералов также в работе Е. П. Ермоловой [5]. Так, для отложений онкофорового яруса сел. Псырца (Грузия) ею намечена нижеследующая последовательность образования аутигенных минералов (табл. 1). Такого же типа схемы составлены Е. П. Ермоловой для миоценовых и олигоценых отложений и других районов Грузии.

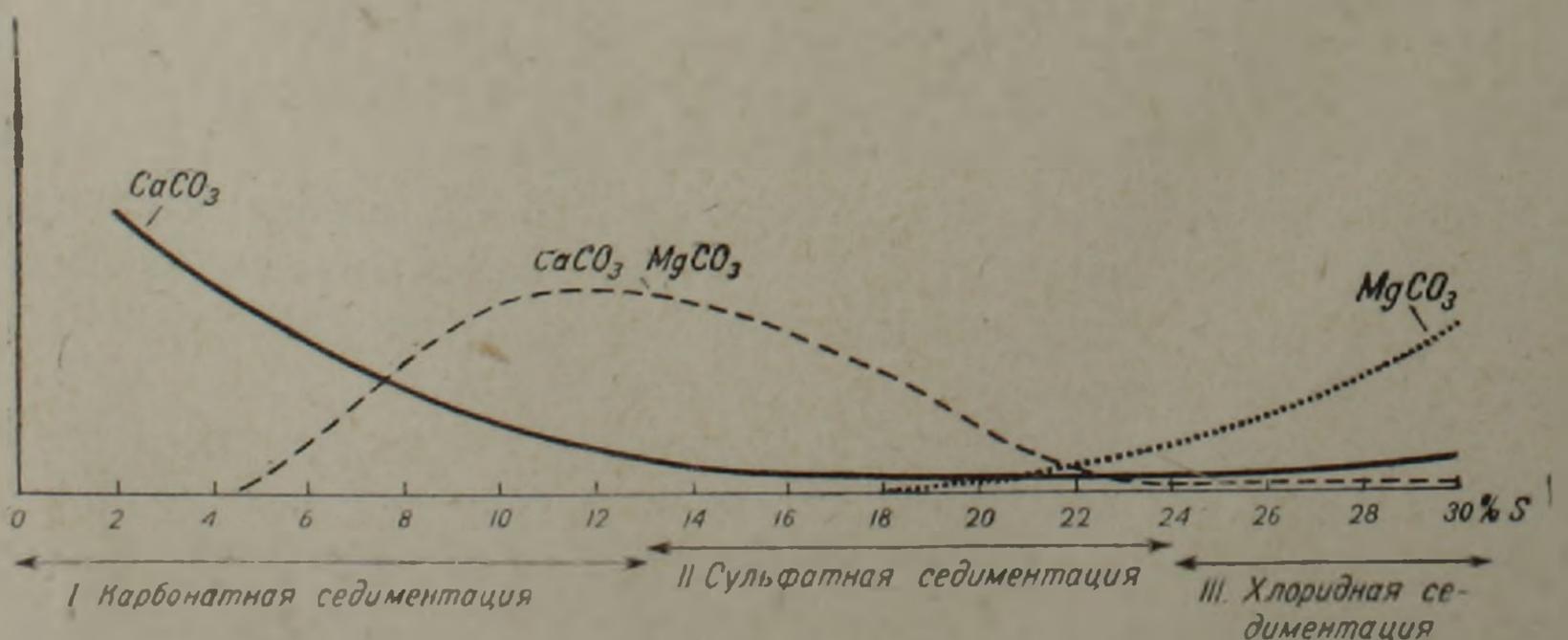
Целесообразность подобного подхода к познанию аутигенных минералов можно продемонстрировать и на материалах известной работы Н. С. Страхова и А. И. Цветкова [12]. Анализируя обширный материал по химизму и минералогии отложений кунгурского яруса, они показали, что в зависимости от степени солености вод кунгурской лагуны наблюдается вполне закономерная смена парагенезиса карбонат-

Таблица 1

Схема последовательности образования аутигенных минералов в песчаных и алевритовых отложениях онкофорового яруса сел. Псырцха

| Физико-химическая обстановка в момент накопления осадка   | Диагенез осадков и осадочных пород (направление последовательности изменения реакции среды с течением времени)  |  |  |  |   |   |
|---|---|--|--|--|---|---|
|   | слабокислая   | слабощелочная  | щелочная   | кислая и слабокислая   | щелочная  | слабокислая и кислая  |
| Накопление терригенного материала с одновременным образованием первичного пелитоморфного кальцитового осадка (1-ой генерации) | 1. Растворение пелитоморфного первичного кальцита.<br>2. Коррозия основных и средних плагиоклазов, роговых обманок, пироксенов и других обломков.<br>3. Образование анальцита | 1. Коррозия анальцита<br>2. Выделение хлорита.<br>3. Выделение морденита.<br>4. Образование доломита типа замещения. | Образование кальцита 2-ой генерации (содержит включения кристаллов морденита). | Сильная коррозия обломочного материала.                                | Образование кальцита 3-й генерации (не содержит включения кристаллов морденита) | 1. Растворение кальцита.<br>2. Выделение бурых гидроокислов железа<br><br>Слабощелочная среда<br><br>Образование гипса во вторичных трещинах пород. |
|   | Изменения, связанные с растворением, унаследованным от периода накопления и диагенеза осадка.   |  |  | Изменения, связанные с растворением, вновь инфильтрированным в породу. |   | Изменения, связанные с растворением поверхностного происхождения.   |

ных минералов. В частности, Н. С. Страхов и А. И. Цветков отметили, что „с осолонением лагуны происходит не только некоторое ослабление карбонатообразования, но и смена минералогических форм при общей тенденции к превалированию магниевых карбонатов над кальциевыми“. Нижеприводимый график (фиг. 1) весьма убедительно показывает отмеченную закономерность.



Фиг. 1.

