The background is a solid green color with a pattern of wavy, concentric lines that create a sense of depth and movement. A large, white, horizontally-oriented oval is centered on the page, containing the title text in a bold, black, sans-serif font.

**ПОСЛЕ-  
ПАЛЕОЗОЙСКИЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
УЗБЕКИСТАНА**

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

552.5+553.068

ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
УЗБЕКИСТАНА  
И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

878



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР

ТАШКЕНТ — 1973

УДК 551.263.036:553.068.2:551.76/77(575.1)

Коллектив. **Послепалеозойские отложения Узбекистана и их рудоносность.** Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973, табл. 30, рис. 19, библи. 200 назв.

В работе рассматриваются мезозойские, палеогеновые, неогеновые и неоген-антропогенные, соляные, глинистые и фосфатоносные образования.

Для каждого комплекса пород с различной степенью детальности рассматриваются строение, генезис, минералого-петрографические, физико-химические и фациальные особенности, классификации и типы осадков.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

*Ответственный редактор*  
д-р геол.-мин. наук А. Г. БАБАЕВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Послепалеозойские осадочные породы широко развиты на территории Узбекистана и других среднеазиатских республик.

В горных сооружениях Тянь-Шаня, сложенных преимущественно палеозойскими осадочными и реже изверженными породами, послепалеозойские отложения также широко развиты, но в результате эрозионной деятельности в неогене, антропогене и в настоящее время значительная часть этого покрова разрушается, а частицы, составляющие породы, переотложены в неогеновые, антропогеновые и современные образования.

В межгорных и равнинных пространствах, занимающих в Узбекистане не менее 80%, послепалеозойский покров во многих местах остался нетронутым процессами эрозии или оказался погребенным под мощными толщами молодых осадков неогена и антропогена. Мощность послепалеозойских отложений, покрывающих палеозойский фундамент, изменяется от нескольких сот метров до 8 км.

Скорость и условия накопления осадков этого покрова неравнозначны. Началу формирования покрова предшествовало интенсивное выветривание палеозойских пород на значительную глубину (в зависимости от состава пород) и площадь. В период образования коры выветривания по долинам существовавших рек формировались угленосные формации. Далее на юге Узбекистана, со стороны Афганистана, начинается наступление моря и накопление морских осадков известняков, завершившееся образованием мощной галогенной формации. Северная часть Узбекистана в юрское время морем не покрывалась, и верхняя юра представлена только континентальными красноцветными осадками.

Отложения мела начинаются с таких же красноцветных кластогенных осадков. В альбе аридный климат сменяется гумидным и с юга наступает меловая трансгрессия моря. Как и в юрских осадках, начинают накапливаться сначала обломочный материал, конгломераты, песчаные и глинистые частицы, а к концу верхнего мела появляются и карбонатные осадки. Венчаются они галогенным доломит-ангидритовым комплексом уже в палеогене. Сопос-

тавляя осадки юрского времени с мел—палеогеновыми, видим два отличающихся друг от друга мегаритма терригенно-карбонатно-солевого состава. В юрское время дифференциация осадков проявлена четко, и каждый член ритма имеет большие мощности, в мел—палеогеновое больше развит первый член — осадки терригенного комплекса.

Период образования второго члена ритма (известняки), начавшийся в поздне меловое время (мастрихт), был кратковременным и сменился накоплением доломитов и ангидритов. Это чередование комплекса осадков известняка, доломита и ангидрита повторялось не раз.

В указанную схему нормального процесса литогенеза вклинилась другая — вулканогенный, протекавший в палеогене на территории, окружавшей Среднюю Азию с юга и запада (Афганистан, юг Туркменской ССР, Иран и Кавказ).

Образовавшийся при вулканической деятельности пепел временами осаждался в акваторию палеогеновых морей в Средней Азии. В период затишья в море накапливались карбонатные и ангидритовые осадки.

Многочисленные крупные и мелкие острова создавали тысячекilометровую береговую линию, которая при колебаниях уровня бассейна то отступала от островов на 10—20 км, оголяя при этом большие площади шельфа со свежееобразовавшимися осадками из туфового материала, то наступая на острова, иногда полностью заливая некоторые из них, создавая как бы микротрансгрессию моря. Волноприбойные движения воды, течения ее в проливах между островами, гальмиролиз в застойных заливах и лагунах в центре бассейна перерабатывали осадки и создавали благоприятные условия для образования новых пород: монтмориллонитовых, палыгорскитовых, цеолитовых, глауконитовых и гидрослюдистых глин, фосфоритовых пластов и линз, горючих сланцев и пр. Мощность указанного комплекса пород на юге достигает 500 м, на севере — 80 м.

В неогеновое время восточная часть рассматриваемой территории была охвачена орогеническими движениями, приведшими к образованию горных сооружений Тянь-Шаня, а в межгорных долинах — крупных молассовых формаций, площадь которых измеряется тысячами и десятками тысяч квадратных километров, мощность колеблется от 2 до 8 км. Современный процесс осадконакопления с одной стороны завершает цикл накопления моласс, а с другой — создает условия для образования химических осадков типа отложений солевых озер, солончаков и засоления почв орошаемых и неорошаемых земель.

В предлагаемой работе приведены результаты изучения сульфатноносных осадков, встречающихся как в юрских ангидритовых отложениях, так и в меловых палеогеновых (гипс, ангидрит), неогеновых и антропогеновых (гипс, тенардит, астраханит, глауберит).

Освещаются результаты исследований по аутигенной, сингенетической и эпигенетической минерализации таких образований, как меденосные песчаники нижнего мела и целестиновые месторождения, а также затронуты вопросы о ритмичности процесса минералообразования в осадочных породах. С практической стороны с этими отложениями связаны борная и стронциевая минерализации, меденосность красноцветных песчаников, фосфатонность мергелей среднего эоцена и монтмориллонитовые, палыгорскитовые и опоковидные глины.

Приводимые в работе характеристики видов минерального сырья — вклад в познание богатств недр Узбекистана. Что касается антропогенных современных солевых осадков и засоления почв, то выявленные закономерности будут способствовать улучшению мелиоративных работ на орошаемых и обводненных полях Узбекистана.

**Н. П. ПЕТРОВ, Д. П. ИШНИЯЗОВ, М. МИРАХМЕДОВ**

## **СУЛЬФАТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА**

### **МЕЗОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ И СУЛЬФАТОНОСНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

#### **Этапы накопления солей**

Под этапом накопления солей понимается период в истории геологического развития земной коры, в который шло накопление легкорастворимых солей, включая ангидриты и гипсы. Если в разрезе этих отложений снизу вверх наблюдаются ангидрит, галит и сильвин, то процесс их накопления принято считать полным циклом галогенеза (Иванов, 1960; Страхов, 1962); если верхние или нижние части отсутствуют, то подобный тип относят к неполному циклу галогенеза.

**Верхнеюрский этап.** В основании послепалеозойских отложений залегают триасовые и юрские. В составе юрских выявлены (Вахрамеев, Пейве, Херасков, 1936; Крымгольц, 1940; Петров, 1949; Бабаев, 1966; Троицкий, 1969, и др.) три типа осадков — нижний терригенный угленосный, средний келловей-оксфордский карбонатный и верхний кимеридж-титонский галогенный. Мощность последних отложений достигает 1000 м, а в пределах Узбекистана — 800 м.

Площадь распространения огромная — около 400 тыс. км. Основная часть площади солеродного бассейна находится в Туркменской ССР. Северная часть, составляющая около 50 тыс. км<sup>2</sup>, приходится на долю Узбекистана.

В данный этап цикл галогенеза проявился полностью (ангидрит-галит, ангидрит-галит-калийные соли и ангидрит). В верхней половине толщи каменной соли имеется от 3 до 7 горизонтов галит-калийных солей, нижние и средние имеют промышленное значение.

Толща калийных солей перекрывается покровным ангидритом сложного строения мощностью от 1 до 25 м.

**Валанжин-готеривский этап.** После накопления красноцветных карабильских песчаников континентального происхождения шло отложение тонких мергелистых глин, затем доломитов (5—7 м), на которые отлагались глины с ангидритом, затем ангидриты (0,5—1 м) и каменная соль (15—20 м), именуемая солью альмурадской свиты, или нижнемеловой. Перекрывается каменная соль вновь красными глинами и ангидритом (6 м). Общая мощ-

ность этой галогенной формации — 33 м. Охарактеризовать ее можно как ангидрит-галит-ангидритовую. Эта формация относится к неполному циклу галогенеза. Каменная соль, по данным К. А. Грудкина и Я. М. Зоркина (1966), прослежена от Адамташа на востоке до Наразыма на западе. В обнажениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта каменная соль альмурадской свиты встречается только по южной периферии в Альмураде, Каттауре и Карлюке (Герасимова, Седлецкий, 1969).

**Верхнеготеривский этап.** На известняках-ракушечниках, согласно покрывающих (150 м) красноцветную песчано-алевролитовую кызылташскую свиту, залегают чередующиеся пласты ангидритов и красных глин. Мощность всего комплекса — 50 м. Это первоначальная стадия галогенеза.

**Верхнеальбский этап.** После накопления терригенного материала, вначале грубозернистого галечниково-гравийного, затем песчаного и алевролитового, шло отложение ангидрита и красноцветных алевролитовых глин с образованием чередующихся пластов. Мощность соляного комплекса — 48 м. Это первый начальный цикл галогенеза.

**Сеноманский этап.** В позднюю стадию накопления осадков шло образование соляного комплекса того же состава и строения, что и предыдущего. Это начальная стадия галогенеза с чередованием пластов ангидрита и красных алевролитовых глин мощностью 10 м.

**Туронский этап.** На алевролитово-карбонатных осадках накапливалась пачка пластов ангидритов и перемежающихся с ними алевролитово-красных глин. Мощность комплекса — 20 м. От предыдущих он отличается шириной развития — от Алайского хребта на востоке до Дарганата на западе. Слои гипса позднего турона отмечаются и на Устюрте.

**Нижнесенонский этап.** В этот этап продолжалось образование того же комплекса осадков, что и в предыдущих. Пачка ангидритов перемежается с красными алевролитовыми глинами мощностью 30 м.

**Нижнепалеоценовый этап.** На границе верхнего мела и палеоцена местами произошли изменения в процессах осадконакопления, создались условия для галогенеза. Однако на территории Узбекистана он не получил полного развития, как и в предыдущие этапы, и ограничился начальной стадией. Мощность ангидритовых осадков в Гознау достигает 30 м (гипсы), в Южном Аламышике 90 м, в Бухаро-Каршинских степях, юго-западных отрогах Гиссара, Сурхандарье 52 м. С. Д. Морозов (1971) называет их каракатинскими на западе, акджарскими и гознаускими на востоке.

**Миоценовый этап.** В межгорных впадинах, в местах пониженного рельефа накопление солей шло в континентальных условиях. В Ферганской долине образовалась галогенная формация с обратной стратификацией процессу морского галогенеза: мирабилит—галит—ангидрит. Мощность формации — более 2000 м, в нижней части — 600 м (Герасимова, 1956). Это центральная фациальная зона или подформация неогеновой молассовой формации.

**Плиоценовый этап.** Накопление солей, происходившее на западе Узбекистана, в юго-восточной части Аральского моря в местности Кашканатау, тоже создало астраханит-галитовую формацию с обратной стратификацией. Процесс проходил дважды, ритмично. Мощность формации равна 25 м.

**Антропогенный этап.** Накопление солей проходило локально, в отдельных котловинах и депрессиях преимущественно в пустынях Кызылкумов и в северной узбекистанской части Каракумов (Бухаро-Хивинская провинция). На географических, почвенных и геологических картах эти участки называются солончаками. Изучение их скважинами показало, что многие содержат довольно мощные пласты солей галит-астраханитового состава.

Следовательно, в послепалеозойское время соленакопление происходило не менее 11 раз, что свидетельствует о длительности аридного климата в Средней Азии (с верхней юры до наших дней), если не считать кратковременного периода гумидного климата в начале альба, в разрезах которого встречаются маломощные пласты глин, углей и серых алевролитовых глин каолинитового состава на южных склонах Зирабулак-Зиаэтдинских гор и Кульджуктау.

Следует отметить, что изученность химических осадков указанных эпох не равнозначна, наиболее полно изучены соленосные отложения верхней юры и антропогенные, остальные — в незначительной мере.

#### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Галогенная формация верхней юры (гаурдакская свита) относится к третьему элементу мезозойского терригенно-карбонатно-солевого макроритма и характеризуется полным циклом галогенеза. Она согласно залегает на карбонатную формацию гиссарской свиты, покрывается красноцветной толщей неокома (карабильской свиты) и служит ярко выраженным рубежом между нормально морскими и континентальными седиментационными комплексами.

Большой масштаб буровых, поисково-разведочных работ на нефть и газ, проведенных геологическими организациями СССР, а также Узбекистана, Туркмении, Таджикистана, позволил установить широкое распространение сульфатоносных пород гаурдакской свиты: от Памира на востоке до восточных чинков Устюрта на западе и от Северного Афганистана на юге до подошвы Южного Тянь-Шаня на севере.

Большая часть галогенной формации (70—80% площади) имеет двухритмичное строение (ангидрит-галит). Мощность первого ритма у ангидрита 50—100 м и у галита 100—200 м, второго соответственно 50—100 и 300—400.

На остальной площади стадия ангидритонакопления продолжает существовать чуть ли не весь период галитонакопления и ан-

гидрит первого ритма сливается с ангидритами второго ритма, образуя на Гаурдакском месторождении калийных солей свиту мощностью в 400 м. Однако в кровле этой толщи имеется прослойка каменной соли в 4 м, густо насыщенной комковатыми включениями ангидрита. В Тюбегатане в кровле той же галитовой зоны имеются прослои от 40 до 100 м почти прозрачной каменной соли.

Таким образом, ангидрит на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта более широко развит, чем в западной части солеродного бассейна.

### Строение сводного разреза

Отложения рассматриваемой формации в большей части (около 60%) сложены легкорастворимыми солями — хлоридами натрия, калия и магния, остальная часть — сульфатами кальция, главным образом ангидритами.

На естественных выходах хлоридные соли выщелочены, а ангидриты в результате гидратации почти полностью превращены в гипс. Одновременно происходило нарушение первичных текстур пород и эпигенетическое сокращение мощности отложений свиты (вследствие растворения пластов каменных солей переходной толщи). Полный разрез гаурдакской свиты по естественным обнажениям составить невозможно, поэтому нами использованы керновые материалы разведочных скважин, пробуренных на площади Тюбегатана в 1959—1966 г. тюбегатанской партией Кашкадарьинской экспедиции МГ УзССР.

Породы гаурдакской свиты залегают согласно на отложениях гиссарской свиты, их можно расчленить на 4 толщи: ангидритовую, галито-ангидритовую (переходную), соляную и гипсо-ангидритовую. Описание разреза ведется снизу вверх.

Ангидритовая толща состоит из 6 горизонтов.

Первый выражен двумя слоями, внизу залегает ангидрит-известняковая порода темно-серого, почти черного цвета, битуминозная, плотная, слаботрециноватая. Трещины заполнены белым кристаллозернистым ангидритом, реже целестином и кристаллической серой.

Контакт описываемого слоя с подстилающими известняками гиссарской свиты в одних случаях постепенный, в других очень резкий, а с покрывающими ангидритами всегда постепенный. В нижней части преобладают известняки, а ангидриты встречаются в виде мелких пятен, в верхней — наоборот. Текстура породы пятнистая. Мощность слоя в Тюбегатане составляет 0,6—1,0 м, в Гаурдаке — от 0,05—0,3 м до 1—2 м, он выделяется как отдельный горизонт под названием «целестиноносный» или «К».

Выше залегают слои голубовато-серого, серого, участками темно-серого скрытокристаллического, очень плотного и крепкого ангидрита. В нижней части он характеризуется редкими сетчатыми микропрожилками из темно-серого битуминозного известняка тол-

щиною 1—3 мм. Слоистость отсутствует, текстура массивная. В верхней части отмечаются прослои мощностью 1—5 см темно-серого, почти черного цвета, слабодолмитизированного, пелитоморфного битуминозного известняка, который, в свою очередь микроритмически переслаивается с ангидритом. Мощность отдельных микрослоев — до 1 мм и менее. Очень редко в них встречаются мелкие зеленовато-желтые кристаллы серы. Характерны также микросбросы и взбросы с амплитудой 1,0—1,5 см, образовавшиеся в результате тектонических подвижек. Мощность слоя 10,35—13,6 м.

Общая мощность горизонта колеблется от 10,95 до 14,6 м.

Второй горизонт — полосчатые ангидрито-известняковые породы (первый карбонатный). Он представлен ритмическим чередованием пелитоморфного и тонкокристаллического темно-серого, почти черного известняка и тонко- и микрозернистого ангидрита серовато-белого цвета. В нижней части горизонта мощности прослоев ангидрита и известняка не пропорциональные: первые от 1 до 10 мм, вторые от 1 до 15 мм. Текстура горизонтально-слоистая. Прослои «известняков» состоят из тонких ритмических переслаиваний известняков и ангидритов. Толщина отдельных микрослоев их измеряется десятими долями миллиметра, текстура пород горизонтальная, равномернослоистая.

Мощность горизонта 0,8—1,5 м. Надо подчеркнуть, что этот горизонт прекрасно прослеживается в кернах почти всех скважин, пробуренных на площади Тюбегатанской и Гаурдакской структур. Следовательно, он является надежным маркирующим горизонтом гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Третий представлен ангидритом серого, темно-серого цвета с голубоватым оттенком. Ангидрит мелкокристаллозернистый, плотный, слаботрещиноватый, мраморовидный с ветвящимися прожилками и прослойками темно-серого, почти черного, сильно битуминозного известняка. Для ангидритов характерен сильный запах сероводорода. В нижней части горизонта ангидриты имеют массивную и реже древообразноветвящуюся текстуру, в верхней — микрослоистую, обусловленную тонким ритмическим переслаиванием пропластков известняков и ангидритов. Мощность горизонта — 18,8—23,3 м.

Четвертый (второй карбонатный) характеризует нормально микрослоистая и «змееподобная» или оползневая текстура. Микрослоистость обусловлена ритмическим чередованием тонких разнородных слоев (0,1—1,5 мм), представленных тонко- и микрозернистым серовато-белым ангидритом, пелитоморфным темно-коричневым, почти черным долмитизированным известняком, реже доломитом. Слоистость очень тонкая — в 1 см насчитывается до 50 парных микрослоев.

Как и «полосчатый», четвертый горизонт широко распространен и на Тюбегатане, и на Гаурдаке, он может быть использован в качестве маркирующего при корреляции разрезов.

Пятый (мраморовидный ангидритовый) представлен ангидритами от серого до темно-серого цвета с голубоватыми оттенками. В нижней части ангидрит в основном темно-серый, плотный, крепкий скрыто- и мелкокристаллический, слабобитуминозный с ветвящимися прожилками и прослоями темно-серого битуминозного известняка. Прослойки известняка мощностью 3—10 см, в свою очередь, ритмически переслаиваются ангидритами (0,1—3 мм).

В средней части ангидрит голубой, участками серый и темно-серый, мелко- и скрытокристаллический, плотный, мраморовидный с древообразноветвящимися прожилками темно-серого битуминозного известняка. В трещиноватых известняках отмечаются единичные сантиметровые прослойки с кристалликами серы и целестина.