Определенная последовательность в формировании минеральных новообразований фосфатных фаций подмечена также Г. И. Бушинским. Он указал, что вначале накапливались обломочные зерна и органические остатки, позднее глауконит, еще позже произошла цементация всего накопившегося материала фосфатным веществом. Вслед за этим, по мнению Г. И. Бушинского, имело место выделение пирита и марказита и образование кремневых конкреций.

Имея в виду положительный опыт вышеупомянутых исследователей, а также заметную обогащенность изученных автором отложений разнообразными аутигенными минералами, представляется целесообразным классифицировать их по времени их образования. В этом ощущается настоятельная необходимость, главным образом, в связи с тем, что без этого трудно сколько-нибудь обоснованно и при том объективно расшифровать геохимические условия образования изученных пород.

Главной ареной образования подавляющей массы минеральных осадков моря и озер малой минерализации является не водная масса бассейна с ее химическими и биологическими факторами осаждения, а специфическая физико-химическая обстановка среды осадконакопления [14, 15]. Однако, следует подчеркнуть, что минеральные новообразования часто не представляют собой продукт однажды возникшей среды осадконакопления, но в процессе диагенеза и эпигенеза они могут видоизменяться и перераспределяться. В силу этого минеральные новообразования осадочных пород далеко не всегда являются свидетелями типа водной массы бассейна седиментации или физико-химической обстановки среды осадконакопления; нередко они указывают лишь на историю последующих физико-химических превращений, испытанных данной осадочной породой. Это обстоятельство обязывает разграничивать аутигенные минералы по времени их образования, выделять когда это позволяет фактический материал, их генерации.

Обобщая весь имеющийся фактический материал по изученным нами меловым отложениям западного Узбекистана, мы приходим к заключению о наличии определенной закономерности как в территориальном размещении различных типов ассоциаций аутигенных минералов, так и в закономерностях их перемен в стратиграфическом отношении.

Рассмотрение фактического материала по аутигенному минералообразованию целесообразно вести на фоне раскрытия основных особенностей истории геологического развития области. При таком подходе более ясными станут как геохимические перемены в среде осадконакопления, так и изменения сингенетических новообразований и, наконец, вся картина последующего обогащения осадочной породы более поздними по времени своего возникновения аутигенными минералами.

Уже в средней юре в пределах западного Узбекистана сформировалась сравнительно обширная область седиментации, в пределах кото-

рой опускания были господствующей тенденцией тектонических движений. Однако проявление новокиммерийской фазы складчатости привело к преобразованию морского седиментационного бассейна в лагунный. С этим же рубежом связана смена гумидного климата аридным.

Поднятия верхней юры продолжаются и в течение значительной части нижнемеловой эпохи (от валанжина до апта), но с иной интенсивностью и с периодическими сменами опусканий. Важно отметить, что в эти века не произошло принципиальных перемен в границах седиментационных зон, хотя сами условия осадконакопления коренным образом изменились. Таким образом, очертание нижнемеловой седиментационной зоны в значительной степени было подготовлено предшествующими геологическими событиями. Если проанализировать всю историю осадконакопления в западном Узбекистане на протяжении мелового периода, то можно заметить, что она отчетливо подразделяется на три нижеследующих рубежа:

1) континентальная седиментация от валанжина до апта включительно; 2) морская седиментация—от альба до маастрихта включительно и 3) лагунная седиментация—датский век.

В такой исторической последовательности и целесообразно проследить историю формирования аутигенных минералов мела западного Узбекистана.

#### Континентальная седиментация валанжина—апта

В промежуток времени от валанжина до апта включительно осадконакопление в западном Узбекистане происходило в мелководных пресных водоемах прибрежной равнины или же в предгорных впадинах по южной периферии Туркестано-Алайской складчатой системы. Лишь временами в юго-восточной части изученной территории возникали водоемы морского или же лагунного типов. Преобразование континентальных водоемов в морской здесь происходило вследствие опусканий, вызывавших вторжение сюда морей на короткий промежуток времени. Однако связь этих морей с открытым морем оставалась непрочной; очень скоро она существенно затруднялась, а затем происходило преобразование морского водоема в лагунный. Такие перемены типов водоемов подтверждаются нижеследующей последовательностью напластования различных типов осадков: внизу—красноцветные обломочные образования; в середине—сероцветные обломочные или же хемогенные образования преимущественно морского генезиса; сверху—огипсованные красноцветные обломочные образования и гипсы.

Сравнивая распространение упомянутых типов осадков по площади и относительную насыщенность ими разреза, приходится отметить бесспорное и явно выраженное господство красноцветных образований континентального генезиса. В этом отношении им резко подчинены осадки лагунных водоемов и в еще большей степени—морские образования.

Подобные соотношения в типах осадочных образований валанжин-аптского веков достаточно определенно фиксируются по нижеследующей картине последовательности обогащения обломочных частиц минеральными новообразованиями. Если обратиться к свитам континентального генезиса, то оказывается, что основной особенностью их вещественного состава является явное преобладание аллотигенных компонентов над аутигенными, при резко выраженной доминирующей роли стабильных минералов (кварц, циркон, турмалин, рутил и некоторые другие). Основные и средние плагиоклазы здесь практически отсутствуют и полевые шпаты представлены лишь выветрелыми зернами кислого плагиоклаза, ортоклазом и редко микроклином.

Аутигенные образования континентальных свит валанжин-аптских отложений представлены гидратными соединениями железа, баритом, кальцитом и каолинитом. Из этих аутигенных минералов, как показывают петрографические исследования, наиболее типичными для континентальных образований валанжина-апта являются гидроокислы железа, барит и каолинит, которые и можно объединить в один парагенез.

Совсем иной парагенез аутигенных минералов обнаруживается при изучении валанжин-аптских свит морского генезиса, для них характерны доломит и кальцит и в редких случаях глауконит и коллофанит. Наконец, для свит лагунного генезиса весьма показателен парагенез гипса (или ангидрита), целестина и отчасти доломита.

На эти первичные парагенезы во многих случаях наложены аутигенные минералообразования более поздних генераций. Так, например, в песчаных прослоях континентальных образований местами встречаются явно поздние новообразования доломита, кальцита и гипса. По-видимому, более поздней генерацией являются также проявления лимонита и гипса в доломитах и обломочных породах морского генезиса.