В верхней части горизонта цвет ангидрита становится темно-серым за счет сетчатых микропрожилок темно-серого известняка. В свежем изломе породы чувствуется сильный запах сероводорода. Мощность горизонта — 122,0—138,75 м.

Шестой (нижний данбуритовый) широко распространен как в Тюбегатане, так и в Гаурдаке, он представлен ангидритами темно-серого, участками серого цвета. Ангидрит сильнобитуминозный, мелкокристаллозернистый, плотный, мраморовидный с прожилками темно-серого, почти черного, битуминозного доломитизированного известняка. По всей толще горизонта наблюдаются неравномерно рассеянные вкрапления данбурита размером от долей до 1 мм. Следует отметить, что в большинстве случаев в более карбонатизированных участках ангидритов эти вкрапления расположены гуще.

Мощность горизонта колеблется от 3,0 до 15,1 м. Этот горизонт служит границей между ангидритовой и переходной галит-ангидритовой толщами. Общая мощность ангидритовой толщи 155—200 м.

Переходная галито-ангидритовая данбуритоносная толща состоит из чередования пластов ангидрита и каменной соли. Общеизвестно, что каменная соль на поверхности легко выщелачивается и выносится грунтовыми водами и атмосферными осадками, в результате происходит эпигенетическое сокращение мощности отложений гаурдакской свиты, в связи с чем в ряде случаев становится практически невозможным выделить ее.

При изучении керновых материалов разведочных скважин, пробуренных в 1947—1950 гг. в Гаурдаке, мы заметили (1952) пласты каменной соли в верхней части ангидритовой толщи и назвали их «ангидрит-галитовым горизонтом». Отсутствие данных по Тюбегатану и другим месторождениям калийных солей не позволило тогда выделить эту толщу в качестве самостоятельной.

Обширные данные разведочных работ Тюбегатанской партии МГ УзССР на территории Тюбегатанской структуры и смежных площадях позволяют выделить переходную галит-ангидритовую данбуритоносную толщу как самостоятельную, постепенно переходящую в соляную путем переслаивания.

Следует отметить, что эта толща впервые выделена в Тюбегатане (Ишниязов и др., 1962) и изучена более детально, чем на остальных площадях (Адамташ, Байбичекан и др.).

Ангидриты описываемой толщи серые, темно- и светло-серые, матово-белые с голубоватым оттенком, тонко- и мелкокристаллозернистые, мраморовидные, местами битуминозные, с запахом сероводорода. Они часто пересечены многочисленными тонкими прожилками или пропластами темно-серого, почти черного карбонатно-битуминозного вещества, из-за чего приобретают сетчатую пятнистую, реже грубослоистую текстуру. Ангидриты, попадая в зону гипергенеза, в зависимости от степени гидратации частично или полностью превращаются в гипс, образуя гипсо-ангидритовую, ангидрито-гипсовую и, наконец, гипсовую породу.

Ангидриты вблизи или у контактов с пластами каменной соли содержат некоторое количество галита в виде включений, прожилок или, ритмично переслаиваясь с последним, образуют в зависимости от содержания хлоридов галит-ангидритовую и ангидрит-галитовую породу. Отмечаются вкрапления и включения данбурита. Мощность пластов ангидрита колеблется от 0,5 до 35 м.

*Каменная соль* белая, прозрачная, серая, участками темно-серая, крупнокристаллическая. В темно-серой соли на свежем изломе чувствуется сильный запах сероводорода. Во всех слоях отмечаются включения и прослойки (до 10 см) скрыто- и мелкокристаллического ангидрита, нередко содержащего вкрапления и включения данбурита. Мощность слоя соли колеблется от 1,7 до 53,9 м.

Суммарная мощность переходной галито-ангидритовой данбуритоносной толщи изменяется от 120 до 250 м и более.

Соляную толщу согласно покрывают верхнегипсо-ангидритовые отложения. Они обнажаются в ядре Акбашской структуры, частично в Тюбегатане и представлены голубовато-серыми и серыми мелкокристаллическими ангидритами в нижней части и гипсами с прослойками красновато-бурой (шоколадной) глины — в верхней. Ангидриты на выходах в результате интенсивной гидратации почти полностью превращены в гипсы.

Для ангидритов и гипсов характерны брекчированность и трещиноватость. Трещины заполнены эпигенетическими гипсами более поздней генерации. Глины огипсованные, плотные, жирные на ощупь, алевролитистые и тонкослоистые; часто переслаиваются с ангидритами (на глубине) и гипсами. Мощность толщи 20—50 м в Гаурдаке (Петров, 1952) и 1,5—15 м в Тюбегатане и Байбичекане.

Общая мощность гаурдакской свиты в среднем 800 м.

К северу и северо-востоку от Гаурдак-Тюбегатанской структуры происходит уменьшение мощности свиты и постепенное сокращение соляной толщи до полного выклинивания.

Микроскопическое исследование ангидритовых пород показало, что для нижней и средней части толщи характерны в основном гетеробластовая и брусковидная, реже порфириовидная структура, так как величина ангидритовых зерен колеблется от 0,01 до 1,0 мм,

реже 1,5, а форма зерен от идиоморфных до ксеноморфных, изометричных или неправильно удлиненных. Текстура массивная и пятнистая, реже сетчатая за счет включений карбонатных прожилок.

В верхней части толщи, помимо упомянутых, встречаются гранобластовая, перистая и реже пелитоморфная структура. Текстура массивная, реже грубослонистая за счет прослоек карбонатных пород. В переходной толще часто наблюдаются следующие разновидности: пелитоморфная, мелкозернистая, брусковидная, радиально-лучистая, таблитчатая, перистая, мраморовидная и др. Форма зерен ангидрита таблитчатая, брусковидная, реже игольчатая, размеры от 0,03 до 1 мм и более.

Текстура — массивная, линзовидно-пятнистая за счет включений карбонатов (доломита и кальцита) и битума, а также древообразовывающая или петельчатая, образовавшаяся за счет включений прожилок, карбонатно-битуминозных веществ. Гипсовые породы широко развиты в зоне гипергенеза в результате гидратации первичного ангидрита. Переход ангидрита в гипс происходит через полугидрат.

Микроскопическое изучение показало, что в зоне гипсовой коры выветривания сильно развиты вторичные процессы: доломитизация, загрязненность их глинистым материалом, образование вторичных аксессуарных минералов бора: данбурита, гидробората, пробуртита, гипса более поздних генераций. Структуры гипса настолько разнообразны, что даже в одном шлифе их можно встретить несколько. Нами установлены следующие вторичные структуры гипса: пойкилитобластовая, гранобластовая, порфиробластовая, лапчатая, зубчатая, мелкочешуйчатая, пластинчатая, параллельно волокнистая, спутанно-волокнистая, атласная, сахаровидная и катакластическая, которые переходят друг в друга.

Текстуры гипсовых пород также разнообразны, встречаются остаточная, пloyчатая, кавернозная, брекчиевидная и сетчатая (Ишниязов, 1964).

Нерастворимый остаток гипсов содержит разнообразные минералы: доломит, глинистые минералы, кварц, слюдястые минералы, данбурит, гематит, вулканическое стекло и др.

Гипс относится к широко распространенным породообразующим минералам гаурдакской свиты. Он слагает пласты мономинеральной гипсовой породы (до 25—45 м) в ядрах Гаурдакской, Тюбегатанской, Хамканской и других антиклинальных структур. Гипс встречается в парагенезисе с данбуритом, кальцитом, доломитом, глинистыми минералами, ангидритом и образует данбурит-гипсовую, ангидрит-гипсовую породу.

В разрезе гаурдакской свиты первичный седиментационный гипс не обнаружен, поэтому гипс юго-западных отрогов Гиссара нами рассматривается как эпигенетический, образовавшийся в результате гидратации первичного ангидрита в зоне гипергенеза (гипсовая кора выветривания). На возникновение гипса в процессе гидратации ангидрита указывают Н. М. Страхов (1963),

В. В. Герасимова (1960), Я. К. Писарчик (1965), Н. П. Петров (1963), В. И. Троицкий (1964), Л. И. Филатова (1965), Д. П. Иш-ниязов (1963, 1967) и др.

Эпигенетический гипс имеет пластинчатую, волокнистую и таблитчатую форму кристаллов. Наряду с чистыми кристаллами встречаются загрязненные глинистым мате́риалом разновидности, а также включения карбонатных зерен внутри кристаллов гипса, захваченных во время роста.

Встречается также селенит. Он главным образом заполняет трещины (до 50 см) в гипс-ангидритовых, ангидрит-кальцитовых и данбурит-гипсовых породах, местами пронизывая их густой сеткой жилок. Селенит образовался из растворов, циркулирующих по трещинам пород и генетически связан, по-видимому, и с поверхностными, и с грунтовыми водами.

*Кальцит* встречается в разрезе нижней половины гаурдакской свиты, это распространенный после ангидрита, галита и гипса (вторичного) минерал. Совместно с ангидритом, доломитом и гипсом он образует пласты ангидрит-кальцитовых, доломит-ангидрит-кальцитовых, кальцит-ангидритовых и других пород (карбонатные горизонты), а также встречается в виде примеси в ангидритах, вторичных гипсах и других разновидностях пород свиты.

В иммерсионных препаратах кальцит представлен пелитоморфными, тонкокристаллозернистыми и хорошо ограненными ромбоэдрическими кристаллами. Редко наблюдаются полисинтетические двойники. Размеры зерен колеблются в больших пределах — от долей миллиметра до 0,5 мм, реже до 1,00. Они образовались в результате перекристаллизации первичных пелитоморфных разновидностей кальцита.

Доломит, как и кальцит, встречается в двух формах: с кальцитом, ангидритом он образует пласты (второй карбонатный горизонт) и в виде примеси во всех разновидностях пород гаурдакской свиты образует небольшие линзы (до 100 мм) и включения. Доломит представлен как хорошо ограненными ромбоэдрическими скаленоэдрическими кристаллами, так и мелко- и тонкокристаллозернистыми разновидностями. Размеры кристаллов колеблются от долей миллиметра до 0,56 мм. Бесцветный и желтоватобурый, со стекляннм блеском и характерной белой и золотисто-желтой интерференционной окраской высшего порядка.

В нерастворимом остатке ангидритов и гипсов выявлены также кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, целестин, пирит, самородная сера, данбурит, гематит, циркон, рутил и другие, представляющие лишь теоретический интерес.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ

В верхнеюрское время в климатических и палеогеографических условиях района произошли коренные изменения: гумидный климат сменился аридным, поднятия — значительным опусканием, континентальный и прибрежноморской режим седиментации —

морским мелководьем. На громадной территории накапливались известняки в виде мощной (до 800 м) толщи. На мелководность и палеогидродинамическую активность моря указывает широкое распространение в вертикальном разрезе келловей-оксфорда дегидратовых и оолитовых, местами рифовых и рифогенных известняков (Арифджанов, Эгамбердыев, 1970).

Конец верхнеюрского (кимеридж-титон) времени характеризуется продолжением значительных изменений палеогеографического и структурного плана, вызванным усилением тектонических движений — ростом Гиссарского поднятия и региональной регрессией южного моря Тетис, хотя большая южная часть территории (Сурхандарьинская впадина, юго-западные отроги Гиссара и Бешкентский прогиб) испытывала еще погружение.

Бассейн, представлявший северную краевую мелководно-мобильную зону Тетиса в оксфорде, в кимеридж-титоне превратился в обширную лагуну или солеродный бассейн морского типа, в котором в условиях максимальной аридизации климата, обусловившей сильное испарение морских вод, накапливались галогенные осадки.

Очевидно, с этого времени наметились подводные поднятия в юго-западных отрогах Гиссарского хребта — Кугитангское, Байсунское и Сурхантауское, характеризующиеся относительно минимальными мощностями галогенных осадков, и Гаурдакский и Сурхандарьинский прогибы — максимальными.

В кимериджский период в седиментационном бассейне благодаря сильному испарению происходит постепенное увеличение концентрации морских рассолов.

В истории развития солеродного бассейна юго-западных отрогов Гиссара отмечается полный цикл соленакопления, состоящий из подготовительной и самосадочной стадий (Фивег, 1954; Страхов, 1962; Валяшко, 1965; Иванов, 1953).

В подготовительную стадию при концентрации солей в водах бассейна от 3,5 до 26% накапливались карбонатно-сульфатные отложения нижней части (горизонты I—IV) ангидритовой толщи (30—40 м). Они представлены серыми и темно-серыми битуминозными, дымчатыми, голубоватыми ангидритами (10—25 м) и темно-серыми, почти черными доломитизированными известняками мощностью 0,3—1,5 м. По последним можно судить о частом проникновении вод открытого моря в этот изолированный бассейн со стороны Марыйского пролива (?), что понижало концентрацию солей. Позже такое сообщение затруднялось или было периодическим. Активизировались тектонические движения, приводившие к прогибанию дна бассейна, что компенсировалось накоплением мощной пачки ангидритов (120—140 м).

Можно упомянуть, что в вопросе о генезисе (сингенетичности или эпигенетичности) ангидритов существуют два противоположных мнения. По первому, наиболее распространенному, ангидриты — первичные осадки солеродного бассейна, выпадали в осадок непосредственно из рассолов или образовались в стадию раннего

диагенеза (А. А. Иванов, Н. П. Петров, Я. К. Писарчик, С. М. Кореньевский, В. Н. Дубинина, Е. А. Яржемская, Я. Я. Яржемский, Г. И. Бушинский, Д. П. Ишниязов, Лангбейн, Г. В. Дуглас, Н. Гудман); по мнению других (Н. М. Страхов, М. Г. Валяшко), ангидриты — эпигенетические образования, возникшие в результате дегидратации гипса в стадии катагенеза.

Наши исследования позволяют уверенно отнести ангидриты верхней юры к сингенетическим по следующим признакам: а) структура их в основном пелитоморфная и брусковидная; б) им присущи мелкая (микрогоризонтальная) слоистость, массивная текстура и следы оползней и оплывин; в) полностью отсутствуют реликты гипса; г) на верхних гранях зональных кристаллов (лодочек) галита присутствуют мелкие кристаллы ангидрита; д) ангидрит с солями в современных солеродных водоемах образуется совместно (И. В. Рубанов, П. Джонсон, Г. В. Дуглас, Н. Гудман).

Во время накопления осадков переходной галит-ангидритовой данбуритоносной толщи (140—230 м) палеогеографическая обстановка менялась: то концентрация солей в водах под влиянием засушливого, жаркого климата, вызывавшего интенсивное испарение, сильно увеличивалась (более 26—27%), то в результате периодических трансгрессий вод открытого моря с нормальной соленостью она уменьшалась. Так формировались ритмически переслоенные сероцветные карбонатно-галито-сульфатные породы сложного петрографического состава.

Вторая самосадочная стадия наступила, очевидно, тогда, когда концентрация морских рассолов достигла 27% и началось формирование галитов (от серых до розовых) толщиной 350—430 м с тремя калийными горизонтами; это был этап, соответствующий титону. В периоды накопления осадков нижней ангидритовой, галит-ангидритовой данбуритоносной (переходной) и сероцветных солей (нижняя половина соляной толщи) господствовала восстановительная среда. Об этом свидетельствуют сероцветная окраска, обилие кристаллов пирита, обогащенность пород сероводородом, преобладание закисной формы железа над окисной и наличие органического углерода. Со второй половины накопления соляной толщи — со времени формирования светлорозовых, розовых, красных галитов, галопелитов и калийных горизонтов, почти не содержащих включений пирита, восстановительная среда сменялась окислительной.

Ко времени накопления толщи «покровных гипсов и ангидритов» палеогеографические условия изменились. Из-за проникновения в бассейн морских вод, а также речных пресных вод с суши на севере происходило опреснение, давшее начало формированию ангидритов (и гипсов?) и накоплению красноцветных глинисто-алевритовых осадков в виде небольших прослоев, т. е. следующей подготовительной стадии нового ритма.

К концу титона колебательные тектонические движения привели к возникновению обширнейших опресненных водоемов, компен-

сировавшихся заполнением красноцветных молассовидных пород нижнего мела.

Следовательно, ангидритовые отложения в рассматриваемом солеродном бассейне получили большое развитие, создавались они в три этапа в период формирования галогенной формации.

Данбуритовая минерализация приурочена к ангидритам второго ритма и развита в приконтактовой части с каменной солью, а также к прослоям ангидрита в толще каменной соли первого ритма.

Прослой и ветвеобразные жилки известняков и доломитов миллиметровой мощности в толще ангидритов первого ритма нефтеносны и газоносны, чего нельзя сказать об ангидритовой толще второго и третьего покровных ритмов.

В процессе выхода на поверхность ангидритов первого ритма создаются условия при разрушении месторождений газа и нефти для формирования серных месторождений, примером может служить Гаурдакское серное месторождение.

Ангидриты и их гипсовая кора выветривания — неисчерпанный резерв получения неограниченных количеств элементарной серы.

#### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НИЖНИХ ПАЛЕОГЕНОВЫХ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

878  
Граница между верхним мелом и палеогеном продолжает уточняться. Гипсы, относимые ранее к датскому ярусу (Симаков, 1952; Сотириади, 1968 и др.), в настоящее время относят к низам палеогена (Бабков, Крайденев, 1961; Морозов, 1971 и др.), предположительно к отложениям монтского яруса, называют их «акджарские слои». В сводной работе, посвященной стратиграфии мезозоя Узбекистана (1966 г.), отложения относят к нижнему палеоцену.

Рассматриваемые отложения исследователи почти единодушно называют гипсами. Действительно, во многочисленных выходах палеогеновых отложений на поверхность выходят гипсы. Представлены они белым мелкозернистым, иногда плотным, большей частью пористым гипсом; в карьерах гипс более плотный, белого цвета. Но в недрах, как показало бурение, гипса нет, есть только ангидрит.

При оконтуривании площади распространения ангидритов нижнего палеоцена видно, что она занимает обширную территорию — от Бухары на западе и за пределами Северного Памира на востоке, где, огибая Алайский хребет, выходит в Ферганскую долину. На юге граница проходит южнее р. Амударьи; на северо-востоке она оконтуривает всю Зарафшанскую долину и юго-восточную часть Кызылкумов.

На западе рассматриваемый палеоценовый солеродный (ангидритовый) бассейн ограничивается Арало-Кызылкумской и Чарджоу-Марыйской перемычкой, отделившей указанный бассейн от



Западно-Каракумского раннепалеоценового открытого моря, где в то время проходило накопление органогенного карбонатного ила.

Указанные контуры несколько совпадают с контурами верхнеюрского солеродного бассейна и территории их равны. Нижнепалеоценовое море даже больше, если прибавить к нему площадь Ферганской долины.

По мощности, однако, эти бассейны резко различны: ангидритовых осадков в нижнепалеоценовом бассейне значительно меньше, не более 40—60 м по сравнению с сотнями в верхнеюрском.