В целом картина последовательности образования аутигенных минералов в отложениях валанжина-апта показана в табл. 2. Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что формирование пород валанжина-апта контролировалось в основном окислительными условиями.

### Морская седиментация альб — маастрихта

*Альб.* С наступлением альбского века условия осадконакопления в западном Узбекистане коренным образом изменились. В результате трансгрессии альбского моря границы бассейна седиментации продвинулись далеко на север и на запад. В пределах большей части изученной области осадконакопление происходило в сравнительно выравненных как в батиметрическом, так и в геохимическом отношениях условиях. В этом, по-видимому, надо видеть одну из главных причин того обстоятельства, что альбские отложения в пределах западного Узбекистана представлены однородной толщей гидрослюдистых глин,

Таблица 2

Схема последовательности образования аутигенных минералов  
в валанжин-аптских отложениях западного Узбекистана

| Физико-химическая<br>обстановка осадко-<br>накопления  | 1-ая стадия  | 2-ая стадия  | 3-ая стадия  | 4-ая стадия  |
|--|--|--|--|--|
|  | кислая   | слабо щелоч-<br>ная  | щелочная, сла-<br>бокислая   | кислая (в зоне)<br>выветривания  |
| <p>Пресноводные водоемы, дельты рек, подгорные впадины.</p> <p>Осадконакопление происходит в условиях аридного климата при избытке свободного кислорода в зоне осадконакопления при интенсивном и непрерывном привносе обломочного материала.</p> <p>Водоемы временами (в периоды опусканий) соединялись с открытым морем, но затем (в периоды поднятий) вновь теряли с ними связь и превращались в изолированные водоемы, соленость которых со временем все больше и больше повышалась.</p> | <p>1. Растворение первичного терригенного кальцита.</p> <p>2. Коррозия (до полного разложения) нестойких к выветриванию минералов (основные и средние плагиоклазы, пироксены, амфиболы, эпидот и др.).</p> <p>3. Выделение гидратных соединений железа.</p> <p>4. Обогащение осадка баритом.</p> | <p>В периоды кратковременных трансгрессий моря:</p> <p>1. Образование доломита и кальцита в виде пластовых тел.</p> <p>2. Образование доломитового и кальцитового цемента в обломочных породах.</p> <p>3. Местами образование в небольшом количестве глауконита.</p> | <p>В периоды преобразования морского водоема в изолированный водоем с повышенной минерализацией вод.</p> <p>1. Образование гипса и ангидрита в виде пластовых тел.</p> <p>2. Образование гипсового и ангидритового цемента в обломочных породах.</p> | <p>1. Гидратация ангидрита.</p> <p>2. Образование гипса второй генерации (в трещинах и пустотах пород).</p> <p>3. Обогащение пород гидратными соединениями железа 2-й генерации.</p> |
|  | <5   | 7—8  | 5—8  | <5   |

\* Значение величины pH

содержащих разрозненные прослои песков, песчаников и алевролитов

Лишь в самых краевых частях альбского бассейна, вероятно, в непосредственной близости от берега гидрослюдистые глины замещаются песчаниками различной структуры и даже конгломератами.

Наиболее характерными аутигенными минералами альбских отложений являются пирит, глауконит, гидратные соединения железа, гидрослюды, гипс, а также кальцит, доломит и барит. Достаточно определенно, проявляется приуроченность максимальных концентраций пирита к глинам, а глауконита — к смежным с ними пескам и песчаникам. Вместе с тем, в этих песках и в песчаниках далеко не в единичных случаях встречены также барит, гидрогетит, а в глинах гидрогетит и гипс. Одновременное формирование в глинах пирита, глауконита, гидрогетита и гипса или же в песках и песчаниках глауконита, пирита, барита и гидрогетита невозможно объяснить. По всей вероятности, здесь имеет место сосредоточение в одном и том же пласте аутигенных минералов различных генераций. В данном

случае очевидно надо выделить два основных парагенеза: 1) пирит-глауконит и 2) гидрогетит-гипс, причем последний парагенез по отношению к первому является более поздней генерацией, возникшей в процессе его преобразования.

Объединение в один парагенез пирита и глауконита, вероятно, может вызвать возражение, поэтому оно нуждается хотя бы в кратком обосновании. По широко распространенным представлениям [10, 16] предполагается, что глауконит формируется в условиях слабокислой или кислой среды. Особенно полно эта точка зрения изложена в работах Г. И. Теодоровича. Столь же широко распространено представление о том, что пирит образуется только в условиях резкого дефицита кислорода. Если только оба эти положения действительно верны, то тогда объединение пирита и глауконита в один парагенез никак не может быть обосновано.

Однако наш материал по меловым отложениям различных областей Средней Азии позволяет высказать сомнение в справедливости положения о том, что по геохимическим условиям своего образования пирит и глауконит являются почти полярными минералами. Во всяком случае, применительно к меловым отложениям юго-восточной части Средней Азии это положение может быть отклонено по нижеследующим основным соображениям:

1) в огромном большинстве случаев глауконит встречается в обществе с пиритом или же с продуктами его окисления;

2) глауконит, также как пирит, приурочен к тем частям мелового разреза, которые имеют, бесспорно, морской генезис и формировались на том или ином удалении от берега на глубинах не менее, чем в 100 м;

3) в горизонтах, обогащенных глауконитом и пиритом бентонный органический мир либо вообще отсутствует, либо представлен мелко-рослыми, явно угнетенными формами.

Даже только изложенное, как уже отмечено, позволяет усомниться в полярности геохимических условий образования пирита и глауконита и, в частности, в том, что глауконит формируется в кислой среде.

Ближайшее знакомство с литературой показывает, что немалое число исследователей считает благоприятной для образования глауконита не кислую, а восстановительную среду. Так, например, еще Галлиер (20, 21) и Хаддинг полагали, что для образования глауконита необходима анаэробная обстановка. Эта же мысль подчеркнута в сводке Такахашии [23]. Клауд [18] отметил, что глауконит встречается в ассоциации с пиритом, а современные, содержащие глауконит осадки пахнут сероводородом. Лохман подчеркнула, что для образования глауконита неизбежным является наличие разложившегося органического вещества и восстановительные, в связи с этим, условия среды. Хендрикс и Росс [22] также пришли к выводу, что глауконит образуется в море и не иначе, как в восстановительной среде.

Если к изложенному добавить то общепринятое положение, что глауконит формируется в морских донных осадках, главным образом на глубинах от 100 до 300 м [15, 18 и др.], то мнение Г. И. Теодоровича и других исследователей, рассматривающих глауконит в качестве индикатора окислительных (слабокислых) геохимических условий может быть поставлено под сомнение.

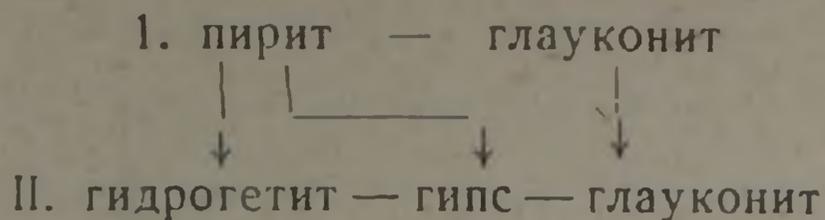
Таким образом, имеется очень много весьма серьезных данных, позволяющих думать, что образование глауконита происходит в среде, отличающейся тем или иным дефицитом свободного кислорода, обусловленным влиянием разложившегося или разлагающегося органического материала.

С другой стороны, так ли верны представления о том, что пирит образуется только в резко восстановительных условиях? Исследование третичных отложений штата Виктория [19] показывает приуроченность различных супергенных проявлений сульфидов железа к определенным типам осадков, причем континентальные угленосные отложения здесь постоянно обогащены марказитом, тогда как глины морского генезиса насыщены пиритом. Эдвардс и Бакер [19] указывают, что угленосные отложения формировались в болотах, в условиях кислой среды. Это положение подкреплено тем, что в лабораторных условиях марказит ими получен из кислых растворов (рН—5,5—6,5). Они же указали, что в лабораторных условиях пирит образуется в нейтральной или слабощелочной среде.

Это положение, вероятно, совсем не исключает возможности образования пирита и в резко восстановительных условиях, но оно важно в том отношении, что свидетельствует об относительно широком диапазоне геохимических условий формирования пирита. Оно, в частности, свидетельствует и о том, что условия образования пирита и глауконита сближены, но отнюдь не полярны.

Возвращаясь к парагенезам аутигенных минералов альбских отложений, еще раз подчеркнем, что второй парагенез возник в процессе гипергенного преобразования первого (пирит-глауконит) парагенеза. Это преобразование было вызвано тем, что возникший в восстановительной среде парагенез пирита и глауконита в последующем оказался в окислительных условиях. В результате этого закисные соединения железа, представленные в данном случае пиритом, окисляются до сульфата закиси железа, который в дальнейшем переходит в сульфат окиси железа. Последний, обогащаясь водой, разлагается на нерастворимую гидроокись железа и переходящую в раствор свободную серную кислоту. В дальнейшем, эта серная кислота вступает в реакцию с находящейся в растворе окисью кальция и в результате образуется гипс.

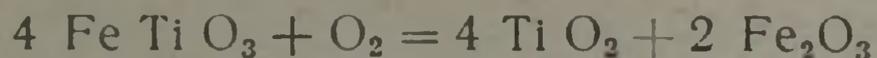
Таким образом, в породе возникает новая ассоциация аутигенных минералов, связь которой с первичным парагенезом может быть показана нижеследующим образом:



Однако в этой ассоциации глауконит является механически переходящим в данный парагенез элементом первого парагенеза, тогда как гидрогетит и гипс являются новой, более поздней парагенетической ассоциацией.

Помимо этих двух, для отложений краевых частей альбского бассейна можно выделить еще и третий парагенез. В отложениях альба в этих районах широко развиты гидрогетит и барит, к которым в отдельных случаях добавляется еще и рутил.

Наличие в осадочных породах новообразований рутила отмечалось в литературе неоднократно [1, 2, 4, 6, 8, 11, 17 и др.]. С. И. Бенеславский [4] возникновение новообразований рутила связывает с изменением ильменита, протекающем аналогично процессу мартитизации, по схеме



Если даже новообразования рутила могут возникать не только по вышеприведенной схеме, а также и еще какими-то другими путями, все же вероятно, одним из главных факторов, контролирующим их образование является наличие определенного избытка свободного кислорода.

Таким образом, все три минерала последнего типа парагенеза являются показателями окислительных условий формирования альбских отложений в краевых частях бассейна.

При прослеживании горизонтов, содержащих только, что приведенный парагенез к югу, можно заметить, что постепенное замещение прибрежно-морских и тем более континентальных накоплений, мелководными и относительно глубоководными образованиями сопровождается также сменой свойственных им парагенезов.

Все это и дает основание предполагать, что только в самых краевых частях альбского бассейна осадконакопление происходило в окислительных условиях, которые по мере удаления от береговой зоны сменялись все более и более ярко выраженными восстановительными условиями.

Общая картина последовательности геохимических условий образований аутигенных минералов альбских отложений сведена в табл. 3.

*Сеноман.* В сеномане произошло дальнейшее расширение зоны осадконакопления. Обмеление моря, вызванное некоторой перестройкой структуры территории, сопровождалось образованием, помимо типично морских фаций (в пределах ранее существовавшей зоны морского осадконакопления) также комплекса ингрессивных фаций в краевой части сеноманского моря и, наконец, довольно разнообразных континентальных накоплений.