На западе в районе Бухарской депрессии строение нижнепалеоценовой галогенной (ангидритовой) формации следующее: на размытой поверхности без углового несогласия на породах верхнего мела, состоящего из песка, глин и известняка, залегает ангидрит мощностью от 10 до 20 м, в Мамаджургаты и Сарыташе — 20 м, в Джаркаке и Сеталантепе — 11—12 м и т. д. Ангидрит светло-серый, мраморовидный с прослоями светлых мергелистых глин и серых доломитов, мощность прослоев — 20—30 см, иногда до 1 м. Покрываются ангидриты сначала белым доломитом 5—7 м, затем серым известняком мощностью 10 м.

К северо-западу во впадинах Агитмы и Каракоты ангидриты содержат меньше прослоев доломита, они мраморовидные и полупрозрачные, голубоватой окраски.

На северной окраине Агитминской котловины, где ангидриты выходят на поверхность, на протяжении 6 км они гидротизированы и представлены гипсом. Мощность ангидритов несколько меньше — 5 м, в центральной части котловины на глубине 100 м по скважинам — 13,5 м.

В пределах Бешкентского прогиба (Карши-Гузарские степи) нижний палеоцен представлен тоже ангидритовыми породами мощностью до 20 м с прослоями белого доломита до 4 м. Этот прослой делит ангидритовую свиту на две пачки. Ангидрит мраморовидный, белого и светло-серого цвета. По обнажениям свита прослеживается на километры в виде белого, рыхлого, иногда плотного гипса. Выше залегают доломиты и известняки верхнего палеоцена с прослоями ангидрита, но в меньшем объеме, чем в нижнепалеоценовых отложениях.

Подобные разрезы обнажаются в Кассантау и Маймунактау близ ст. Кассан, где на верхнемеловых отложениях, частично загипсованных, залегает 10 м белого гипса (ангидрита), на Белисыайных и Пачкамаре мощность ангидрита-гипса 15—20 м и т. д. Перекрываются эти гипсы в указанных месторождениях сначала доломитами, потом известняками с прослоями ангидрита. В доломитовой части разреза их больше, чем в верхних известняковых. На Белисыайныкском месторождении на всем разрезе доломитов и известняков (145 м) встречены тонкие прослой гипса. В Дехканабадском районе ангидриты имеются только в основании бухарских слоев. Выше, в верхней доломитовой части разреза (40 м) и в известняке (20 м) прослоев гипса нет.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта нижнепалеоценовые отложения также представлены ангидритом мощностью до 40—52 м. В обнажениях гор Балаханы близ Гаурдака видно, что гипсы — продукты гидратации ангидритов. Залегающие на них доломиты и известняки общей мощностью 120 м в Гаурдаке и в Тюбегатане прослоев ангидрита почти не содержат. Редко встречающиеся маломощные прослои гипса могут быть и вторичным образованием.

В Сурхандарьинской долине и Бабатаге (Узбекистан) срединная часть нижнепалеоценового солеродного (ангидритового) бассейна имеет почти то же строение, что в юго-западных отрогах Гиссара. На отложениях верхнего мела на размытой поверхности несогласно лежат ангидриты мощностью до 20 м с прослоем доломитов. Выше доломиты прослаиваются ангидритами мощностью 1—2 м. Всего насчитывается 7 пластов ангидрита, включая нижний палеоцен, общей мощностью 47,5 м.

Общая мощность акджарских (более ангидритовых) слоев и бухарских (более доломитовых) в Шакарлыкастане составляет 137,5 м.

В Бабатагских горах и возвышенности Дасманага в 32 и 50 км к востоку от Джаркургана мощность акджарских слоев достигает 50 м; общая мощность достигает 220 м, в Туюнтау 307 м, из них на долю ангидрита приходится 90 м. Это свидетельствует о том, что ангидриты в процессе накопления осадков играли большую роль, соленость морского бассейна и его гидродинамический режим часто менялись.

К востоку, в центральной части Таджикской депрессии и в Северо-Памирском прогибе в нижнепалеоценовое время процессы накопления ангидритов протекали примерно в том же объеме, но на меньшей площади, кроме этого, они протекали здесь и в верхнем палеоцене, так как между белым доломитом и известняком залегают толща ангидрита мощностью в 50 м.

### Строение сводного разреза нижнепалеогеновых образований

В основании отложений нижнего палеоцена (монтский ярус) залегают пласт почти белого, реже серого ангидрита мощностью от 5 до 20 м. На нем расположен пласт белого доломита мощностью от 10 см до 4 м. Доломит содержит включения и жилки ангидрита. Выше находится второй пласт ангидрита, тоже белого, реже серого цвета, имеются полупрозрачные разновидности ангидрита. Мощность второго пласта тоже колеблется от 4 до 20 м.

Ангидрит покрывается белым доломитом мощностью 2 м в западной части его распространения, выше залегают известняк серого цвета мощностью 20 м. Известняк, относящийся к верхнему палеоцену, разрабатывается в Караулбазаре. К востоку мощность доломита возрастает — в Дехканабаде до 40 м, а известняка — остается в тех же пределах. Но в Сурхандарьинской впади-

не строение двухритмичной пачки ангидритов нарушается: вместо двух пластов ангидрита насчитывается 9 общей мощностью 75 м и 8 белого доломита мощностью 25 м.

В среднем мощность одного пласта ангидрита равна 8—9 м, а доломита около 3 м. Общие мощности, как и частные, в среднем свидетельствуют о преобладании процессов накопления ангидритов. Выше залегает белый доломит мощностью в 130 м. В отличие от общей схемы в западной части, кроме большой мощности белых доломитов, отмечено и больше включений, прожилок и линзовидных пластов ангидрита, гидротированного в обнажениях в гипс. В отличие от западной части солеродного бассейна в Ширабад-Келифской гряде и в Бабатаге на белых доломитах залегает ангидрит мощностью в 40—45 м. На этих верхнепалеоценовых ангидритах находятся серые известняки мощностью в 30—35 м.

Среди отобранных для исследования образцов большой интерес вызвали образцы из Ширабад-Келифской гряды (месторождение Даралитау в 30 км к юго-западу от г. Ширабада). Данные термического и рентгенометрического анализов характерны для гипса. Однако в иммерсионных препаратах устанавливаются мелкие призматические кристаллы ангидрита, что дает основание называть породу ангидрито-гипсами и считать, что с глубиной количество ангидрита будет возрастать. На это указывает и содержание стронция, которого, по данным спектрального анализа, больше в ангидритах и меньше в гипсах (Садыков, 1971).

Среди ангидрито-гипсовых пород различаются следующие разновидности: микрозернистые с размером зерен  $>0,01$  мм, тонкозернистые — 0,01—0,1 мм, мелкозернистые — 0,1—0,25 мм и разнотоннозернистые — от 0,01 до 0,25 мм.

Микрозернистые ангидрито-гипсы получили наиболее широкое распространение. В обнажениях они образуют отвесные уступы и массивные толстоплитчатые пласты, нередко расчлененные вертикальными трещинами. Это плотные, крепкие породы белого цвета с раковистым или гладким изломом, имеющим матовую или слегка блестящую поверхность. При ударе раскалываются на остроугольные части.

Под микроскопом обычно это однородная масса, сложенная из очень тонких зерен, почти неразличимых даже при большом увеличении. В некоторых прозрачных шлифах изредка в отраженном свете различается равномерно рассеянная примесь глинистых частиц.

Иногда среди зерен наблюдаются поры от выщелачивания, размер их колеблется в пределах 0,01—0,2 мм, форма неправильная или овальная и округлая.

Тонкозернистые ангидрито-гипсы нередко залегают довольно мощными (до 2—4 м) пластами, иногда образуют прослойки линзы и неправильной формы конкреции. Это светло-серые, или белые, плотные, почти сливные или слегка сахаровидные породы. Местами в них отмечены поры и пустоты от выщелачивания.

Под микроскопом это плотная, однородная масса, сложенная из тонких зерен гипса неправильной или округлой формы и редко из призматических кристаллов ангидрита.

Среди зерен гипса встречаются глинистые минералы, мелко-распыленные по всей породе, а также сконцентрированные в прослой с удлиненными линзами с неровными краями. Местами гипсы имеют порфиробластовую структуру не только из-за неравномерного распределения глинистой примеси, но и из-за группового расположения несколько более крупных и более мелких зерен гипса.

Мелкозернистый ангидрито-гипс по внешнему виду отличается от рассмотренных более заметной зернистостью. Он сахаровидный или песчаниковидный, плотный, занозистый, местами пористый и шероховатый. Иногда пористость настолько велика, что придает массе гипса губчатый вид.

Под микроскопом кристаллы гипса имеют различную форму, чаще всего угловатую, и непосредственно прилегают друг к другу. Иногда контуры зерен сильно размыты и плохо различимы даже в скрещенных николях. Участки без пор встречаются крайне редко. Сечение пор имеет различную форму (от овальных до трубчато-ветвистых) и величину (от 0,3 мм и до сантиметра).

Часто они залегают непосредственно на описанных гипсах и сопровождаются зияющими трещинами шириной в несколько миллиметров и более. Стенки трещин часто покрыты корочкой сливочного гипса. На глубине примерно в 0,5 м трещины становятся широкими за счет выщелачивания и переходят местами в карстовые пустоты, которые достигают нескольких метров.

Разнозернистые ангидрито-гипсы обычно залегают в виде линз или неправильной формы тел среди описанных разновидностей. Микроскопически это довольно пористая разновидность с зернами неодинаковой величины, причем в одних случаях они перемешаны, в других располагаются пятнистыми участками и, как правило, в каждом образце встречаются зерна не более двух разновидностей.

Можно отметить, что ангидрито-гипсовые породы Келиф-Ширабад-Сарыкамышской гряды, особенно мелкозернистые и тонкозернистые разновидности, по условиям залегания, текстурным и структурным особенностям, цвету и отличным свойствам при обработке и шлифовке могут служить сырьем для изготовления сувениров и различных художественных изделий. Особенно перспективны ангидриты мелкозернистые полупрозрачные, с голубоватым оттенком. Они вскрыты скважиной на глубине 100 м в Агитминской котловине, на выходах их, к сожалению, нет.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА

Формирование солеродного бассейна нижнего палеоцена происходило между верхним мелом и палеогеном. Область Бухаро-Каршинской и Таджикско-Афганской депрессий в конце верхнего

мела в датское время представляла, видимо, сушу, к западу от которой простиралась датское, а впоследствии и нижнепалеоценовое море с осадками известняков и мергелей. Указанная область впоследствии через образовавшиеся на западе раннепалеоценовые проливы медленно заполнялась морской водой. Поступавшая вода испарялась, концентрация солей повышалась и в осадок по реакции Гайдингера стал выпадать сульфат кальция. Так как с повышением концентрации солей увеличивалось и количество хлористого натрия, то в осадок выпадал не гипс, а ангидрит.

После накопления 6—10 м (даже 15 м) ангидрита условия гидрхимического режима бассейна изменились и произошло некоторое опреснение с привнесом углекислых вод, в осадке стал накапливаться доломит. После накопления доломитового ила (1—10 м) восстановились прежние условия и стал накапливаться ангидрит (до 10 м). Так образовались нижние — палеоценовые осадки мощностью до 100 м на востоке и до 13 м на западе.

В верхнепалеоценовом море создались условия для накопления белого пелитоморфного доломита с мелкими зернами или из раковин, фораминифер или из оолитов, объемный вес их 1,4—2. Но не везде шло осадконакопление чистых доломитов. В Сурхандарьинской впадине поочередно накапливались то доломит, то ангидрит. Если в нижнем палеоцене преобладал процесс накопления ангидритов, то в верхнем — накопления доломита. Однако наступил период (после доломитового этапа) накопления чистого ангидрита с образованием толщи 50 м. В конце палеоцена произошло опреснение солеродного бассейна и в осадок стал выпадать карбонатный материал кальцитового состава, в результате чего образовалась толща известняков, примерно одной мощности на всей территории бассейна — 20 м на западе и 30 м на востоке.

В центральной части Таджикской депрессии процесс накопления доломитов и ангидритов наблюдался и в верхнем эоцене, и в миоцене, где мощность образовавшихся пластов ангидрита и доломита достигала 10 м. Переработка вулканического пепла, засыпавшего бассейн, волноприбойными процессами и подводным выветриванием (гельмиролизом) завуалировала процесс галогенеза, однако он отчетливо проявился в моменты затишья вулканической деятельности и в верхнем эоцене, и миоцене в восточной части Таджикской депрессии вдоль ныне существующего Дарвазинского хребта.

#### Химическая характеристика и типы сульфатоносных формаций

Химический состав ангидритов и гипсов коры выветривания, изученный на 20 образцах верхнеюрских и на 15 образцах нижнепалеоценовых, показывает, что ангидрит создает два типа пород. Один — мономинеральный с незначительной примесью нерастворимого остатка (аутигенного кварца и глин) до 2% (обычно 0,8—1%) и карбонатов, преимущественно доломита и магнезита,

до 1,5—2% (обычно 0,9—1,5%). Второй — со значительной примесью карбонатов, тоже преимущественно доломита и магнезита. В доломитах, встречающихся в виде прослоев, присутствует в значительных количествах и ангидрит.

Из редких элементов, как показали спектральные анализы, железо встречается во всех 362 образцах, больше всего его оказалось в гипсах из верхнеюрских ангидритов — 0,10% при среднем содержании в ангидритах 0,01%, в гипсах валанжин-готерива 0,22 из нижнепалеоценовых ангидритов его значительно меньше — 0,01%.

Второй элемент по частоте встречаемости — стронций. Он оказался почти во всех образцах: в ангидритах верхней юры — 0,17, в гипсах — 0,024, а в гипсах мела и палеоцена — 0,07—0,08%.

Третий элемент по частоте встречаемости (от 50 до 82,3%) — марганец, содержание его в ангидритах верхней юры и в гипсах 0,002. Следовательно, обогащения при гидратации ангидрита не было. В гипсах валанжина и готерива 0,02.

Титан по частоте встречаемости стоит на четвертом месте (в пределах 64—76%). Содержание его в ангидритах верхней юры и в гипсах одинаково — 0,003. В гипсах валанжина и готерива его больше в 20 раз (0,06), а нижнего палеоцена — 7 (0,02).

Медь тоже часто встречается в ангидритах верхней юры и в гипсах (50—64%), ее содержание — 0,001%. В гипсах валанжина и готерива частота встречаемости равна 22%, содержание — 0,002, а в гипсах нижнего палеоцена соответственно 28 и 0,001%.

В ангидритах и их гипсах отмечены и такие элементы, как ванадий, хром, никель, свинец, но частота встречаемости их небольшая (3—20%) и содержание невелико, в пределах 0,001 и 0,002%.

Таким образом, ангидриты образовались в стерильной обстановке, а выветривание и гидратация их не привели к значительному обогащению гипсов редкими элементами.

## ВЫВОДЫ

При сопоставлении условий формирования двух солеродных бассейнов — верхнеюрского и нижнепалеоценового можно выделить следующие черты сходства: территория, на которой развивались процессы соленакпления, примерно была одна и та же — восточная часть Каракумской платформы, ограниченная на севере Южно-Тянь-Шаньской герцинской складчатой зоной и на юге Южно-Гиндукушской.

С обеими галогенными формациями связаны месторождения природного горючего газа и нефти, причем с верхнеюрскими больше месторождения газа, с нижнепалеоценовыми — нефти. С выходом указанных галогенных формаций на поверхность начинается их разрушение и образование новых месторождений таких полезных ископаемых, как сера, целестин, барит и флюорит.

Различия наблюдаются по составу и мощности: в верхнеюрском солеродном бассейне широко развиты галиты и калийные со-

ли, чего нет в нижнепалеоценовом, где имеются только ангидрит и доломит.

На основании данных о строении ангидритовых формаций, петрографического и химического состава и условий формирования можно классифицировать тип рассмотренных формаций:

а) галогенная формация верхней юры должна быть отнесена к морскому регрессивному типу с тремя ритмами галогенеза: первый — ангидрит-галит, второй — ангидрит-галит с тремя циклами накопления калийных солей, а третий — неполный ангидрит;

б) галогенная формация нижнего палеоцена должна быть отнесена к морскому трансгрессивному типу с неполным циклом галогенеза; он характеризуется развитием только первой стадии доломит-ангидрит, повторившейся с преобладанием ангидритового накопления два раза в западной части и 9 раз в восточной, в верхнем палеоцене — с преобладанием доломита, увенчавшихся накоплением известняков;

в) остальные галогенные формации мела (валанжинская, верхнеготеривская, верхнеальбская, сеноманская, туронская, нижнесенонская) образовались на меньших площадях, имеют меньшую мощность и, за исключением валанжинской, сформировались в мелких лагунах и заливах наступавшего с юга и запада мелового моря на территорию Средней Азии.

Все галогенные формации мела (за исключением позднего турона) образовались на территории подводной дельты, вышедшей на поверхность, или в результате накопления осадков или поднятия дна моря в пределах дельты, которая отчетливо вырисовывается в нижнеальбское время на всей площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта. На территории надводной дельты аккумулярованы красноцветные глинистые породы, залегающие согласно на морских, тоже глинистых отложениях. На глинах залегают ангидрит, переходящий при обнажении на поверхности в гипс. Белый гипс в одних случаях содержит тонкие прослои красных глин, в других — нет, имея мощность 1—5 м. Покрывается ангидрит также красными глинистыми отложениями мощностью 2—4 м.

Увеличение мощности верхнеюрской галогенной формации и нижнепалеоценовой идет с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток. Наибольших мощностей верхнеюрские формации достигают по линии Мукры—Репетек, нижнепалеоценовые — в долине р. Сурхандарья и Бабатаг.

Ангидриты верхнеюрского солеродного бассейна и нижнепалеоценового в зависимости от условий залегания нефтегазоносны, они образуют ряд известных месторождений Бухаро-Хивинской и Сурхандарьинской депрессий. В случае разрушения эрозией этих структур и выхода ангидритов на поверхность происходит образование новых месторождений таких полезных ископаемых, как сера, целестин, гипс. Ангидрит и плотный мраморовидный гипс представляют интерес не только как сырье для получения обожженного гипса, но и как поделочно-художественный камень белой окраски, хорошо поддающийся полировке.

Т. К. КАРЖАУВ

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЙ ЦЕЛЕСТИН В МЕЛ—ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Целестин — сернокислый стронций — основной минерал, из которого извлекается металлический стронций.

Большинство добываемого стронция шло на изготовление пиротехнических изделий и лишь незначительная часть использовалась в керамическом (глазурь), фармацевтическом, красильном и других производствах. Однако с 1968 г. потребность в стронции и его соединениях резко возросла в связи с его применением в новых отраслях промышленности. Установлено, что карбонат стронция<sup>1</sup> (более дорогой) с большей надежностью и эффективностью снижает в трубках цветного телевидения рентгеновское излучение, чем применяющийся для этой цели карбонат бария. Если учесть то, что на каждый защитный экран потребуется от 0,9 до 1,13 кг карбоната стронция, а мировое производство трубок уже достигло 10—12 млн. шт. в год, потребность в карбонате стронция только для цветного телевидения выразится в количестве около 15000 т (целестина — 20000 т). Второй растущей областью применения карбоната стронция является производство ферритовых перманентных магнитов. Карбонат стронция так же успешно заменяет карбонат бария, в частности в моторах постоянного тока, широко применяемых в быту, автомобилях и пр. В частности, потребление целестина в Мексике<sup>2</sup> в 1965 г. составило 2620 т, а в 1969 г. — почти 40000 т.

Таким образом, в настоящее время необходимо резко увеличить размах геологических работ по поиску и разведке целестиновых руд. Успешное выполнение таких задач потребует соответствующего знания закономерностей распределения и концентрации целестина в земной коре. Поэтому выполненные нами исследования можно считать лишь началом дальнейших планомерных больших работ, а полученные результаты могут служить основой для определения направлений ближайших геологических работ на целестин.

<sup>1</sup> «Реферативный журнал», 1970, 5.

<sup>2</sup> То же.

Нашей задачей явилось изучение вторичных концентраций стронция в условиях экзогенного преобразования горных пород и минералов в разрезах верхнемеловых и палеогеновых отложений территории Узбекистана.

Работы проводились в Центральных Кызылкумах Западного Узбекистана (Букантау, Джетымтау, Тамдытау, Сангрунтау, Кульджуктау); в Южной и Восточной Фергане (Шорсу и Чангырташ); в Ширабадском, Сарыкамышском и Дехканабадском районах Южного Узбекистана.

Основная цель исследований — выяснение особенностей вторичных залежей целестина, их минерального состава и парагенезиса, связи с вмещающей породой, пространственного размещения, а также определение возможных благоприятных районов для проведения поисковых работ на целестин.

Целестин широко распространен преимущественно в слоях мезозоя—кайнозоя Узбекистана. Единичные находки его известны еще в разрезах карбона и девона. Однако в осадочных породах Узбекистана целестин по сравнению с другими видами полезных ископаемых изучен слабо.

В настоящее время насчитывается около 40 рудопроявлений и месторождений целестина. Они как в территориальном, так и в структурно-тектоническом отношении сосредоточены на площади трех регионов — Сурхандарьинской и Ферганской депрессий и Кызылкумского свода.

В Сурхандарьинской депрессии в бухарских слоях находятся Учкызылское (Данов, 1958), Бешкызское, Бандыханынское, Дасманагынское, Аккапчигайское, Гургутсайское, Хангаранское, Кургуртлинское (Луценко и др., 1963), Хаудагское (Туаев, 1936) рудопроявления. Байкурганское рудопроявление (Бабков, 1948) расположено в сузакском ярусе и Шургасансайское (Луценко и др., 1963) — в неогеновых отложениях.

В Ферганской депрессии целестин имеется в отложениях палеогена в Шорсу, Камышбаши (Уклонский, 1935, 1940; Слюсарева, 1932; Юшкин, 1962, 1963, 1968), Риштане и Мальгузаре.

В Кызылкумах известны: Кокчинское (Архангельский, 1914), Узун-Кудукское (Кушнарь, 1936; Капустянский, 1956), Маликкермининское (Соседко, 1937, 1932), Чингизское, Крыкбулаксайское (Николаев, 1960), Мишеклинское, Баскудукское (Бабаев, 1959) рудопроявления в отложениях верхнемелового возраста; Айдарлинское (Соседко, 1932, 1937; Каржаув и др., 1968), Джеройское (Каржаув, 1966) — в песчаниках; Каратауское (Диксен, 1950), Машикудукское (Каржаув и др., 1968) — в гипсоносных глинах и мергелях палеогена и Газлинское (Данов, 1958) — в неогене.

Проявления целестина в более древних, чем меловые, толщах известны лишь в песчаниках девона в Сокак-Заркентском районе Ташкентской области (Раджабов, 1940); в известняках карбона Шараксайского месторождения наждака у Мальгузарских гор (Мусин, 1958); в разрезе верхней юры Тюбегатанского района

Южного Узбекистана на контакте гаурдакской (ангидритовой) свиты с подстилающими доломитизированными известняками гиссарской (Ишниязов и др., 1968).

Из всех перечисленных изучены лишь Шорсуйское рудопроявление целестина, остальные до сих пор не подвергались сколько-нибудь обстоятельному исследованию, и перспективы их еще не выявлены.

С 1950 г. нами исследовались особенности проявлений целестина в разрезе мезозойских и кайнозойских отложений различных районов Средней Азии (Каржаув, 1955, 1964 а, 1964 б; Каржаув и др., 1966). В данном разделе рассматриваются различные рудопроявления целестина, связанные, собственно, только с мезозойско-кайнозойскими отложениями. Все известные скопления целестина в разрезах мезозойско-кайнозойских формаций Узбекистана залегают главным образом в слоях верхнего мела и палеогена. Поэтому наше основное внимание было сосредоточено на изучении отдельных ранее известных проявлений целестина в различных районах республики. В процессе исследований нами были обнаружены новые точки проявления целестина: в слоях кварцевых песков палеогена в урочище Джерой, расположенном в 15 км к северо-востоку от Мурунтау, в основании бухарских слоев, представленных гипсом, в окрестности колодца Машикудук на северном склоне Сангрунтау (Центральные Кызылкумы).

Учитывая приуроченность известных проявлений целестина преимущественно к двум основным стратиграфическим секциям мезо-кайнозоя (верхний мел и палеоген), а также имея в виду сходство минерального состава, парагенного комплексу минералов, литологического типа вмещающих пород, мы сочли целесообразным подразделить их на две группы и дать характеристику только отдельных, наиболее представительных.

В первую группу включены проявления целестина, связанные с терригенными породами, а во вторую — залегающие в карбонатно-сульфатных слоях.

#### **ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОПРЯВЛЕНИЯ ЦЕЛЕСТИНА В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО МЕЛА**

Целестин нередко встречается в слоях глин, алевроитов и песчаников. Например, целестиноносные песчаники на территории Западного Узбекистана распространены значительно по сравнению с другими районами республики. Им свойственны выдержанная мощность, значительная протяженность по простиранию, межпластовый или линзовидный характер залежей и нередко повышенное содержание целестина (35—40%, иногда 60%).

При этом, как правило, целестин образуется в результате замещения сульфатом стронция карбонатного или гипсового (ангидритового) цемента терригенных пород при вторичном изменении в экзогенных условиях.

В настоящее время по далеко не полным данным в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений известно более 10 точек проявлений целестина. Они располагаются преимущественно на площади Западного Узбекистана.

Пока известно всего 7 проявлений целестина в глинисто-песчаных слоях верхнего мела: Узункудук-Лаулауское, Малик-Керминское, Крыкбулаксайское, Чингизское, Баскудукское, Мишеклинское, Кокчинское и на острове Возрождения в Аральском море. Нами более детально изучено Узункудук-Лаулауское проявление.

Узункудук-Лаулауское проявление целестина находится на территории Юго-Восточных Кызылкумов, юго-западном склоне горы Ауминзатау в окрестностях кол. Узункудук. Здесь имеется два смежных участка: первый — Узункудукский находится в 1 км к северо-западу от одноименного колодца, а второй — в 2,5 км к северо-востоку от него на юго-западном склоне горы Лау-Лау.

Узункудукский участок открыт С. А. Кушнарем (1936). Позднее И. Д. Капустянский (1956) на лаулауском участке обнаружил целестин.

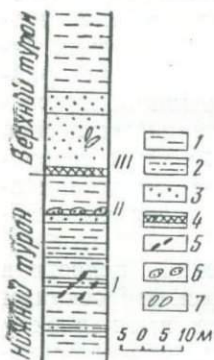


Рис. 1. Разрез верхнемеловых отложений Узункудук-Лаулауского проявления целестина (Западный Узбекистан).

1 — глины; 2 — песчаные глины; 3 — песчаники; 4 — целестиноносные песчаники; 5 — секущие жилы целестина; 6 — кальцитовые желваки с целестином и баритом; 7 — окаменевшая древесина.

Оба участка мы рассматриваем совместно под общим названием: Узункудук-Лаулауское проявление целестина. В геологическом строении района участвуют отложения верхнего мела и палеогена. Верхний мел представлен породами сеномана, турона и сенона.

Нижний турон сложен преимущественно зелеными глинами, верхний — красноцветными песчаниками, песками с подчиненным значением глин (72 м), сенон — песчаниками с двумя горизонтами ракушечников в верхней части (43,6 м). Оруденение целестина представлено тремя целестиноносными горизонтами: нижний приурочен к низам нижнего турона, средний — к верхним слоям, а верхний — к подошве верхнего турона (рис. 1).

Нижний горизонт представлен главным образом линзовидными образованиями и редкими секущими жилами целестина, которые на площади рудного проявления располагаются вдоль линии тектонического нарушения, проходящей через рудное поле с северо-востока на юго-запад. На протяжении 600—700 м отмечено 16 линзообразных рудных тел и 7 секущих жил целестина. Размеры отдельных линз изменяются от 0,1—0,20 м до 0,64—2,5 м. Мощность их незначительная (1—5 см), по простиранию не выдержаны.

Как линзовидные тела, так и секущие жилы сложены крупнокристаллической разновидностью целестина. При поперечном срезе линзовидные тела имеют следующее строение: центральная часть сложена тесными сростками крупных кристаллов только одного целестина. Далее, в направлении от центра к контактам вмещающих пород крупнокристаллический целестин постепенно переходит в целестиноносный песчаник. Минерал светло-серого, темно-серого и бледно-голубого цвета. Отдельные, правильно ограниченные кристаллы целестина имеют таблитчатый габитус до 5 см по длинной оси. Наиболее развит пинакоид  $C$  (001) и грани призмы  $O$  (011) и  $d$  (011). Грани  $l$  (102) и  $m$  (210) развиты очень слабо.

В приконтактовой зоне со вмещающими породами целестин становится мелкокристаллическим и служит цементующим материалом песчаников. По мере удаления от центральной мономинеральной части содержание целестина в рудовмещающих песчаниках и алевролитовых глинах постепенно убывает и в конечном счете целестиноносные песчаники сменяются песчаниками без целестина.

Рудовмещающие песчаники сложены в основном кварцем и в меньшей степени полевыми шпатами, а также редкими включениями рудных и акцессорных минералов, представленных магнетитом, гематитом, цирконом, турмалином, апатитом и другими минералами.

Секущие жилы имеют резкий контакт с вмещающими породами и сложены преимущественно из тесных сростков крупнокристаллического целестина серого цвета. Химический состав отобранных кристаллов из линзовидных залежей крупнокристаллического целестина следующий:  $SrO$  — 52,96%,  $CaO$  — 2,64%,  $BaO$  — 0,34% и  $SO_3$  — 43,96% (аналитик Е. Ф. Касьянова), что свидетельствует о высоком качестве минерала.

Второй целестиноносный горизонт приурочен к верхним слоям нижнего турона (рис. 1). Его скопления представлены мелкими гнездами целестина и кальцитовыми желваками, содержащими также барит. Очень редкие гнездовидные образования целестина встречаются спорадически в различных частях разреза нижнего турона. Они имеют либо согласное, либо секущее залегание со слоями вмещающих глинистых пород. Размеры самых крупных из встреченных гнезд достигают  $5 \times 25$  см и  $15 \times 47$  см и состоят исключительно из плотных сростков крупных кристаллов с включениями вмещающих глин. Цвет целестина небесно-голубой, голубовато-серый и серый.

Барит-целестин-кальцитовые желваки залегают непосредственно в подстилающих глинах верхнего турона (рис. 1). Представляют собой очень плотные и массивные образования темного и темно-бурого цвета, которые располагаются вдоль контакта двух соседних слоев (глины и песчаники) и прослеживаются цепочками по простиранию вмещающих пород. Имеют продолговатую несколько сплюснутую по одной оси форму. Величина их изменя-

ется от  $3 \times 5$  до  $10 \times 15$  см в диаметре. Особенностью желваков является присутствие в некоторых из них целестина и барита. При расколе в некоторых из них наблюдаются либо пустотелые, либо сильнотрещиноватые. Причем трещины слепые, т. е. вблизи наружной стенки они полностью выклиниваются. По ним в кальцитовых желваках развивается минерализация целестина и барита. Баритовая минерализация выражена очень слабо. Барит представлен нежными, веерообразно расходящимися, лучистыми кристаллическими агрегатами серого цвета с розовым оттенком. Целестин встречен в виде крупнокристаллической разновидности небесно-голубого цвета. Выполняет различные трещины в кальцитовых желваках. Целестинизация выражена несколько интенсивнее, причем целестин более поздний продукт изменения, чем барит.

Верхний целестиноносный горизонт приурочен к пласту песчаников, расположенному в основании верхнего турона. Выходы целестиноносных песчаников встречаются на западном склоне моноклиальной складки горы Лау-Лау, падающей на северо-восток под углом  $5-10^\circ$ . Мощность целестиноносных песчаников изменяется от 5 до  $20-40$  см, реже до  $90-100$  см. К юго-востоку они переходят в гипсоносные в связи с дизъюнктивным нарушением, которое делит их на две части: северо-западную, представленную целестиноносными, и юго-восточную, сложенную гипсоносными песчаниками.

Макроскопически целестиноносные песчаники представляют собой крепкую монолитную породу серого цвета с розовым оттенком и отличаются от вмещающих нецелестиноносных песчаников заметным тяжелым весом. Микроскопическое изучение целестиноносных песчаников показывает, что основная часть обломочных материалов представлена кварцем, в подчиненном значении присутствуют полевой шпат, халцедон и очень редко отмечаются включения биотита и мусковита.

Целестин присутствует в качестве цемента (рис. 2). По сравнению с обломочным материалом целестин по площади в поле зрения микроскопа занимает  $50-60\%$ . Изменение содержания целестина в целестиноносных песчаниках находится в прямой зависимости от особенности типа цементации. В частности, наибольшие содержания целестина отмечены в песчаниках с базальной цементацией, а наименьшие — с контактовой или поровой. Целестиноносные песчаники имеют крупно- и среднезернистую структуру.

Некоторые шлифы целестиноносных песчаников имеют смешанную (полиминеральную) цементацию, состоящую либо из целестина и гипса, либо из целестина и карбонатного материала. Изучение под микроскопом взаимоотношений между целестиновым, карбонатным и гипсовым цементом показывает, что целестиновый цемент является вторичным продуктом, который образовался путем замещения целестином карбонатного и гипсового цемента песчаников.

Химический состав целестиноносных песчаников представлен SrO — до 30,5%, BaO — до 0,68% и SO<sub>3</sub> — 24,87% (Капустянский, 1956). При пересчете на сернокислый стронций на долю целестина приходится более 50% рудоносных песчаников. Выше целести-



Рис. 2. Полевошпатово-кварцевый песчаник с целестиновой цементацией (ув. 32, николи скрещены).

новых песчаников располагаются слои алевроитовых глин и песчаников с окаменелыми деревьями. Последнее примечательно тем, что они также замещаются целестином. Эти окаменелые деревья с целестином ранее установлены И. Д. Капустянским (1956).

#### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОПРЯВЛЕНИЙ ЦЕЛЕСТИНА В КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ПАЛЕОГЕНА

Карбонатно-сульфатные породы занимают значительное место в строении осадочных толщ средней, верхней юры и палеогена.

К настоящему времени в средне- и верхнеюрских карбонатно-сульфатных толщах имеются лишь единичные находки целестина. Подавляющее же большинство известных проявлений целестина связано с бухарскими отложениями.

Карбонатно-сульфатные породы особенно широко развиты в разрезе бухарского яруса Южного и Юго-Западного Узбекистана. Далее на запад маломощные слои карбонатно-сульфатных пород бухарского возраста прослеживаются до южного склона горы Сангрунтау в Центральных Кызылкумах. Бухарские карбонатно-сульфатные породы так же значительно распространены в Южной и Восточной Фергане.

Проявление целестина в карбонатно-сульфатных породах имеет свою специфическую особенность, которая выражается в том,

что он образует либо совместное минеральное скопление с самородной серой и другими парагенными минералами, либо преимущественно разобщенное рудное проявление за пределами серных оруденений, но встречающееся в интервале разреза карбонатно-сульфатных толщ.

Для близкого знакомства с детально минерализации целестина в карбонатно-сульфатных слоях остановимся на характеристике отдельных проявлений целестина Южного Узбекистана и Ферганской депрессии.

### Целестин в карбонатно-сульфатных породах палеогена Южного Узбекистана

На территории Южного Узбекистана мы изучили разрезы бухарских отложений Ширабад-Сарыкамышского и других смежных районов. Бухарский ярус почти повсеместно сложен слоями известняков, доломитизированных известняков, доломитов и гипсов (ангидритов).

В Сурхандарьинской депрессии находятся Туонтауское, Итемтауское, Бешкызское, Кугуртлинское, Хангаранское, Аккапчигайское, Учкызылское, Хаудагское, Дехканабадское и некоторые другие целестинопроявления.

Целестин в бухарских карбонатно-сульфатных слоях образует различные скопления в виде межпластовых, гнездо- и линзообразных тел, секущих жил, жезд, конкреций и др., которые состоят либо из плотной мелкокристаллической, либо из крупнокристаллической разновидности, либо из их совместного сочетания. Изученные нами проявления целестина характеризуются общностью минерализации, парагенезиса минералов, морфологии рудных скоплений. Отличаются между собой только по степени интенсивности скопления рудных образований целестина.

На одном из исследованных участков рудные скопления целестина залегают в слоях карбонатно-сульфатных пород бухарского яруса, слагающих южное опрокинутое крыло антиклинальной складки. Благодаря опрокинутому положению южного крыла складки, залежи целестина оказались в нижней части склонов в современном рельефе местности. Слои вмещающих карбонатно-сульфатных пород имеют в основном крутое падение под углом  $45-47^\circ$  и сложены частыми разрывными нарушениями. Здесь можно выделить два целестиноносных горизонта (рис. 3 а), характеризующихся интенсивной целестиновой минерализацией. Верхний горизонт (рис. 3 а) имеет прерывистое строение, тогда как нижний целестиноносный на всем протяжении в пределах зоны интенсивного развития тектонических нарушений прослеживается более или менее постоянно (рис. 3 а и б).

Собственно целестин избирательно приурочен к слоям бессульфатных карбонатных пород и образует различные межпластовые, линзо- и гнездообразные скопления, секущие и согласные жилы (рис. 3 а и б).

В нижнем горизонте развит целестин преимущественно брекчиевидной текстуры, а секущие жилы его имеют подчиненное значение. Верхний горизонт состоит в основном из сложных взаимопересекающихся прожилков, образующих на общем фоне типичную брекчиевидную текстуру. Отдельные жилы имеют мощность до 0,30 м. Мощность горизонтов колеблется от 0,5 до 2 м.