Таблица 3

Схема последовательности образования аутигенных минералов в альбских отложениях<sup>1)</sup>

|   | 1-я стадия   | 2-я стадия  | 3-я стадия  | 4-я стадия   |
|---|--|---|---|--|
| Физико-химическая обстановка осадко-накопления  | щелочная   | слабощелочная   | кислая  | кислая (в зоне выветривания)   |
| Накопление обломочного материала происходило в относительно глубоководном морском бассейне в условиях медленного, но устойчивого погружения его дна. Разложение органики опередило господство в газовой атмосфере $H_2S$ и $CO_2$ . Окислительно-восстановительный раздел в основном располагался выше уровня верхнего слоя осадка. | 1. Растворение кальцита, разложение отмиравших организмов.<br>2. Образование пирита (основная масса).<br>3. Образование глауконита.<br>4. Образование битумов. | 1. Образование глауконита (основная масса).<br>2. Образование пирита.<br>3. Образование фосфатных и гидрослюдистых минералов.<br>4. Образование кальцита. | 1. Растворение основных и средних плагиоклазов.<br>2. Разложение сульфидов железа.<br>3. Разложение пироксенов и амфиболов. | 1. Образование гидратных соединений железа.<br>2. Образование гипса.<br>3. Образование барита. |
| pH  | >8   | 7-8   | <6  | <5   |

В этом надо видеть причину многообразия аутигенных минералов сеномана и зональность в их территориальном взаимоотношении. В частности, для отложений сеномана наиболее характерными являются два парагенеза: кальцит-глауконит и окислы и гидроокислы железа-барит.

Первый тип парагенеза обычно показателен для сеноманских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта, степной части Бухарской депрессии и бассейна р. Аму-Дарья, а второй для сеноманских слоев предгорий Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Кызыл-Кумов и Приташкентской депрессии.

Отложения, охарактеризованные первым парагенезом, представлены в основном серыми и зелеными глинами, известковистыми песчаниками, песками и известняками, содержащими разнообразную фауну.

Отложения, для которых свойственен второй парагенез, имеют существенно иной состав. Они слагаются конгломератами, различными типами песчаников и глин, многие из которых имеют красную, бурую или пеструю окраску. Фауна в этих образованиях практически отсутствует.

По совокупности данных можно считать, что в первом случае

<sup>1)</sup> Применительно к относительно глубоководным образованиям.

мы имеем дело почти исключительно с морскими образованиями, а во втором преимущественно с континентальными.

Свойственный морским образованиям парагенез (кальцит-глаукоцит) может служить указанием на то, что среда осадконакопления в сеноманском море упомянутых областей менялась от слабощелочной до слабокислой. В тех же областях сеноманской зоны седиментации, где накапливались отложения, охарактеризованные парагенезом окислы-гидроокислы железа-барит среда была определенно окислительной.

Эта зональность палеогеохимических условий осадконакопления логично согласовывается и с зональностью фаций, и с картиной изменения мощностей.

*Турон.* Закономерности осадконакопления в туронском веке удобно рассмотреть отдельно для нижнего и верхнего подъяруса.

*Нижний турон.* В нижнем туроне имела место весьма значительная трансгрессия моря, включавшая в сферу морского осадконакопления Приташкентскую и Ферганскую депрессии, некоторую часть южных и юго-западных Кызыл-Кумов, а также Зеравшанскую долину. В результате в юго-восточной части Средней Азии возник единый и весьма обширный морской бассейн, имевший непосредственную связь с мировым океаном на юге. Вместе с тем, сохранилась и в некоторой степени даже усложнилась структурная дифференциация, обусловившая неоднородность фаций и заключенных в них аутигенных минералов.

Для нижнетуронских отложений можно выделить следующие основные парагенезы аутигенных минералов:

1. пирит-глаукоцит-монтмориллонит,
2. глаукоцит-коллофанит,
3. доломит-глаукоцит,
4. окислы и гидроокислы железа-гипс.

Первый парагенез характерен для нижнетуронских отложений степной части Бухарской депрессии, долины р. Аму-Дарья, юго-западных отрогов Гиссара и отчасти Зеравшанской долины. Минералы, входящие в данный парагенез достаточно определенно указывают на формирование нижнетуронских отложений в условиях дефицита свободного кислорода. Об этом свидетельствует весьма постоянное наличие в них рассеянных битумов (легкие битумы, смолы, асфальтены). Нижнетуронские отложения перечисленных районов представлены относительно однородной толщей серых, темносерых и зеленых глин монтмориллонитового или гидрослюдистого состава, с прослоями алевритов, песков и песчаников. При ведущем значении в глинах монтмориллонита или гидрослюд, в них всегда в изобилии встречается пирит и в меньшем количестве глаукоцит. Напротив, в песчаных и алевритовых породах преобладает глаукоцит, которому определенно подчинен пирит.

Второй парагенез чаще всего встречается в нижнетуронских глинисто-песчаных отложениях северной периферии Бухарской депрессии. Здесь условия осадконакопления, по-видимому колебались от слабощелочных до слабокислых.

Третий парагенез весьма показателен для нижнетуронских отложений южной части Ферганской депрессии. Здесь среда осадконакопления, видимо, также колебалась от слабощелочной до слабокислой.

Четвертый парагенез, бывает приурочен к тем участкам Бухарской, Зеравшанской депрессий, бассейна р. Аму-Дарья и юго-западных отрогов Гиссара, где нижнетуронские слои вскрыты эрозией. На этих участках обычно встречается ассоциация глауконит-окислы и гидроокислы железа-гипс. Также как и в случае с альбскими отложениями, два последних минерала образуют один парагенез, который, однако, является более поздней генерацией, возникшей в результате окисления пирита из парагенеза пирит-глауконит. Следовательно, данный парагенез не может служить критерием для расшифровки первичных палеогеохимических условий среды.

Все изложенное убеждает в том, что осадконакопление в нижнем туроне совершалось в морском водоеме при колебании геохимических условий среды от слабокислой до восстановительной.

*Верхний турон.* В верхнем туроне произошло обмеление моря и даже частичная его регрессия. Фации и парагенезы аутигенных минералов верхнего турона разнообразны. В частности, среди верхнетуронских отложений мы встречаем как сероцветные, так и красноцветные образования, а глины, в отличие от разреза нижнего турона, здесь уже не имеют столь широкого распространения.