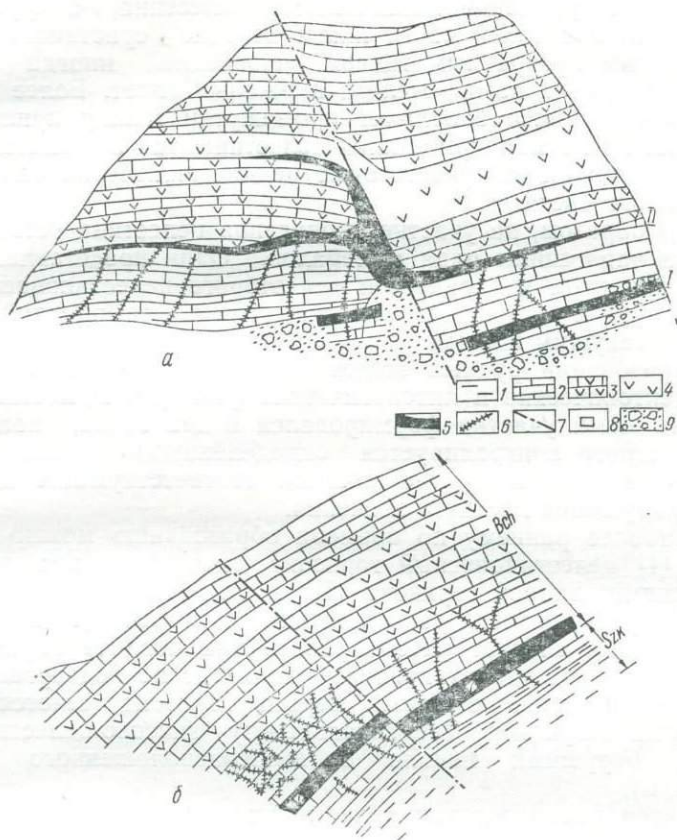


Рис. 3. Разрезы через рудные залежи целестина в бухарских сульфатно-карбонатных толщах южного опрокинутого крыла складки

1—глины; 2—известняки; 3—загипсованные известняки; 4—гипсы; 5—целестин; 6—секущие жилы целестина; 7—разрывные тектонические нарушения; 8—шурфы; 9—делювий.

На участках интенсивного оруденения целестина встречаются многочисленные включения вмещающей карбонатной породы в виде отдельных тонких полосок или пятен, как унаследованных реликтов, уцелевших от полного замещения целестином. Целестин представлен двумя разновидностями: крупнокристаллической

и плотной мелкокристаллической. Размеры отдельных монокристаллов доходят до  $2,5 \times 5$  см в диаметре. Минерал зеленого, серого, голубого, бледно-голубого цвета, иногда бесцветный.

В составе межпластовых образований иногда присутствует мелкокристаллический кальцит соломенно-желтого цвета, который располагается между кристаллами целестина.

Секущие жилы также состоят из плотного мелкокристаллического и крупнокристаллического целестина, а крупнокристаллический в средней части жилы нередко сростается с крупнолистоватым прозрачным гипсом. Последний иногда заметно окрашен гидроокислами железа в ржавый цвет. Более плотная разновидность гипса заполняет промежутки между кристаллами целестина. Как в монокристаллах целестина, так и в пластинчатых гипсах секущих жил присутствуют редкие включения самородной серы желтого цвета.

Таким образом, на участке проявления целестина устанавливаются два парагенных ряда минералов. Один представлен целестином, кальцитом и характерен для второго целестиноносного горизонта, другой состоит из целестина, гипса, самородной серы и свойствен секущим жилам.

В образовании рудных залежей целестина большое значение имеют тектонические и литологические факторы. Целестин исследованного нами участка формировался в два этапа, каждый из которых строго контролируется определенными тектоническими подвижками (циклами), вызвавшими соответствующие дизъюнктивные нарушения местного значения.

К наиболее раннему по времени образованию можно отнести первый (I) целестиноносный горизонт, смещенный послерудными нарушениями. Второй горизонт (II) и секущие жилы целестина по характеру взаимного расположения с первым (I) по следующим причинам следует рассматривать как позднее образование: во-первых, второй целестиноносный горизонт не подвергался смещению, как первый; во-вторых, первый горизонт сечется многочисленными секущими (вертикальными) гипсово-целестиновыми жилами, берущими начало от вышерасположенного второго (рис. 3 а, б),

Характер распределения целестиновых образований в рудовмещающей карбонатной породе и микроскопическое исследование целестиновых руд показывают, что основная масса целестина образовалась путем метасоматического замещения карбонатных пород.

О метасоматическом происхождении целестина свидетельствуют следующие признаки. В целестиновых рудах распространены в основном реликтовые включения вмещающей карбонатной породы, уцелевшие от полного замещения целестином. Микроскопия изученных шлифов из целестиновых руд показывает, что в основной массе наряду с более крупными присутствуют многочисленные рассеянные мелкие включения вмещающей карбонатной породы. Причем первые имеют зазубренный, извилистый и расплыв-

чатый контакт — один из характерных признаков метасоматического замещения. Целестин также заполняет различные механические трещины, что привело к возникновению многочисленных секущих его жил.

По морфологии монокристаллов выделяются три типа целестина: таблитчатый, таблитчато-пластинчатый и удлиненно-призматический. Наиболее часто встречаются первый и второй типы, третий — довольно редко.

Таблица 1

Химический состав целестина, залегающего в бухарских отложениях Южного Узбекистана, вес. %

Компонент	Образец						1005**
	М-35а*	М-35б*	М-36а*	М-39а*	М-39б*	М-83*	
SrO	52,10	51,45	49,30	53,70	52,00	54,20	53,98
BaO	0,36	1,03	0,60	—	—	—	0,74
CaO	0,80	4,55	5,30	2,80	3,00	3,00	—
MgO	0,26	0,16	1,03	0,72	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	0,88	0,44	1,58	1,18	0,70	0,72	—
SO <sub>3</sub>	45,08	42,24	43,65	42,16	45,76	42,87	44,90
Сумма	99,48	99,87	100,46	100,56	101,46	100,79	99,62

\* По С. К. Смирновой (1967).

\*\* По Т. К. Каржауву.

По данным полуколичественного спектрального анализа, в число отобранных монокристаллах целестина присутствуют следующие элементы-примеси: кремний — 0,001—0,005%, алюминий, магний, барий и титан — 0,01—0,05% и кальций — 0,1—0,5%.

Химический анализ монокристаллов целестина (табл. 1) показывает, что во всех пробах в заметных количествах присутствуют кальций и в незначительном — барий и магний.

По данным химического анализа групповых проб целестиновых руд, взятых из трех разведочных шурфов на площади исследованного района (табл. 2), видно, что содержание элементарного стронция колеблется от 9,30 до 27%. Содержание целестина в руде составляет соответственно 19,44; 56,49 и 40,76%, среднее 38,89%.

Самородная сера в районе исследования образует преимущественно мелкие гнездообразные скопления, залежи которых несколько обособлены от рудных скоплений целестина. Собственно проявления самородной серы приурочены главным образом к слоям сульфатно-карбонатных и сульфатных (гипс) пород, подстилающих вышележащие (стратиграфические) целестиноносные известняки. Такая близкая пространственная локализация залежей целестина и самородной серы в разрезе бухарских отложений, а также рассеянные включения серы во внутренней части монокристаллов указывают на сходство физико-химических процессов. Та-

кое частое близкое соседство залежей целестина и самородной серы, а также региональный характер их развития в пределах бухарских карбонатно-сульфатных слоев свидетельствуют как о пространственной, так и генетической связи (Каржаув, Смирнова, 1966 а).

Значительно широкое развитие проявлений целестина на территории Южного Узбекистана строго контролируется литологическим составом вмещающих осадочных толщ, т. е. скопления целестина, как правило, постоянно связаны с карбонатно-сульфатными слоями бухарского возраста.

Таблица 2

**Химический анализ групповых проб целестиновых руд, %  
(по Горбачеву и др., 1959)**

Номер шурфа	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO+SrO
21а	3,08	0,17	0,0	0,02	0,02	0,49	46,40
27а	2,84	0,11	0,0	0,02	0,02	0,72	52,45
29а	3,32	0,24	0,0	0,05	0,01	0,40	50,10

Номер шурфа	Sr	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П. п. п.	H <sub>2</sub> O 105°	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub> общ.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
21а	9,30	0,30	0,11	0,34	22,06	4,24	17,05	26,30	0,2
27а	27,00	0,30	0,04	0,27	13,56	0,12	13,02	29,41	0,0
29а	19,50	1,90	0,11	0,42	17,70	0,36	16,06	16,26	0,0

Кроме того, интенсивная минерализация целестина имеет прямую связь с тектонической особенностью конкретных объектов. Так, максимальная минерализация целестина приурочена главным образом к тем местам, где бухарские карбонатно-сульфатные породы подвергались интенсивному тектоническому воздействию.

Интересной особенностью в локализации целестина Южного Узбекистана и смежных площадей является более или менее выдержанная мощность его залежей как в горизонтальном направлении, так и по падению слоев бухарских карбонатно-сульфатных толщ. Целестиноносный горизонт имеет почти одну и ту же мощность в отдельных пунктах, отстоящих друг от друга на 40—100 км, и глубину до 402,80 м по падению бухарских слоев в пределах Южного и Юго-Западного Узбекистана.

Особое внимание обращает на себя тот факт, что залежи целестина приурочиваются в большинстве случаев к горизонту, расположенному между нефтеносными и водоносными толщами.

В исследованных районах рудные скопления серы и целестина разобщены друг от друга и образуют обособленные самостоятельные залежи в пределах разреза бухарских карбонатно-сульфатных

отложений за исключением тех редких случаев, когда сера встречается иногда в виде мелких включений в крупных кристаллах целестина секущих жил. В районах Туюнтау и Иетимтау скопления серы, залегающие в бухарских слоях, окаймляются зоной целестиновой минерализации (Горбачев и др., 1959).

### Целестин в карбонатно-сульфатных породах Южной Ферганы

В Ферганской впадине целестин нередко встречается в слоях бухарского и сузакского ярусов. Заметное проявление целестина известно лишь в двух районах — Чангырташском (Восточная Фергана) и Шорсуйском (Южная Фергана). Здесь в строении бухарских и сузакских резервов большое место занимают сульфатные и карбонатные породы. И Чангырташское и Шорсуйское являются месторождениями самородной серы, а целестин в серных рудах является основным парагенным минералом.

Шорсуйское месторождение расположено в северных предгорьях Алайского хребта, на южном борту Ферганской впадины. Оно эксплуатировалось с 1930 г., а в настоящее время разработка прекращена.

В геологическом строении района Шорсу принимают участие породы палеозойского, юрского, мелового, третичного и четвертичного возраста. Целестин-серное оруденение связано с породами бухарского и сузакского ярусов (рис. 4).

Бухарский ярус сложен гипсами Гознау (ранее они были отнесены к верхнему мелу), тонкоплитчатыми мергелями, песчаниками, а в верхней части — доломитизированными известняками с прослоями гипса (горизонт *К*). Сузакский разрез представлен гипсоносными мергелями синевато-серого цвета (горизонт *l—K*).

Таким образом, Шорсу является классическим примером месторождения, где сера и целестин образуют общие рудные тела, состоящие из самородной серы, целестина и других парагенных минералов.

Исследования Н. П. Юшкина (1962 а, 1962 б и 1968) показали, что Шорсуйское месторождение является настоящей природной лабораторией, где в обычных природных условиях можно непосредственно видеть выпадение самородной серы и парагенных ей минералов из минерализованных растворов. Поэтому, хотя месторождение Шорсу в настоящее время выработано, соответствующее знакомство с геологией и особенностью его минералообразования имеет большое научное значение в правильном понимании закономерностей парагенезиса серы с целестином и генезиса целестин-серного месторождения в целом.

Описание Шорсуйского месторождения дается по материалам Н. П. Юшкина (1962, 1968) с некоторыми дополнениями, вытекающими из наших исследований.

Серное оруденение в Шорсу в пределах рудного поля было установлено на 11 участках. Известны три типа серных руд с це-

лестинном: мергелисто-известняковые, конгломератовые (четвертичные) и трепеловые (Юшкин, 1962; Яковлева, 1969).

Наиболее крупное и богатое Главное (Западное) месторождение приурочено к опускающемуся в сторону Ферганской депрессии северному крылу II Шорсуйской антиклинали в ее западной прирамковой части. Серное оруденение с целестином локализуется в двух пластах: средней части мергелей (горизонт  $l+K$ ) сузакской свиты палеогена и в верхах доломитизированных известняков (горизонт  $K$ ) бухарского яруса, образуя соответственно две параллельные линзовидные крутопадающие залежи (рис. 4). Целестин присутствует непосредственно в залежах серной руды.

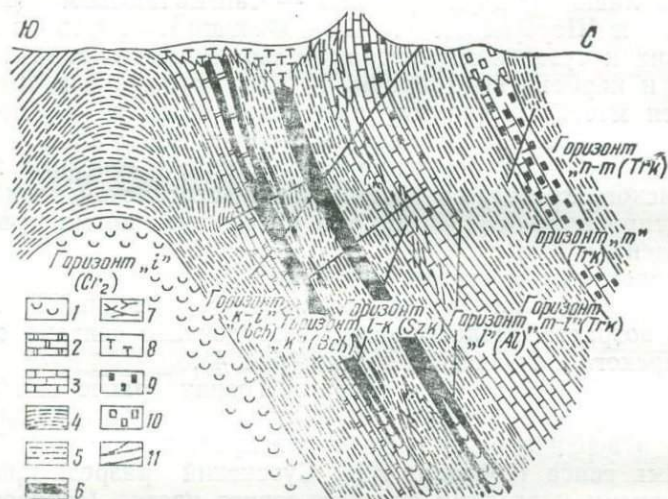


Рис. 4. Схематический разрез северного крыла 2-й Шорсуйской антиклинали (по Юшкину, 1969).

1—гипсы; 2—доломитизированный известняк; 3—известняк; 4—глины и мергели зеленые; 5—красноцветные мергели; 6—серные залежи (с целестином); 7—прожилки серы (с целестином); 8—зона окисления серных руд; 9—озокеритовая залежь; 10—зона окисленного озокерита; 11—разрывные тектонические нарушения.

Как по простиранию, так и по падению серные залежи с целестином переходят в огипсованные зоны. Некоторые из них не выходят на поверхность и по простиранию замещаются гипсом. Причем контакты серных залежей, содержащих целестин с гипсовыми слоями, в плане и разрезе имеют форму «ласточкиного хвоста» (рис. 4).

В серных залежах Шорсу установлено около 50 минералов. Основные из них — сера, кальцит и целестин; второстепенные — парагенные: арагонит, барит и др., которые встречаются в очень незначительных количествах.

Самородная сера, целестин и другие минералы инкрустируют пустотки в известняках, мергелях, заполняют каверны, трещины и пропитывают пористые разновидности известняков.

Целестин в серной руде присутствует в виде очень мелких (менее 1 мм) кристаллов, радиально-лучистых розеток, зерен и натечных образований. Наиболее часто встречаются сферолиты и сферолитоподобные розетки.

Цвет непрозрачных разновидностей целестина — голубой, белый, голубовато-серый и грязно-серый. Причем третья и четвертая разновидности имеют повышенную радиоактивность.

По химическому составу целестин Шорсуйского месторождения относится к кальцитовым разновидностям (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав целестина Шорсу, %

Компонент	Расщепленные кристаллы ярко-голубого цвета	Бесцветные кристаллы		Кристаллически зернистый голубовато-серый	Кристаллы целестина серого цвета
SrO	49,09*	56,21*	55,14*	45,23**	45,20***
BaO	0,21	Следы	Следы	—	0,20
CaO	6,77	—	—	11,45	9,70
	—	0,18	0,04	—	—
	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	41,79	41,45	43,37	43,38	43,02
CO <sub>2</sub>	0,24	0,27	0,50	—	1,74
SiO <sub>2</sub>	—	Следы	Следы	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—
	—	Следы	Следы	—	—
	—	—	—	—	—
	—	0,34	0,34	—	—
Сумма	98,10	98,45	99,39	99,96	99,86

\* По Н. П. Юшкину (1963).

\*\* По Н. М. Слюсаревой (1932).

\*\*\* По Т. К. Каржауу.

Согласно Н. П. Юшкину (1963), среднее содержание окиси стронция (SrO) в горизонте К составляет 1,65%, в горизонте l+K — около 2%.

На всех участках месторождения широко распространены образования минералов разной формы: кальцитовые и серные сталактиты, занавесообразные натечки, тонкие кальцитовые и целестиновые перегородки и перепонки в щелевидных пустотах, образовавшиеся при кристаллизации кальцита и целестина на поверхности раствора. Максимальное содержание целестина приурочено к приконтактовым зонам.

Средний количественный минералогический состав жильного комплекса Шорсуйского месторождения (Юшкин, 1963) дается ниже (%):

Минерал	Залежь	
	К	1 + К
Сера	45,00	47,53
Кальцит	39,31	40,53
Целестин	14,19	11,32
Барит	0,43	0,06
Прочие	1,07	1,04

Целестин по содержанию в серной руде занимает третье место после самородной серы и кальцита и на его долю приходится 14,19% из жильных целестиново-серных руд, залегающих в бухарских доломитизированных известняках, и 11,32% в рудных скоплениях, приуроченных к слоям синих мергелей сузакского яруса.

Относительное содержание минералов, входящих в «жильный» комплекс, в залежах К и 1+К, несмотря на резкие различия литологического состава вмещающих пород, одинаковое, что свидетельствует о едином источнике минералообразования и о едином процессе, которые привели к формированию рудных скоплений, состоящих из серного, кальцитового и целестинового парагенного комплексов минералов.

Установлено, что залежи серных руд приурочены к местам интенсивной тектонической нарушенности. В образовании серного оруденения основную роль сыграли два типа тектонических нарушений: продольные зоны межпластового избирательного дробления, прослеживаемые в пачке мергелей нижнего эоцена, и трещины скола — сбросо-сдвиги, секущие почти вкрест простирания отложения палеоэоцена и эоцена (Яковлева, 1969).

Подземные воды в районе месторождения по химическому составу различаются на:

- 1) глубинные высокоминерализованные хлор-натриевого состава (рассолы), содержащие значительное количество сероводорода и обогащенные некоторыми микроэлементами, в том числе стронцием;
- 2) инфильтрационные сульфатные натрий-кальциевого состава с кислородом;
- 3) смешанные воды различного состава, зависящего от степени смешения вод первых двух типов.

Н. П. Юшкиным (1962) при наблюдении над процессами современного минералообразования установлено, что в пределах месторождения в зоне смешения сульфатных кальций-натрий-магниевых вод с хлоридными натриевыми рассолами происходит интенсивное современное серообразование, а также образование других парагенных минералов. При этом в смешанных водах четко устанавливается интервал выделения определенных компонентов в зависимости от их минерализации. Например, в интервале минерализации 13—50 г/л отлагаются целестин и сера; 50—70 г/л — сера с кальцитом, от 70 г/л и выше — чистый кальцит. Кроме того, в одном случае из смешанных вод с минерализацией 14,5 г/л целестин выпадает вместе с серой (Юшкин, 1962). Однако, как указывает М. В. Иванов (1964), помимо степени минерализации,

одним из определяющих факторов, контролирующих процессы современного сероотложения и парагенных минералов самородной серы, является окислительно-восстановительный потенциал. Таким образом, судя по скоплению самородной серы в четвертичных конгломератах, современному сероотложению и сходству их минерального комплекса с парагенезисом минералов главных серных рудных тел Шорсуйского месторождения, а также учитывая приуроченность серного оруденения к тектоническим нарушениям и переход залежей в зоны огипсования по падению слоев вмещающих пород, прежние исследователи (Уклонский, 1940; Сахаров, 1947; Соколов, 1958; Юшкин 1962, 1968 и др.) считают, что самородная сера месторождения Шорсу и другие парагенные ей минералы (в том числе целестин) образовались в результате вторичных (эпигенетических) процессов.

Н. П. Юшкин (1962), учитывая интенсивность современного серообразования, дорудность дизъюнктивных нарушений и трещин, наблюдения над положением минералогических отвесов и уровней, одновременность отложений серы в палеогеновых породах и среднечетвертичных конгломератах и ряд других геологических факторов, считает, что Шорсуйское сероотложение стало формироваться в начале либо в середине плейстоцена.

В Южной Фергане минерализация целестина в виде отдельных редких желваковых, жеодовых и прожилковых образований встречается в сузакских слоях нефтепромыслов Чимгон, Риштан и мергелях нижнего эоцена у киш. Камышбаши, недалеко от серного месторождения Шорсу. Здесь оруденение целестина представлено мелкими скоплениями в парагенезисе с гипсом, кальцитом и иногда халцедоном. По характеру размещения во вмещающих породах, морфологии и парагенетической ассоциации эти целестиновые скопления также относятся ко вторичным продуктам изменения, протекающего в условиях зоны эпигенеза.

Самородная сера является одним из главных парагенных минералов целестина. Поэтому принципиальное значение имеет количественное соотношение между целестином и самородной серой в рудных залежах, сложенных ими. Так в ферганских серных месторождениях Шорсу и Чангырташ, залегающих в карбонатно-сульфатных породах палеогена, целестин по сравнению с самородной серой имеет второстепенное значение. Тогда как в сероцелестиновых проявлениях, залегающих в тех же породах Южного Узбекистана, преобладающим минералом является целестин, а сера распространена слабо. Таким образом, наблюдается некоторая закономерность в том, что количество целестина в серно-целестиновых проявлениях, залегающих в карбонатно-сульфатных породах, обратно пропорционально количеству самородной серы. Такое количественное соотношение между целестином и самородной серой в карбонатно-сульфатных породах, по-видимому, находится в прямой зависимости от степени минерализации и от уровня окислительно-восстановительного потенциала смешанных минерализованных вод, из которых выпадают самородная сера и целестин.

## Целестин в терригенных породах

В некоторых районах Западного Узбекистана целестин присутствует и в слоях песчаников палеогена. В этом отношении наиболее характерными являются отложения, где он встречается в слоях кварцевых песков верхнего эоцена.

В настоящее время целестин, связанный с кварцевыми песками, известен на Айдарлинском и Джеройском месторождениях кварцевых песков в Центральных Кызылкумах, расположенных в 45—50 км друг от друга (рис. 5).

Айдарлинское проявление целестина находится в 30 км к северо-востоку от пос. Тамды на южном склоне горы Джетымтау, в окрестности одноименного колодца. Собственно на площади Айдарлинского месторождения кварцевых песков встречаются породы эоцена, олигоцена и неогена.

Целестин приурочен к слоям верхнего эоцена, сложенным в основном загипсован-

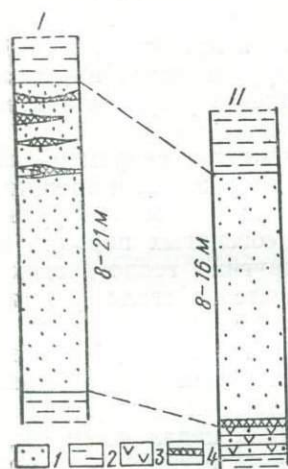


Рис. 5. Разрезы месторождений кварцевых песков Айдарли (I) и Джерой (II).

1—кварцевый песок; 2—зеленые глины с включениями гипса; 3—гипсы; 4—рудные залежи целестина, состоящие из кварцевых песков, сцементированных целестином.

ными глинами и кварцевыми песками. Оруденение целестина в виде линзообразных тел залегает непосредственно в слоях чистых высококачественных кварцевых песков белого цвета (8—21 м). В них встречаются отдельные прослои глинистых и мергелистых пород. На южном склоне северного крыла айдарлинской антиклинали целестин в разрезе кварцевых песков образует 5 линзовидных залежей, которые прослеживаются в горизонтальном направлении. Некоторые из них имеют длину от 2 до 6 м при мощности 0,5—2 м.

Кварцево-целестиновые образования состоят преимущественно из обломочного кварца, крепко сцементированного в монолитный целестиноносный песчаник. Тип цементации базальный. Оптические константы соответствуют таковому обычного целестина. В просмотренных под микроскопом прозрачных шлифах на долю целестина приходится 40—50% от общей массы целестиноносного кварцевого песчаника.

По данным химического анализа (аналитик А. Г. Щербакова), в одной пробе айдарлинского целестиноносного песчаника содержится SrO — 15,26%, SO<sub>3</sub> — 15,18% и SiO<sub>2</sub> — 62%. По А. Ф. Соседко (1937), установлена окись стронция (SrO) в количестве 21,11%. При пересчете на сернистый стронций, по данным двух химанализов, получаем 28 и 37,5% целестина соответственно.

Такое различие содержания целестина в составе образцов целестиноносных песчаников, по-видимому, связано с характером (типом) цементации.

Значительная задернованность коренных пород эоцена в настоящее время пока еще не дает основание говорить о масштабе горизонтального распространения целестиноносных песчаников в пределах площади айдарлинского участка и смежных районов. Этот вопрос может быть решен лишь после проведения специальных геологических работ, сопровождающихся бурением.

Джеройское проявление целестина находится в Центральных Кызылжумах в 15 км к югу от пос. Тамды в урочище Джерой, где расположено месторождение кварцевых песков. В геологическом строении этого месторождения участвуют глины и мергели среднего эоцена, глины, пески и песчаники верхнего эоцена.

Оруденение целестина приурочено к подошве высококачественных кварцевых песков, которые подстилаются пластом песчаников белого цвета, местами пропитанных гидроокислами железа мощностью 0,5—1,8 м. Микроскопически установлено, что верхняя часть пласта кварцевых песчаников, непосредственно контактирующих с вышележащим горизонтом кварцевых песков, является целестиноносной и имеет мощность 0,8—0,95 м. Ниже целестиноносные песчаники переходят в песчаники с гипсовым цементом. Целестиноносные песчаники Джеройского месторождения кварцевых песков как по минералогическому составу, так и по характеру минерализации вполне идентичны с целестиноносными песчаниками айдарлинского участка. Здесь целестин также цементирует кварцевые зерна. Целестиноносные песчаники Джеройского участка по сравнению с айдарлинскими в пределах месторождения кварцевых песков более выдержанные и по мощности залежей, и по площади распространения (рис. 5).

Целестин в кварцевых песчаниках имеет кристаллическую структуру. При этом целестин на различных участках в пределах поля зрения микроскопа дает одновременное угасание в скрещенных николях, которое указывает на общность их оптических ориентировок. Нашими исследованиями (Каржаув, 1955) установлено, что для целестина, образующегося путем метасоматического замещения, в большинстве случаев характерна одинаковая ориентировка их оптических показателей. Поэтому, принимая во внимание переход целестиноносных песчаников вниз по разрезу в песчаники с гипсовым цементом и на основании общности оптических ориентировок, мы считаем, что целестин в песчаниках Джероя образовался в результате вторичного процесса путем метасоматического замещения гипсового цемента песчаников сульфатом стронция.

Рассмотрение проявлений целестина в терригенных породах палеогена двух районов, отстоящих друг от друга на расстоянии 45—50 км, показывает, что проявление целестина в известной степени имеет региональное распространение. С нашей точки зрения, такое значительное площадное распределение целестина вполне

согласуется с региональным развитием кварцевых песков палеогенового возраста в Западном Узбекистане. С гидрогеологической позиции кварцевые пески эоцена явились благоприятной средой для циркуляции подземных вод. Следовательно, вполне допустимо, что в водоносных горизонтах могут встречаться и смешиваться минерализованные воды различного генетического типа посредством вмешательства тектоники или ряда других причин. Далее, в результате смешения вод некоторые соли могут выделяться в твердую фазу (в том числе целестин) в зависимости от химического состава различных вод.

Одной из главных отличительных особенностей минерализации целестина, связанных со слоями терригенных пород, независимо от их стратиграфического положения в разрезе, является мономинеральный состав рудных образований, представленных лишь одним целестином, по сравнению с его проявлениями на серных месторождениях, где минерал встречается в комплексе с серой, кальцитом, гипсом, арагонитом, халцедоном, баритом и в различных парагенетических сочетаниях.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНОГО ЦЕЛЕСТИНА И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В настоящее время существует единственная классификация стронциевых месторождений, предложенная В. В. Бурковым (1962). В ней охвачены все генетические типы стронциевых месторождений, известных в настоящее время. Вообще различают два генетических типа целестина — седиментационный (сингенетический и диагенетический) и эпигенетический.

Хемогенная гипотеза разработана Л. М. Миропольским (1925), А. П. Виноградовым и др. (1945), Н. М. Страховым (1946). По их мнению, сингенетический целестин образуется в условиях осоложнящего бассейна типа лагун путем непосредственного выпадения его в осадок из морской воды после доломита и перед садкой гипса (или ангидрита). Сингенетический целестин в природе встречается в виде рассеянных мелких включений в слоях гипса и ангидрита, тогда как диагенетический формируется в процессе перераспределения рассеянного сингенетического целестина в стадии диагенетических преобразований осадков (Страхов, 1946; Бурков и др., 1962). При этом целестин в слоях карбонатно-сульфатных и терригенных пород образует различные скопления преимущественно в виде конкреций и желваков с плотной мелкокристаллической структурой.

Эпигенетический целестин. В выявлении генезиса вторичного целестина принципиальное значение имеет его парагенезис с самородной серой. Осадочные серные месторождения, встречающиеся как на территории Узбекистана, так и в других районах Советского Союза, хорошо изучены. Почти все исследователи серных месторождений выделяют целестин как один из глав-

ных парагенных минералов самородной серы. Так как парагенные минералы образуются в результате близких физико-химических и геохимических процессов, протекающих в определенной стадии минералообразования, постоянное совместное нахождение серы и целестина нельзя рассматривать как случайное явление.

По А. С. Соколову (1958), эпигенетические серные залежи всегда располагаются в области сочленения поднятий с прогибами, приурочиваются к положительным тектоническим структурам с разрушенными сводами, к слоям карбонатно-сульфатных толщ, или локализуются в зоне взаимодействия глубинных, связанных с нефтяными залежами, хлоридных натриевых рассолов с поверхностными кислородсодержащими водами.

Начиная с 1950 г. в результате изучения целестина в карбонатно-сульфатных толщах различных районов Средней Азии нами собраны многочисленные фактические материалы (Каржаув, 1955, 1964 а, 1964 б), которые подтверждают большое значение метасоматоза в образовании вторичных скоплений целестина.

За последнее время А. С. Соколовым (1958, 1965, 1969) и Н. П. Юшкиным (1962, 1968, 1969) развивается теория инфильтрационного метасоматоза в образовании эпигенетических месторождений серы и парагенных с ней минералов — кальцита, целестина и др. в результате замещения гипса вмещающих пород. По А. С. Соколову и Н. П. Юшкину процесс минералообразования на метасоматических месторождениях происходит при участии: 1) сероводородных хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов нефтяного происхождения; 2) нисходящих кислородсодержащих сульфатных вод; 3) вмещающих карбонатно-сульфатных пород; 4) углеводородов.

В результате метасоматического замещения гипса самородной серой в зависимости от степени минерализации смешанных минерализующих растворов (Юшкин, 1962 а, 1968, 1969) и от уровня их окислительно-восстановительного показателя (Иванов, 1964) выделяются другие парагенные ей минералы. Причем, согласно Н. П. Юшкину (1962, 1969), образование целестина происходит в более низкой степени минерализации растворов, чем образование серы и парагенных ей минералов.

Таким образом, взгляды А. С. Соколова (1958, 1969) и Н. П. Юшкина (1962а, 1968, 1969) о метасоматическом происхождении серы и парагенных ей минералов полностью согласуются в отношении целестина с нашими представлениями (Каржаув, 1955). Следовательно, целестин в процессе метасоматического замещения может образоваться не только на собственно рудных проявлениях, не содержащих самородной серы, но и на серных месторождениях эпигенетического происхождения. Таким образом, метасоматическое образование как самородной серы, так и целестина формируется в сходных геологических, гидро- и геохимических условиях окружающей среды. Между тем по А. С. Соколову (1958, 1969) и Н. П. Юшкину (1962, 1968, 1969), одним из главных факторов метасоматического серообразования является присутствие

углеводородов. Однако, учитывая специфическую геохимическую особенность стронция, мы считаем, что принципиально эпигенетическое накопление целестина не нуждается в участии углеводородов, тогда как для серообразования — это одно из главных условий.

Нам представляется, что для образования собственно эпигенетического целестина требуется лишь участие сульфатного иона ( $\text{SO}_4^{2+}$ ) любого генетического происхождения. Поэтому совместное нахождение серы и целестина или близкое пространственное размещение их залежей в карбонатно-сульфатных толщах можно объяснить, по-видимому, участием углеводородных компонентов в минералообразующих растворах (Шорсуйское месторождение серы с целестином и др.). Тогда как формирование скоплений целестина, лишенных самородной серы или содержащих ее в незначительном количестве, следует связывать либо с отсутствием углеводородов (целестиноносные песчаники верхнего мела и палеогена Западного Узбекистана), либо, по Н. П. Юшкину (1969), их дефицитом в минералообразующих растворах в процессе целестинакопления (серные месторождения с целестином в бухарских отложениях Южного Узбекистана).

Таким образом, в настоящее время общепризнано, что эпигенетические скопления целестина могут формироваться при наличии двух геохимических процессов, протекающих в зависимости от химического состава компонентов, участвующих в сложных химических реакциях, а также от их физического (фазового) состояния.

В первом случае целестин образовывается за счет смешения двух различных гидрохимических типов вод, т. е. глубинных хлоридных натриевых нефтяных, содержащих щелочноземельные элементы с нисходящими сульфатными водами (Уклонский, 1940; Соколов, 1958; Юшкин, 1962, 1968 и др.). При этом образующийся целестин выполняет различные механические трещины и пустотки выщелачивания и других вмещающих пород. При таком способе формируется целестин преимущественно типа выполнения.

Во втором случае целестин образуется путем метасоматического замещения им карбонатных и сульфатных пород (Каржаув, 1955, 1964 а, 1964 б). При метасоматическом замещении обычно формируются брекчиевидные межпластовые тела и залежи неправильной формы, состоящие из плотного и мелкокристаллического целестина и реликтов вмещающих пород. Следует отметить, что метасоматические скопления целестина сопровождаются обычно его секущими жилами типа выполнения.

Анализ особенностей физико-химической обстановки, способа и механизма образования вторичных залежей целестина и их взаимоотношение с вмещающими породами дает нам основание расчленить исследованные эпигенетические скопления целестина на два генетических подтипа: метасоматический и выполнения (табл. 4). Такое двухчленное подразделение эпигенетических образований целестина мы предложили еще в 1955 г., а несколько позже оно отразилось в классификации В. В. Буркова (1962).

Выделенные генетические подтипы целестина мы расчленим на более дробные подразделения в зависимости от литологического состава вмещающих пород и парагенезиса минеральных ассо-

Таблица 4

**Морфогенетическое подразделение вторичных образований целестина в карбонатно-сульфатных и терригенных толщах верхнего мела и палеогена территории Узбекистана**

Генетическое подразделение вторичных образований целестина		Литологический состав рудовмещающих пород	Парагенные минералы целестина	Морфология рудных скоплений целестина	Примеры
тип	подтип (по способу образования)				
Эпигенетический	Метасоматический	<p>Замещение целестином сульфатных пород:</p> <p>а) в парагенезисе с самородной серой</p> <p>б) без самородной серы</p> <p>Замещение целестином карбонатных пород (кальцита либо доломита)</p> <p>Замещение целестином карбонатных или сульфатных цементов терригенных пород</p>	<p>Целестин, сера, кальцит, халцедон, арагонит</p> <p>Целестин, редко гипс и кальцит</p> <p>Целестин, сера, кальцит, гипс, халцедон</p> <p>Целестин, редко кальцит и гипс</p>	<p>Линзо- и гнездообразные тела, межпластовые скопления, со- гласные и секущие жилы</p>	<p>Шорсуйское месторождение самородной серы с целестином и др.</p> <p>Аяккудукское проявление целестина в Централь- ных Кызылкумах и др.</p> <p>Проявления само- родной серы с целестином в Южном и Юго-Западном Узбекистане</p> <p>Айдарлинское, Джеройское и дру- гие проявления целестина</p>
	Тип выполнения	<p>Заполнение целестином разнообразных трещин деформаций, полос- тей, пустоток выщелачивания в карбонатных, суль- фатных и терри- генных породах</p>	<p>Целестин, кальцит, гипс, редко халцедон</p>	<p>Линзо- и гнездообраз- ные скопления и секущие жи- лы</p>	<p>Присутствуют во всех известных месторождениях и проявлениях целестина Узбекистана</p>

циаций. И вместе с тем предлагаемая нами классификация является обобщением всех материалов по исследованию эпигенетических образований целестина в осадочных породах Узбекистана.

Изложенный фактический материал по изучению вторичного целестина в осадочных породах Узбекистана позволяет сделать следующие выводы:

1. В мезозойско-кайнозойских отложениях исследованных районов Узбекистана эпигенетические минеральные скопления стронция представлены одним целестином. Рудопроявления его главным образом приурочены к двум толщам различного статиграфического возраста — верхнемелового и палеогенового.

2. Пространственное размещение рудных залежей целестина строго контролируется литологическим составом вмещающих пород, представленных исключительно карбонатно-сульфатными слоями или терригенными породами, имеющими карбонатную или сульфатную цементацию.

3. Вторичный целестин в слоях осадочных пород мезо-кайнозоя образует рудные скопления в виде межпластовых, линзо- и гнездообразных тел, согласных секущих жил и рассеянных мелких включений.

4. Главные парагенные минералы целестина: самородная сера, кальцит, гипс, арагонит, барит, халцедон, опал (кварц).

5. Решающими факторами образования эпигенетического целестина являются: литологический состав вмещающих пород, структурно-тектоническое положение местности, глубинные хлоридно-натриевые или хлоридно-кальциевые щелочные воды с повышенным содержанием щелочноземельных элементов, нисходящие сульфатные воды либо сульфатные породы.

6. Механизм процессов эпигенетического целестина накопления осуществляется двумя способами: во-первых, путем выпадения в осадок за счет смешения между собой двух гидрохимических типов глубинных хлоридно-натриевых щелочных и нисходящих сульфатных вод. В последнем случае образуется целестин исключительно типа простого выполнения. Во-вторых, образование целестина может еще происходить и путем метасоматического замещения сульфатом стронция в результате прямого воздействия глубинных хлоридно-натриевых или хлоридно-кальциевых вод на карбонатно-сульфатные породы осадочных толщ.

7. Наиболее важными геолого-литологическими критериями обнаружения рудных концентраций целестина при соответствующих благоприятных структурно-тектонических условиях являются районы развития карбонатно-сульфатных толщ, расположенных в зоне разгрузки подземных вод в пределах отдельных артезианских нефтегазоносных бассейнов.

8. Минерализация самородной серы в карбонатно-сульфатных слоях осадочных пород служит прямым показателем обнаружения рудных скоплений целестина.