Для верхнетуронских отложений рассматриваемой территории показательны следующие типы парагенезов аутигенных минералов:

1. пирит-глауконит,
2. окислы и гидроокислы железа—отчасти также марганца-барит,
3. гипс (ангидрит)—доломит.
4. окислы и гидроокислы железа-гипс.

Первый тип парагенеза встречается довольно часто в верхнетуронских образованиях южных частей Бухарской депрессии и местами в низовьях Аму-Дарьи. Породы, заключающие в себе данный парагенез аутигенных минералов практически не отличимы от пород нижнего турона. Интересно, что в них, также как и в нижнетуронских отложениях, в ряде случаев заключен и парагенез более поздней генерации, возникший за счет окисления пирита (окислы-гидроокислы железа-гипс).

Для верхнетуронских слоев юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Зеравшанской долины более показателен парагенез гипс (ангидрит)—доломит. В отдельных случаях эта ассоциация обогащается еще и целестином. Подобный парагенез достаточно убедительно свидетельствует о том, что в верхнем туроне в этих районах осадкона-

копление происходило в водоемах с повышенной минерализацией вод. Это положение не менее четко следует и из анализа фаций и палеогеографических условий их возникновения. В связи с обмелением и частичной регрессией верхнетуронского моря, как раз в районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Зеравшанской долины возникли водоемы лагунного типа. Поэтому здесь в разрезе верхнего турона немалую роль играют горизонты гипсов.

Для верхнетуронских слоев западного Узбекистана в целом характерен парагенез окисных минералов железа и марганца и барита. Этот парагенез мы встречаем в верхнетуронских отложениях всего западного Узбекистана, но наиболее характерен он для районов Кызыл-Кумов, Приташкентской и Ферганской депрессий, а также периферии хребта Султан-Уиз-Даг. В этих районах значительная часть верхнетуронских отложений представлена красноцветными песками и песчаниками, алевролитами, глинами и конгломератами. Красная окраска этих пород обусловлена пигментирующим воздействием окисных соединений железа и марганца. Следует подчеркнуть, что наряду с широко распространенной формой обогащения обломочных частиц малыми концентрациями, в отдельных участках железистые минералы образуют скопления, близкие по своему масштабу к промышленным. Подобные скопления лучше всего выражены по периферии хребта Султан-Уиз-Даг.

Мы приходим к заключению, что в верхнетуронское время на юго-востоке Средней Азии практически повсеместно осадконакопление происходило в мелководных морских и лагунных водоемах и лишь в пределах Кызыл-Кумов, Приташкентской и, вероятно, в Ферганской депрессиях в условиях опресненных водоемах, в дельтах рек и частично в озерах прибрежной равнины. Если в нижнем туроне осадконакопление совершалось при том или ином дефиците свободного кислорода, то в верхнем туроне, напротив, оно происходило в условиях активного воздействия на осадок свободного кислорода.

Таким образом, на протяжении туронского века произошла определенная эволюция палеогеохимических условий осадконакопления.

*Сенон.* Сенонская история западного Узбекистана богата геологическими событиями. Последовательно проявившиеся сантонская и кампанская трансгрессии обусловили весьма значительное расширение сферы морского осадконакопления, а последняя трансгрессия меловых морей, имевшая место в маастрихте, привела к объединению в один общий бассейн маастрихтские моря Средней Азии, Кавказа, Крыма, юга Русской платформы и Западной Сибири. Интересно, что если в сантоне и кампане условия осадконакопления в различных областях западного Узбекистана оставались еще не одинаковыми, то в маастрихте они оказались выравненными. Это следует из того, что отложения маастрихта не только в западном Узбекистане, но также в Приташкентской, Ферганской, Зеравшанской и Южно-Таджикской депрессиях представлены весьма характерной плитой белого известняка,

содержащего различную, в том числе характерную для него рудистовую, фауну.

Палеонтологически обоснованное выделение сантонских и кампанских отложений, к сожалению, разработано пока лишь для районов бассейна р. Аму-Дарья и отдельных участков Кызыл-Кумов, на всех остальных площадях уверенно можно выделить лишь в целом сенон с отложениями маастрихта в его кровле.

Та часть отложений сенона, которая подстилает маастрихтские слои, представлена в основном песчаными и глинистыми породами, но в юго-западных отрогах Гиссара, в Зеравшанской и Ферганской депрессиях среди них развиты также горизонты гипсов.

В последних районах для отложений сенона характерны два парагенеза: 1. глауконит-коллофанит и 2. доломит-сульфаты кальция-целестин. Первый парагенез может рассматриваться в качестве типичного и для сенонских слоев остальной территории, что дает основание думать, что осадконакопление в это время происходило в среде, геохимические условия которой колебались от слабокислой до слабощелочной при нормальной солености вод. Второй парагенез указывает на то, что в некоторых областях рассматриваемой территории соленость вод была заметно повышенной. Парагенез доломит-сульфаты кальция-целестин весьма свойственен соленым лагунам [12, 13]. Следовательно, можно считать, что в сеноне в юго-восточной части Средней Азии уже существовали соленые лагуны.

В результате очередной трансгрессии в маастрихтском веке в Средней Азии установился режим открытого моря и произошла смена терригенного типа осадконакопления хемогенным. Это привело к тому, что разрез маастрихта почти повсеместно оказался сложенным свитой известняков. Эти известняки, также как и подстилающие их отложения сенона, отличаются от более древних накоплений меловой системы повышенным содержанием  $P_2O_5$ .

### Лагунная седиментация датского века

*Датский век.* В это время произошло резкое сокращение зоны осадконакопления. Фактически она оказалась разобщенной на несколько изолированных друг от друга водоемов, располагавшихся в юго-восточной части Бухарской, в Южно-Таджикской, Зеравшанской и Ферганской депрессиях, остальная часть рассматриваемой территории освободилась от покрова моря.