**И. В. РУБАНОВ**

## **НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЕ СУЛЬФАТОНОСНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Современный континентальный галогенез является как бы продолжением общего процесса накопления солей в послепалеогеновый (неоген-антропогеновый) период наземного осадкообразования. И действительно, вся толща континентальных пород, сформировавшаяся за это время и представленная конгломератами, песками, песчаниками, алевролитами и глинами, в той или иной мере засолена. Лишь в отдельных частях разреза (низы неогена Северо-Западной Ферганы и акчагыл низовий Амударьи) встречаются более или менее чистые соленосные формации, которые из всей серии континентальных осадков дочетвертичного возраста и изучены нами. Морские же неогеновые осадки Западного Узбекистана (Устюрт), современные Аральского моря и неоген-антропогеновые горных районов мы не исследовали.

К галогенным осадкам, вслед за Н. М. Страховым (1962), мы относим накопления средне- и легкорастворимых<sup>1</sup> солей, начиная от гипса и кончая эвтоническими (галофильными) минералами (хлоридами и сульфатами Na и Mg). Преобладающими минералами в общей массе солей здесь являются сульфаты (гипс, мирабилит, глауберит). Поэтому и все соленосные толщи наряду с галогенами мы называем сульфатоносными формациями.

Задача наших исследований — изучение литологии, минералогии, геохимии, рудогенеза и условий формирования сульфатоносных формаций как неоген-четвертичных, так и современных континентальных образований Узбекистана.

Современные соляные отложения изучались А. Г. Бергманом и А. И. Дзенс-Литовским (1935, 1945), позже Б. А. Бедером (1937, 1959), Н. Ф. Поярковым (1955). Исследования ограничивались в основном химической характеристикой солей. С 1957 г. комплексное изучение современных континентальных галогенных отложе-

<sup>1</sup> К легкорастворимым (водорастворимым) минералам мы относим галит, астраханит, тенардит, мирабилит, эпсомит, глауберит и другие легкорастворимые в воде соли. К среднерастворимым (растворимым в соляной кислоте) минералам относятся гипс и карбонаты кальция и магния.

Главнейшие участки современного и неогенового континентального  
соленакпления Узбекистана

№ п.	Соленая формация	Длина, ширина, мощность	Соляной минерал
Почвенная			
1	Центральноферганская	Пятна в несколько сот. м <sup>2</sup>	Галит, астраханит
2	Голодноstepская	То же	Галит, тенардит
3	Зарафшанская	"	Карбонатно-магний
4	Хорезмская	Не изучена	Тенардит, галит?
5	Нижеамударьинская	"	Галит?
Шоровая			
6	Центральноферганская	В несколько сот. м <sup>2</sup> × 2 см	Галит, астраханит
7	Балыклинская (мирабилитовая)	500×200 м × 5 см	Тенардит (мирабилит)
8	Айдарская (с 1959 г. озеро)	150×10 км × 3 см	Галит, тенардит
9	Калгансырская содовая	Около 100 км <sup>2</sup> × 5 мм	Трона, декагидрат
10	Шорсайская	50×10 км × 5 мм	Галит
11	Каганская	10×10 км × 5 см	Галит, тенардит
12	Аякагытминская	4,5×1 км × 1 см	Галит
13	Каракатинская	3×2 км × 4 см	Галит, тенардит
14	Дженгельдинская (кальцитовая)	9×6 км × 5 см	Тенардит, кальцит, гипс
15	Узункудукская (гипс-магнезитовая)	4×3 км × 2 м	Гипс, магнезит, тенардит
16	Кяризская	30×5 км × 1 см	Галит, гипс, тенардит
17	Мынбулакская	3×4 км × 30 см	Галит, тенардит
18	Турткульская	Не изучена	
19	Хорезмская	1×1 км × 10 см	Тенардит (мирабилит)
20	Ходжейлинская	15×10 м × 4 см	Галит
21	Североказылкумская	Не изучена	
22	Приаральская	"	
23	Присарыкамьшская	"	
24	Прибарсакельмеская	"	
Озерная			
25	Тузканинская (с 1958 г. озеро)	8×7 км × 20 см	До 1958 г. галит, астраханит
26	Денгизкульская (с 1967 г. озеро)	7 × 2,5 км × 90 см	Астраханит, галит
27	Муллалинская	1,5 × 0,5 км × 1 м	Мирабилит, тенардит
28	Сайлякудукская	1,5 × 0,5 км × 80 см	Мирабилит
29	Лявлякан-Казганская	1,2 × 0,3 км × до 5 м	Астраханит, галит
30	Камысбулак-Жалгыз-агацкая	9 км <sup>2</sup> × 3 м	Галит
31	Тузкудукская	1,5 × 1 км × 15 см	Галит

№ п. п.	Соленосная формация	Длина, ширина, мощность	Соляной минерал
Озерная			
32	Караумбетская	2,3 × 2,2 км × 4 м	Галит, астраханит
33	Барсакельмесская	40 × 30 км × 27 м	Галит
34	Шорканская*	0,4 × 0,15 км × 3 м	Мирабилит
35	Султансанджарская	6 × 1,0 км × 9 м	Галит
36	Сарыкамышская** (с 1964 г. озеро)	100 км <sup>2</sup> × 10 м	Галит, астраханит
Неогеновые залежи			
37	Кушканатауская	11 × 6 км × 7,5 м	Астраханит, галит, мирабилит
38	Северо-западноферганская	60 × 10 × 3 км	Галит, глауберит, гипс

\* Озеро находится в Таджикистане, у границы с Узбекистаном.

\*\* То же, в Туркмении.

ний проводит Институт геологии АН УзССР. Сульфаты Арало-Каспийского бассейна изучались Л. М. Гроховским (1959), позднее (1960—1963 гг.) разведочные работы на озерах Денгизкуль, Караумбет и Барсакельмес проводились экспедицией Химгеолнеруд Министерства геологии УзССР.

В настоящее время на территории республики установлены размеры и качество всех четвертичных соляных залежей, а по озерам Барсакельмес, Караумбет и Денгизкуль подсчитаны запасы.

Неогеновая сульфатоносная формация в низовьях Амударьи открыта нефтяниками в 1955 г. (Г. Н. Носов) и разведана экспедицией Химгеолнеруд в 1960—1962 гг. (С. П. Давидзон и др.). Поваренная соль из сульфатоносной формации Северо-Западной Ферганы добывается с глубокой древности. В различные годы она изучалась И. В. Пуаре (1931), Н. П. Васильковским (1935), Н. И. Гридневым (1956), В. Р. Герасимовой (1960) и др. В конце 50-х годов здесь проводились разведочные работы на редкие элементы. Древние (сульфатоносные) почвы пустынь Средней Азии исследовались А. И. Перельманом (1959).

Мы изучали некоторые массивы засоленных почв, известные соляные озера и наиболее крупные шоры (рис. 1, табл. 1). Причем часть из них оказались соляными залежами (Камысбулак, Жалгызагач, Лявлякан II, III, IV, Сайлякудук и др.). Впервые для Средней Азии мы установили более или менее значительную содовую минерализацию (Калгансыр) и дали минеральную характеристику всех современных солепроявлений Узбекистана (Рубанов, 1959—1972 гг.). Проведены сотни химических анализов вод и рапы (213), водных (250) и солянокислых (112) вытяжек, силикатных остовов (67), иммерсионных исследований минералов

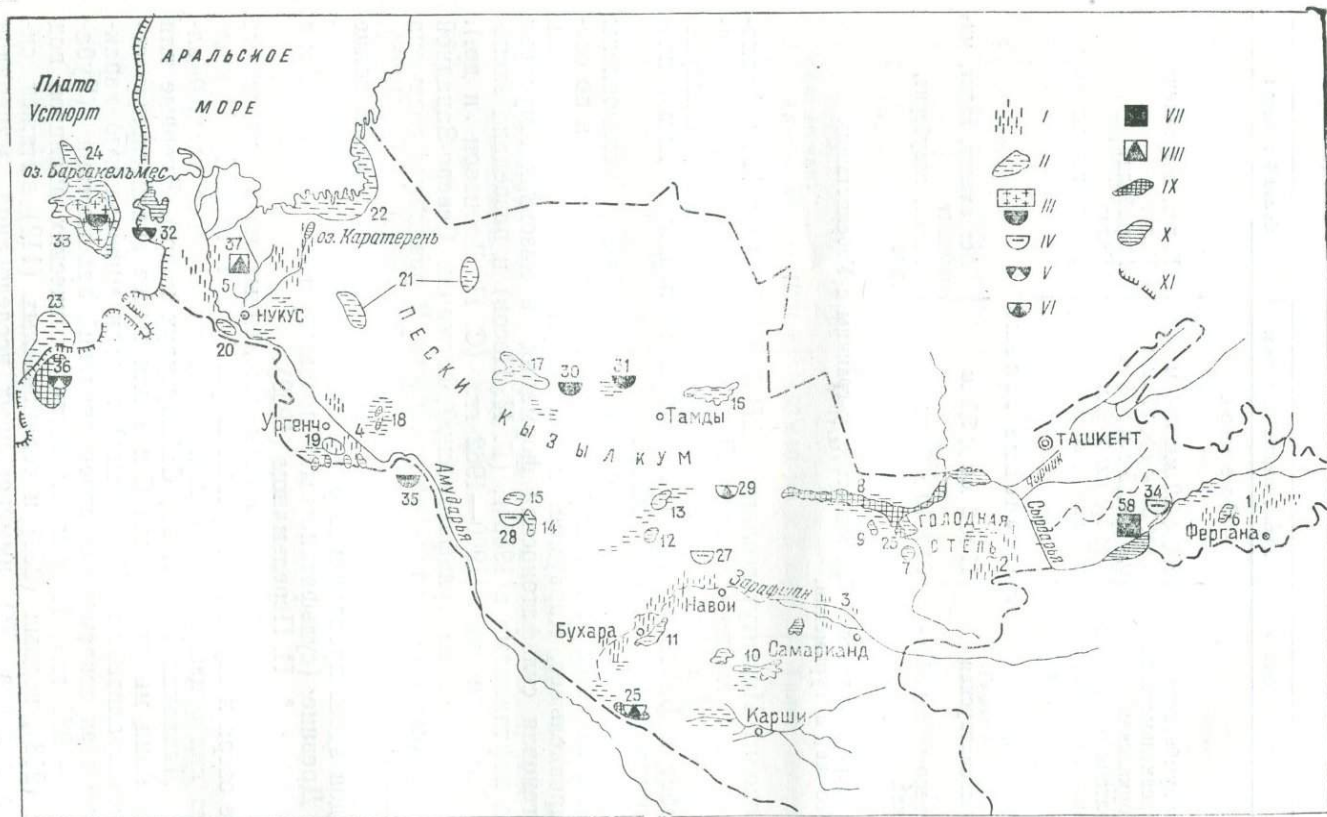


Рис. 1. Схема расположения неоген-антропогенных сульфатосолонных формаций Узбекистана.

I—соленосные почвы; II—шоры. Соляные залежи: III—галитовые; IV—мирабилитовые; V—астраханит-галитовые; VI—галит-астраханитовые; VII—неогеновые галитовые; VIII—неогеновые галит-астраханитовые. Водоемы: IX—солоноватые; X—пресные; XI—чинки Устюрта  
 1—5—соленосные почвы; 6—24—шоры; 25—36—соляные залежи; 37—38—неогеновые.

(2—2,5 тыс. препаратов), термических (24), спектральных (450) анализов и др. Используются также результаты исследований по засоленным (сульфатносырым) почвам Голодной степи, Зарафшанской долины и Кызылкумов (В. Г. Лунев — СоюзНИИХИ, Л. И. Сафонова — Институт каракулеводства, Н. Саттаров — СамГУ, Э. Мамедов — ТашГУ).

Определения производились в основном в лабораториях ИГиГ АН УзССР. В минералогических исследованиях участвовали А. Шарипова и М. Мирахмедов.

Настоящая работа — результат исследований неоген-антропогенных сульфатносырых формаций Узбекистана за 1966—1970 гг. с приведением главнейших выводов по исследованиям 1957—1965 гг.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Поскольку наиболее крупные соляные залежи Узбекистана, как правило, лежат на различных глинах палеогена, приведем сначала некоторые сведения о них.

Палеогеновые осадки в пределах Узбекистана образуют почти непрерывный покров мощностью от нескольких десятков до 500—600 м. Лишь в горных районах он размыт и из-под палеогена выходят более древние породы. Глины обычно слагают верхнюю часть разреза и имеют преимущественно монтмориллонитовый состав (Закиров, 1963). Мощность их на Устюрте и в низовьях Амударьи около 200 м, в Центральных Кызылкумах — до 330 м, в юго-западных отрогах Гиссара — порядка 150 м, в Центральной Фергане и Приташкентском районе — около 100 м.

Кайнозойские континентальные молассы Узбекистана развиты почти по всей территории республики, исключая горные массивы Западного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов и крайний запад — плато Устюрт и низовья Амударьи, где распространены морские неогеновые осадки.

По левобережью Амударьи от Чарджоу до Тюямуяна (и севернее) развита заунгузская свита (плиоцен), представленная аллювиальными буроватыми песчаниками, глинами и алевролитами, местами загипсованными, а в верхней части карбонатными. Мощность 100 м. Присутствуют пресноводные остракоды.

В Кызылкумах, по М. Н. Грамму (1966), выделяется агитминская свита (миоцен) алевролитовых глин кирпично-красного цвета мощностью до 150 м с включениями кристаллов и «жил гипса». Имеются остракоды. Базильбекская свита (плиоцен) — буроватые глины, алевролиты и песчаники с линзами гравия и гальки палеозоя. Мощность обычно небольшая (несколько десятков метров), а на юго-востоке достигает 500 м. Повсюду встречаются кристаллы гипса, редко — пресноводная фауна (остракоды) и осадки речного и озерного происхождения. Яксартская свита (средний — поздний плиоцен) — красно-бурые и серые глины и

пески (аллювий Палеосырдарьи) развита на юго-востоке, где ее мощность достигает 531 м. Содержит пресноводные остракоды.

В Бухаро-Қаршинской степи неогеновые осадки аналогичны кызылкумским, но имеют большую мощность (до 600 м).

В Сурхандарье и юго-западных отрогах Гиссара мощность моласс достигает 3500 м. Породы представлены преимущественно красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками, загипсованными и с пластами гипса (до 3 м), менее развиты гравелиты и конгломераты.

В Ферганской впадине мощность кайнозойских моласс достигает 5 тыс. м. Молассы сумсарских слоев и майлисайской свиты М. Н. Грамм относят к олигоцену, в последней встречаются прослойки гипса (мощностью до 6 м) и вулканического пепла (5—10 см). Породы представлены красноцветными глинами и песчаниками общей мощностью до 300 м. Обчакская свита (миоцен — нижний плиоцен) — алевроитовые глины, песчаники и конгломераты кирпично-красного цвета с редкими остракодами. На западе переходит в мощную — до 2500 м соленосно-гипсоносную свиту (свита  $A_1 + A_2$ , по Н. П. Васильковскому, 1935), состоящую из глин и галита, а сверху — гипса. Обнаружена пыльца вечнозеленых растений и пресноводные остракоды. По мнению большинства исследователей, осадки здесь накапливались в озерном бассейне.

Выше следуют акчопская, кепейлийская и исписарская свиты (средний и верхний плиоцен) глин, алевролитов и песчаников (на востоке конгломератов). Общая мощность более 3000 м.

Морские неогеновые отложения развиты на западе Узбекистана, в них присутствуют сульфатные образования (гипсы). Осадки представлены песками (с кристаллами гипса), глинами, песчаниками, ракушечниками, глауконитовыми песками, доломитизированными известняками, мергелями с кристаллами и прослоями гипса, гипсоносными глинами, мергелями и известняками (сармат). Сарматские известняки и мергели покрывают всю поверхность Устюрта. Общая мощность миоценовых осадков 250 м. Они хорошо охарактеризованы фауной.

Плиоценовые отложения представлены акчагыльским ярусом — серые известняковые глины, алевролиты, известняки-ракушечники. Мощность более 30 м. В районе Кушкантау в 1958 г. обнаружена линза (6×11 км) сульфатоносных пород (астраханит, гипс, глауберит, галит, тенардит). Мощность до 16 м. Верхнеплиоценовые осадки представлены толщей песчаников (25 м) глин и алевролитов; апшеронский ярус — песчаниками, глинами, известняками, известковыми конгломератами общей мощностью до 85 м.

Четвертичные отложения широко развиты как на равнинных пространствах, так и в предгорьях (Скворцов, 1939; Васильковский, 1951; Тетюхин, 1958 и др.).

Генезис, литология и мощность четвертичных отложений на территории Узбекистана весьма различны (Мавлянов, 1958). В пределах горных массивов за счет физического выветривания

формируются осадочные образования, которые выносятся временными водными потоками, скапливаются в предгорьях в мощные (сотни метров) толщи обломочных пород. На равнинах в условиях пустыни рыхлые дочетвертичные осадки (морские и палеогеновые пески) подвергаются активному воздействию ветра и, многократно развеиваясь, скапливаются в золотые гряды мощностью до 20—30 м. Обнажающиеся на плато Устюрт сарматские известняки в течение всего четвертичного периода подвергались физическому выветриванию. Но ввиду выровненности рельефа и скудности атмосферных осадков породы остаются на месте и образуют маломощный (около 0,5 м) элювиальный горизонт выветрелых карбонатов с примесью песчано-глинистого материала, гипса и водорастворимых солей (сульфата натрия и хлористого натрия). Максимальные мощности четвертичных осадков накопились по долинам древних и современных рек, а также в древних и современных котловинах, выработанных в дочетвертичных породах.

Для осадков речных долин характерно двухъярусное деление: внизу грубообломочные породы (галечники, пески), сверху — мелкообломочные (лёсс, мелкозем). Пролувиальные осадки обычно в значительной мере смешанные и состоят из крупных обломков ближайших коренных пород, пересыпанных мелкоземом.

В пределах древних и современных дельт крупных рек Амударьи, Сырдарьи, Зарафшана, Кашкадарьи в течение четвертичного периода накопились мощные (до 80 м) аллювиальные осадки, представленные песками, алевролитами и глинами.

Аральское море в течение четвертичного периода, по крайней мере однажды — в среднечетвертичное время, высохало (Чалов и др., 1964) и на его месте накопились озерные (гипс и, вероятно, соли, Рубанов) осадки (Кесь, 1969). В остальное время на большей части акватории Арала накапливался карбонатно-глинистый пелитовый материал, а вблизи дельт Амударьи и Сырдарьи осаждался преимущественно алевролит (Бродская, 1952).

Все перечисленные осадки четвертичного возраста в условиях существующего современного аридного климата засолены. Достаточно сказать, что огипсование (сульфатоносность) характерно почти для всех генетических разновидностей пород, даже для водораздельных гребней Центрально-Кызылкумских гор. В условиях близкого стояния грунтовых вод отмечаются обширные площади естественного и вторичного засоления почв, преимущественно вдоль речных долин и в предгорьях. На дне бессточных впадин, выполненных толщей рыхлых (четвертичных) осадков нередко образуются обширные солончаки, в паводковый период заполненные водой и покрытые тонкой (1—2 см) соляной коркой и илом (5—10 см) в межень.

Наконец, в котловинах, выработанных в водоупорных породах (преимущественно в глинах палеогена), формируются соляные залежи. Наиболее крупная из них — Барсакелмесская на Устюрте площадью около 1000 км<sup>2</sup>. Мощность озерных соляно-иловых осадков около 27 м.