Отложения датского яруса представлены гипсами, заключающими в себе отдельные горизонты доломитов, и лишь местами (Южно-Таджикская депрессия) песчано-глинистыми, частично огипсованными образованиями. Наиболее типичными аутигенными минералами датских отложений являются сульфаты кальция, доломит и целестин. Заметим, что по сравнению с сеноном, здесь заметно увеличивается насыщенность отложений как сульфатами кальция, так и целестином.

Следовательно, можно с большой уверенностью думать, что водоемы датского века стали типичными солеными лагунами.

Обобщение материала по последовательности смены типов парагенезов аутигенных минералов во времени и по площади позволяет наметить две важные закономерности.

Первая из них заключается в том, что в течение мелового периода имела место определенная последовательность в смене геохимических условий среды. Окислительные условия, господствовавшие в валанжинский, готеривский, барремский и аптский века сменились в альбе восстановительными. В пониженных частях мелового бассейна такие условия сохранились до верхнего турона, когда они уступили место вначале слабоокислительным, а затем явно окислительным.

Особенно оцутим был дефицит кислорода в альбе и нижнем туроне, но к концу верхнемеловой эпохи в пределах области седиментации повсюду господствовали окислительные условия (рис. 2).

## С Х Е М А

РАЗМЕЩЕНИЯ АУТИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЙ  
ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ СРЕДЫ ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

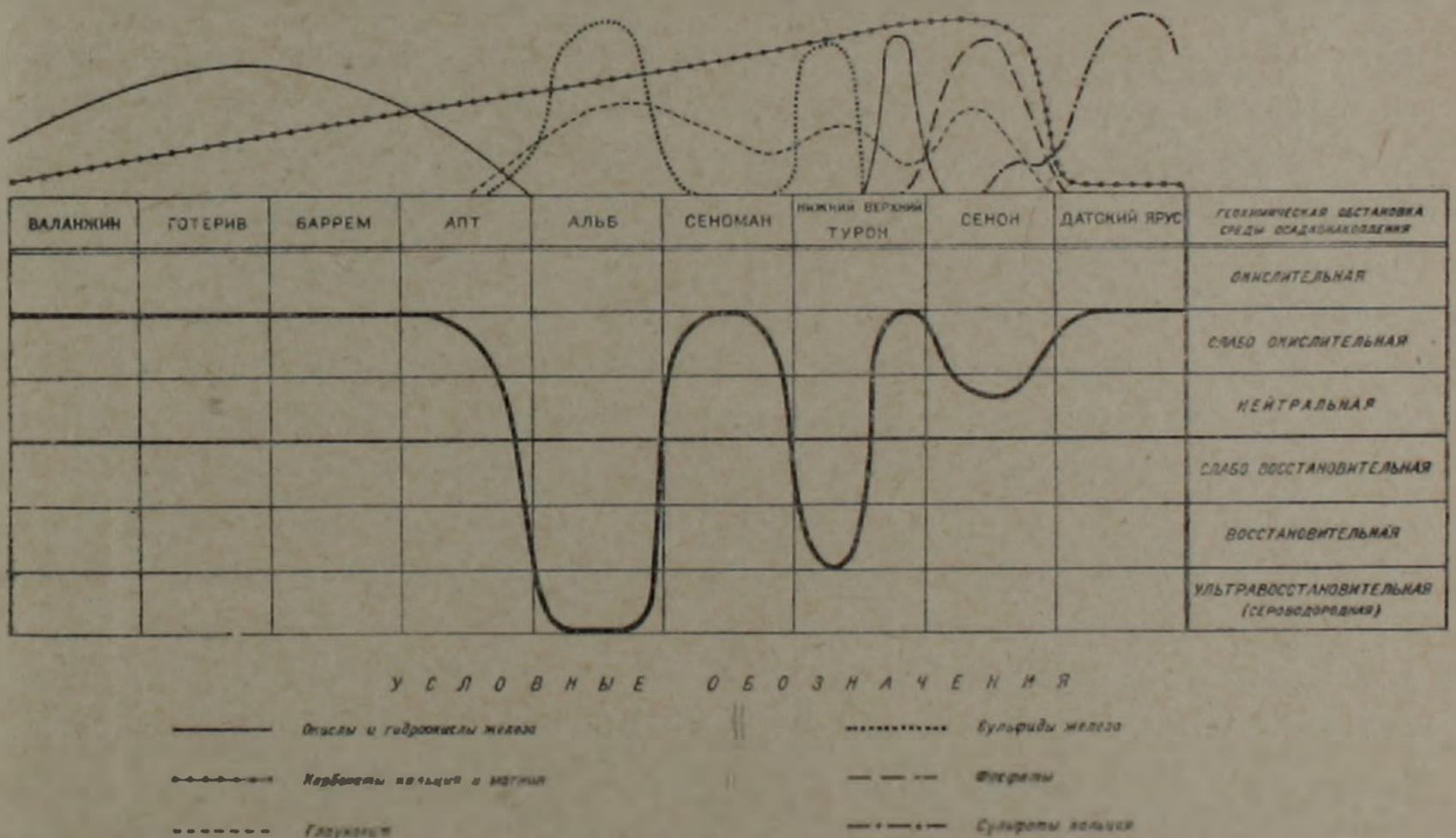


Рис. 2.

Вторая закономерность состоит в том, что в пределах одного и того же стратиграфического горизонта по мере продвижения от южных участков зоны седиментации к северным наблюдается четкая зональность парагенных ассоциаций аутигенных минералов. Последние в южных зонах представлены видами, возникшими в условиях дефицита свободного кислорода, тогда как в северных зонах обнаруживается их замещение минералами, формирующимися в условиях пос-

тоянного, хотя и различного в количественных отношениях избытка свободного кислорода.

Таким образом, зональность типов аутигенных минералов является следствием неоднородности физико-географических, геохимических и биохимических условий в различных частях меловых морей рассматриваемой территории.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 15.VI.1957 г.

Ա. Գ. ԲԱԲԱԵՎ

## ԱՌՏԻՓԵՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ՊԱՐԱԳԵՆԵԶՆԵՐՆ ՈՒ ԳԵՆԵՐԱՑԻԱՆԵՐԸ

(Արևմտյան Ուզբեկստանի կավնի նստվածքների հիման վրա)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բեկորա-նստվածքային ապարները մեծ մասամբ այս կամ այն չափով հարստացած են միներալային նորագոյացումներով: Դերջինները դիտվում են որպես ապարի տվյալ էտապի զարգացման ֆիզիկոքիմիական և բիոքիմիական պրոցեսների արդյունք, որոնց հետևանքով առաջացել է տվյալ նստվածքային ապարը: Այսպիսով, հենց այդ միներալային նորագոյացումները նստվածքային ապարների առաջացման պալեոգեոքիմիական պայմանների ամենաստույգ և օբյեկտիվ ցուցիչն են: Իրա հետ մեկտեղ ընդգծվում է, որ միներալային նորագոյացումներով նստվածքային ապարի հարստացման ժամանակը ամենեին չի սահմանափակվում սեդիմենտացեննզով, այլ տարածվում է նստվածքային ապարի հետագա գոյության վրա: Այս հանգամանքը պարտավորեցնում է միներալային նորագոյացումները սահմանազատել ըստ նրանց առաջացման ժամանակի. նորագոյացումներ՝ առաջացած սինգեննզի և վաղ դիագեննզի ստադիաներում, որոնք վճռական նշանակութուն ունեն գենետիկական հարցերի լուսարանման համար:

Այսպիսի հարցադրումը պահանջում է միներալոգիական մանրազնին ուսումնասիրություններ և գեոքիմիական գիտության մի շարք դրույթների կիրառում: Սույն և նախորդ հոդվածներում մասնավորապես ցույց է տրված միներալների պարագեննզի և գենետիկաների մասին եղած դրույթների կիրառման խոշոր նշանակութունը նստվածքային ապարների միներալոգիայի վերաբերյալ, դրույթներ, որոնք վաղուց և մեծ հաջողությամբ օգտագործվում են գեոքիմիական հետազոտությունների ու հիպոզեն միներալների ասոցիացիաների ուսումնասիրությունների ընթացքում: Առաջին միներալների պարագեննետիկ կապի գործնական կիրառումը մեծ հնարավորություններ է ստեղծում նստվածքային ապարների կազմի անալիզի համար, նախատում է ո՛չ միայն նրանց առաջացման պալեոգեոքիմիական պայմանների, այլև նստվածքային ապարների հետագա հիպերգեն վերափոխումների և առաիգեն ու ալո-

տիգեն բաղադրիչ մասերի պարզարամանը: Հատկապես կարևոր է այն հանգամանքը, որ այսպիսի մոտեցումը թույլ է տալիս անջատել պարագենեզների տարբեր գեներացիաներ:

Այս մտքերը հողիածում հեղինակը հիմնավորում է Միջին Ասիայի կավճի նստվածքների իր ուսումնասիրութչունների փաստացի նյութերով և գրականութչան որոշ ավյալներով:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабаев А. Г. Парагенные ряды и генерации аутигенных минералов и их значение в познании условий образования осадочных пород. Изв. АН АрмССР, сер. техн. и естеств. наук № 10, 1956.
2. Бабаев А. Г. О новообразованиях рутила в меловых отложениях Средней Азии. Докл. АН СССР, том, 113, № 2. 1957.
3. Бабаев А. Г. Палеогеография и история осадконакопления в течение мелового периода в западном Узбекистане. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., Отдел. геол., № 3. 1957.
4. Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2. 1953.
5. Ермолова Е. П. Образование аутигенных минералов в песчаных и алевритовых отложениях миоцена и олигоцена Грузии. В книге материалы по геологии и нефтеносности Грузии, Изд. АН СССР, М. 1956.
6. Коссовская А. Г. и Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья В книге „О вторичных изменениях осадочных пород“, Изд. АН СССР, М. 1956.
7. Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого бассейна. Харьков, Изд. Харьковского гос. ун-та. 1953.
8. Немова З. Н. Микроскопические исследования бокситов Северного Урала, Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6. 1933.
9. Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, Вып. 8, геол. сер. (3). 1940.
10. Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии „Проблемы Советской геологии“, № 1. 1933.
11. Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. В книге „О вторичных изменениях осадочных пород“, Изд. АН СССР, М. 1956.
12. Страхов Н. М. и Цветков А. И. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соленых лагунных водоемов. В кн. „Материалы к познанию геол. строения СССР“. Изд. Моск. общ. исп. прир., нов. сер., вып. 3 (7). 1946.
13. Страхов Н. М. и Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронцие, боре и броне в породах нижнепермской гвлогенной толще Башкировского Приуралья (Сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, М-Л). 1946<sub>2</sub>.
14. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5. 1953.
15. Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, Москва. 1954.
16. Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала и вероятные их нефтепроизводящие типы. Докл. АН СССР, том 96, № 3. 1954.
17. Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР. В книге „О вторичных изменениях осадочных пород“. Изд. АН СССР, М. 1956.

18. *Cloud P.* Physical limites of glauconite formation. Bull. of the, Am. As. of the Petr. Geol vol. 39, № 4 1955.
19. *Edwards A. B.* and. *Baker J.* Some occurences of supergene iron sulphides in relation to their environments of deposition. Journ. of sedimentary Petrology vol. 21, № 1, 1951.
20. *Gallther E. W.* Geology of glauconite, Bull. of the Am. Ac. of Petr. Geol. vol. 19, № 1. 1935.
21. *Gallther E. W.* Glauconite genesis. Bull. of the Geol. Soc. Amer., vol. 49, № 9, 1935<sub>2</sub>.
22. *Hendricks S. B.* and *Ross C. S.* Chemical composition and genesis of glauconite and seladonite. Amer. Miner. vol., 26, № 12. 1941
23. *Takahashi Jun-Ichi.* Synopsis of glauconitisation. Recent marine sediments Ame. Petr. Geol. 1939.
24. *Waldschmidt W. A.* Cementing material in sandstones and their probable role on migration and accumulation of oil and gas. Bull. of the Amer. Ass. of Petr. Geol. vol 25. 1941.