Сульфатная минерализация характерна не только для соляных залежей, шоров и солончаков, но и для всех генетических разновидностей четвертичных осадков.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ГЕНЕЗИС

Степень засоленности всех континентальных осадков Узбекистана в условиях пустыни неравномерная и различна по минеральной природе. Вслед за Н. М. Страховым (1962), отметим, что в аридном осадкообразовании, как и в гумидном, развита «механическая седиментация частиц, принесенных в данную точку в твердой фазе...», но на первое место здесь выступает хемогенное осадкообразование. Следовательно, минералообразование, наиболее характерное для пустыни, будет *аутигенное*. Минеральные новообразования формируются здесь из вод повышенной солености. Уже с момента накопления доломита (при солености вод 7—10%) породы можно назвать галогенными.

Г и п с — следующий (за доломитом) минерал, который выпадает из осолоняющихся вод при солености 13—16%. В доломит-гипсовую стадию в условиях аридного литогенеза формируются магнезиальные алюмосиликаты, образующие среди пустынных осадков листоватые скопления, известные в литературе под названием «горная кожа» (Перельман, 1959). Наконец, при еще большей концентрации солей (около 25%) из соляных вод начинает выпадать галит и другие водорастворимые минералы.

Вода в аридном литогенезе является главным «извозчиком» химических элементов. Однако роль ее в континентальном аутигенном минералообразовании различна. Выделяются три категории вод, участвующих в этом процессе: 1) капиллярные, поднимающиеся из грунтовых вод по порам вверх; 2) временные — атмосферные (дождь, снег), поступающие в понижения в рельефе в виде временных наземных потоков и грунтовых вод; 3) постоянные — подземные (грунтовые, пластовые) и речные. В зависимости от того, какая вода формирует данное соленакопление, образуется его определенный минеральный состав.

Динамический принцип разделения осадочных формаций, предложенный В. И. Поповым (1947, 1966), позволяет выделить в пределах республики области опускания — Амударьинскую и Сырдарьинскую наземные равнины и области поднятий — Кызылкумскую и Устюртскую (рис. 2). Здесь в различных фациальных поясах формируются осадки двух типов сульфатоносных формаций — почвенные и шоровые. Озерные формации образуются в условиях самостоятельных мелких внутриконтинентальных озерных бассейнов со своими собственными подводноравнинными (по В. И. Попову) фациальными поясами. В неогене в межгорных впадинах Тянь-Шаня существовали более крупные озера со всем многообразием подводноравнинных фациальных комплексов, в том числе галогенных.

Согласно схеме фашиально-петрографической классификации осадочных пород, предложенной В. И. Поповым, галогенные формации относятся к VII семейству формаций. Причем к числу галогенных относятся формации, которые состоят из легкорастворимых хлоридных и сульфатных минералов, а также из сопряженных с ними карбонатных и пелитовых осадков. К галогенным формациям мы относим также гипсы, гипсоносные породы и терригенные осадки, пропитанные этими солями — почвенные и шоровые соленосные породы (Рубанов, 1972). На рис. 3 приведена наша классификация современных континентальных соляных отложений Узбекистана.

В классификации В. И. Попова не выделены галогенные формации соленосных почв и шоров, а все они объединены в одну — озерно-галогенную. Кроме того, он отождествляет фашиальные комплексы осадков депрессионных и котловинных галогенных

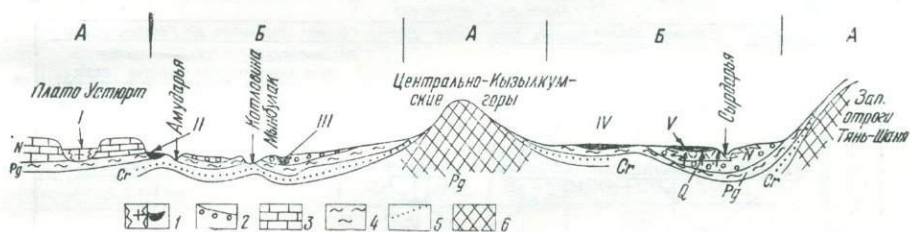


Рис. 2. Схема взаимоотношения современных галогенных формаций на профиле через области поднятий и опусканий Западного Узбекистана.

I—современные соленосные породы; 2—кайнозойские терригенные осадки; 3—неогеновые (сарматские) морские известняки; 4—палеогеновые глины; 5—меловые породы; 6—палеозой.  
Области: А—поднятий; Б—опусканий; I—оз. Барсакельмес; II—оз. Караумбет; III—оз. Камыбулак; IV—шор Кырыз; V—соленосные почвы.

формаций (постплатформенная глауберитовая Кушканатау и сульфат-галитовая межгорных впадин Тянь-Шаня). В действительности же галогенные формации этих районов формировались в различных генетических условиях: первая — в котловинных, вторая — в депрессионных.

Типичными представителями неоген-антропогенных континентальных сульфатносолевых формаций Узбекистана являются почвенные, шоровые и озерные. Причем каждый выделенный тип соленаккоплений имеет постепенные переходы между собой. Так, не всегда точно можно отнести ту или иную современную формацию к определенному типу. Количество участков соляного накопления довольно значительно (см. рис. 1, табл. 1), но все они небольшими пятнами разбросаны по республике.

Часть шоровых низин и озерных котловин (Тузкане, Айдар, Денгизкуль, Сарыкамыш) в последние годы (1960—1964) залита сбросовыми водами, и на их месте образовывались крупные водоемы.

Среди соляных минералов современного соленаккопления на территории республики широко развиты (перечислены по степени

распространенности) водорастворимые: галит, астраханит, мирабилит, тенардит, глауберит, эпсомит, трона, декагидрат сильвин (редко), малорастворимые: гипс (редко ангидрит — Рубанов и др., 1964), кальцит, доломит, магнезит (Каржаув и др., 1972).

На неогеновом месторождении Кушканатау М. Н. Слюсаревой установлены, кроме того, небольшие скопления полигалита, гексагидрата, лёвента, гидроглауберита, уклонковита и люнебургита.

Почвенные соленосные формации (см. рис. 3) широко распространены на территории республики и наиболее развиты по сравнению с другими типами. Среди них выделяются (Ковда, 1946; Панков, 1962, и др.) первичнозасоленные и вторичнозасоленные

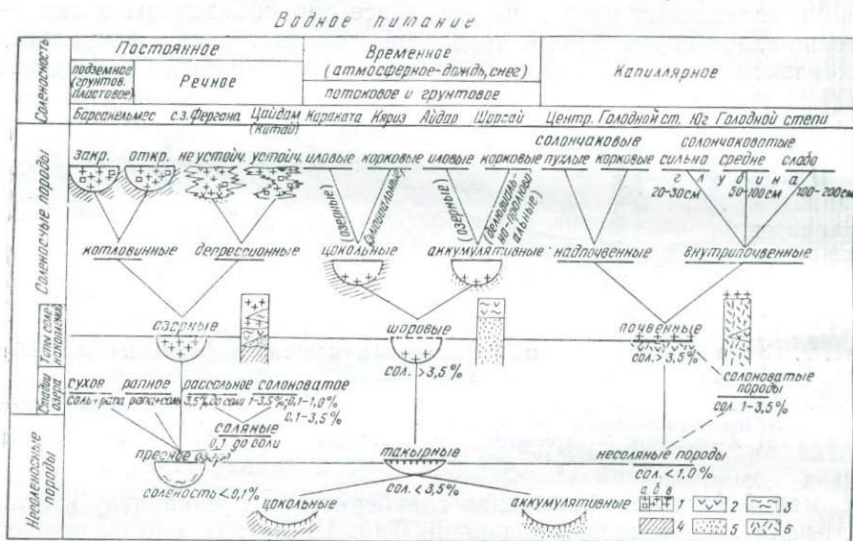


Рис. 3. Генетическая классификация современных континентальных соляных отложений Узбекистана (по соотношению вода : соль : несоляная порода).

1—соли водорастворимые: (а) галит, (б) тенардит, мирабилит, астраханит, глауберит, (в) калийные соли; 2—гипс; 3—ил; 4—коренные породы; 5—пески (преимущественно); 6—лессы (преимущественно).

почвы. За счет испарения поднимающихся по капиллярам вод в верхней части почвенного профиля постепенно накапливаются водорастворимые соли до концентрации 1—3,5% и больше к весу породы, и плодородная почва превращается в засоленную. В. А. Ковда (1946—1964) в пределах СССР выделил четыре провинции соленакопления в почвах: сульфатно-содовую, хлоридно-сульфатную, сульфатно-хлоридную и хлоридную. Однако для Узбекистана большая часть Амударья-Сырдарьинского междуречья им не расчленена на соответствующие провинции и не отмечена содовая, обнаруженная нами в 1957 г. у северных предгорий Ну-ратау (Рубанов, 1961).

Хлоридно-сульфатное засоление по этой схеме характерно для Ферганской долины, Бухаро-Каршинской степи и низовий Амударьи, сульфатно-хлоридное — для Голодной степи и Хорезмского оазиса, а хлоридное — для Сарыкамышской впадины, расположенной на границе с Узбекистаном.

Почвенные соленосные формации делятся на надпочвенные и внутрисочвенные. К первым относятся корковые и пухлые солончаковые почвы.

Надпочвенные (солончаковые) соленосные породы (см. рис. 3) приурочены к широким делювиальным равнинам с близким залеганием уровня грунтовых вод (Голодная степь, Центральная Фергана, Хорезмский оазис и др., табл. 1).

Корковые солончаковые почвы формируются в верхней части профиля преимущественно при повышенном накоплении гипса, сульфата натрия и хлористого натрия. Хлористый натрий в них

Таблица 2

**Химический состав водных вытяжек надпочвенных соленосных пород Голодной степи (Джетысай)**

Почва	Глубина, см	Сумма солей	Катионы, %				Анионы, %		гипс
			Ca	Mg	Na+K	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	
Корковая	0—1	26,7	0,5	0,12	8,7	0,019	3,6	11,9	13,9
	1—5	4,2	0,4	0,05	1,0	0,011	1,2	1,4	18,2
	5—16	3,0	0,07	0,03	1,0	0,017	0,5	1,4	0,9
Пухлая	0—3	9,5	0,39	0,05	3,3	0,019	1,5	4,3	17,4
	3—10	2,7	0,03	0,02	1,0	0,024	0,2	1,5	0,54

крепко цементирует рыхлые терригенные образования (лессы, пески) и образует на поверхности почв корочку соляных пород мощностью до 1—2 см. Иногда на отдельных небольших участках (при сильном засолении) может скопиться почти чистая водорастворимая соль (галит с примесью тенардита, эпсомита). Химический состав водной вытяжки корковой солончаковой почвы разреза 16—Е, заложенного Средазгипроводхлопком (Панков, 1962) в днище Джетысай (Голодная степь), приведен в табл. 2.

Здесь хлористого натрия в корке толщиной 1 см — 19,6%, гипса — 13,9, на глубине 1—5 см — 10,2 и 18,2% соответственно. В интервале 5—16 см содержание гипса резко уменьшается до 0,9, тогда как хлористого натрия остается столько же. Кроме галита и гипса, присутствует около 3% тенардита. Ниже верхней корки солончака количество тенардита резко падает и составляет доли процента.

Пухлые солончаковые почвы в пределах того же Джетысай, по данным Димо (Панков, 1962), содержат (см. табл. 2) в слое 0—3 см 7% хлористого натрия и 17% гипса соответственно; а в интервале 3—10 см — около 3 и 0,5%. При сравнении выясняется,

что в верхней корке пухлой породы хлористого натрия содержится относительно меньше, чем гипса. Непосредственно под верхней коркой, в рыхлой части профиля, гипса всего 0,5%, т. е. столько же, сколько хлористого натрия в корковой засоленной породе.

В составе обеих разновидностей пород присутствуют одни и те же минералы: галит, гипс, пушонка тенардита и терригенный материал.

Внутрипочвенные (солончаковатые) соленосные породы чаще всего развиты вблизи сочленения равнины с предгорьями (юг Голодной степи и др.). Здесь за счет внутрипочвенного испарения вод формируется своеобразный солончак с образованием иногда плотного почти водонепроницаемого гипсового пласта (плиты) на глубине 0,4—2,15 м при мощности 27—70 см. В зависимости от глубины залегания гипса мы вслед за М. А. Панковым

Таблица 3

Химический состав репетекских гипсов (по Сидоренко, 1956), %

Компонент	Результат анализа	Теоретический состав гипса
CaO	16,14	32,58
MgO	0,54	
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	46,51
SO <sub>3</sub>	19,39	
CO <sub>2</sub>	—	
H <sub>2</sub> O	9,53	20,91
Нерастворимый остаток	52,70	
Сумма	100,50	

(1962) выделяем сильно- (20—50 см), средне- (50—100 см) и слабосолончаковатые (100—200 см) почвы. Наши исследования показали (Рубанов, Лунев, 1966), что кристаллы гипса в почве состоят преимущественно из чечевицепоподобных форм размером до 2 см, причем содержание его достигает 40—50% от веса породы.

Кроме чечевицепоподобного гипса, встречаются и другие его разновидности, в том числе гипс натечно-сотовой, обнаруженный в Центральных Кызылкумах (Сафонова и др., 1972) и в Маликчульской степи вблизи г. Навои (Тахтамышев и др., 1971).

Гипс чаще находится в породе в рассеянном состоянии. Размеры его кристаллов колеблются в широких пределах — от сотых долей до 10—15 см.

Некоторые гипсовые скопления образуются почти у поверхности (репетекские), другие разновидности обнаружены на больших глубинах (до нескольких метров), где формируются (на нижней поверхности гальки) так называемые гипсовые «бороды».

Репетекские гипсы развиты среди песчаных пород и образуют в них крупные (до 10 см) удлиненные кристаллы пойкилитовой структуры, в основном состоящие из зерен песка, сцементированного гипсом. На долю песка в репетекском гипсе приходится почти 53% (табл. 3).

Обычно репетекские гипсы накапливаются на глубине 0,5—1,5 м, где, срастаясь друг с другом, иногда образуют довольно плотный горизонт мощностью до 1 м.

Помимо водорастворимых солей и гипса, в засоленных породах постоянно присутствует и аутигенный карбонат преимущественно в виде тонкораспыленных кристаллов. Судя по химическому составу пород, карбоната в них не более нескольких процентов. В минеральном составе преобладают кальцит, доломит, реже магнетит, который образует иногда большие скопления, становясь в этом случае преобладающим минералом.

*Шоровые* соленосные формации занимают дно обширных понижений преимущественно в рельефе Западного Узбекистана (Шорсай, Аякагытма, Караката и др., см. табл. 1). Разделяются они на цокольные и аккумулятивные, каждая из которых в свою очередь сложена иловыми и корковыми образованиями.

Иловые цокольные шоры в паводковый период вместе с водой принимают большое количество алевритового материала. На дне временных озер — шоров накапливается органика, за счет отмирания которой в илах развивается восстановительная среда и они окрашиваются в темный цвет. С глубиной темная окраска пород постепенно исчезает вследствие окисляющего действия кислорода, проникающего глубоко по трещинам в илах, возникающих в сухой период года. Типичные представители иловых шоров на коренных породах — Аякагытминская и Каракатинская котловины.

Аякагытминская котловина (рис. 4) расположена в 20—30 км юго-восточнее восточного окончания гор Кульджуктау. Котловина простирается с севера на юг более чем на 12 км. Ширина ее (с востока на запад) около 9 км, северный и восточный склоны крутые и высокие. Сложены преимущественно эоценовыми гипсоносными глинами. Дно котловины находится на 100—140 м ниже этих участков. Западный склон пологий, песчаный и более засоленный. В районе котловины развиты мел-палеоген-миоценовые породы (общая мощность 500 м), собранные в асимметричную синклиналию складку северо-восточного простираения с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крыльями. По простирацию крылья срезаны разломами, вдоль которых кое-где выклиниваются родники. По западному склону интенсивно выклиниваются грунтовые воды, образующие здесь целую полосу мочажин. Дно котловины заложено в палеогеновых светло-зеленых глинах.

Собственно шоровая впадина размером около 3×6 км своей формой напоминает контуры Каспийского моря. Наиболее пониженный участок ее занят шором размером 1×4,5 км. Поверхность его покрыта соляной коркой (1—2 см) галитового состава, ниже, в 80 м от западного берега, залегает ил мощностью 0,5 м. В центре шора разрез отложений следующий: а) галитовая корка светлая — 0,01 м; б) ил черный, вязкий, с кристаллами гипса — 0,03 м; в) суглинок вязкий, буровато-серый и темно-серый, книзу постепенно уплотняющийся — 0,30 м.

Корка галита разбита на многоугольники усыхания до 2—3 м в диаметре. Под коркой соли обычно лежит тонкий (1—2 мм)

прослой отмерших нитевидных водорослей, от разложения которых ил впоследствии темнеет.

Химический состав воды, соляной корки и илов представлен в табл. 4, 5, 6 и 7.

Мощность иловых пород в котловинных шорах нередко значительная, поскольку сюда из вмещающих палеогеновых пород монтмориллонитового состава интенсивно сносятся глинистые частицы.

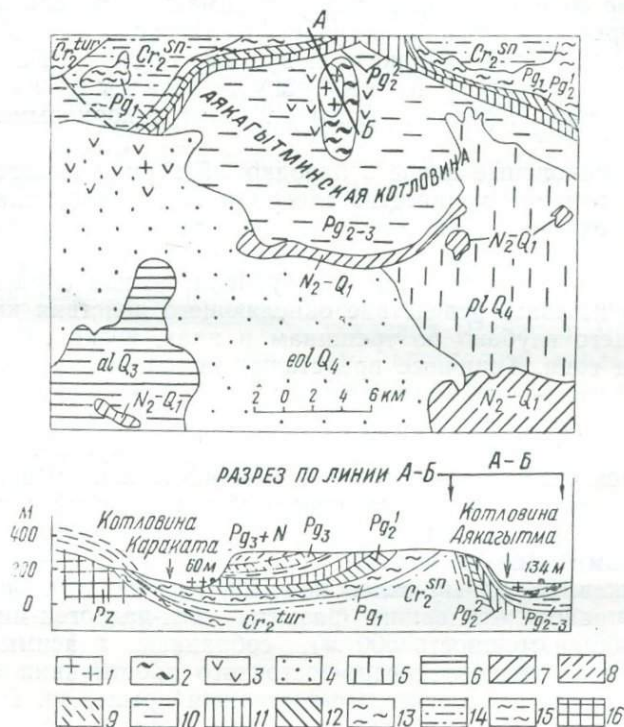


Рис. 4. Схема геологического строения района Айкагытминского шора (использованы данные Иляхина, Пяткова и др., 1961).

1—соляные корки; 2—илы; 3—засоленные почвы; 4—золотые четвертичные осадки; 5—пролювиальные четвертичные; 6—аллювиальные четвертичные; 7—миоцен-нижнечетвертичные отложения; 8—олигоцен-неогеновые осадки; 9—олигоценовые; 10—глины эоцен-олигоценовые; 11—верхнеэоценовые осадки; 12—нижнеэоценовые; 13—палеоэоценовые; 14—сенонские; 15—туронские; 16—палеозойские.

Скважина, пройденная нами в центре Каракатинского шора на глубине 6 м, не вышла из вязких (иловых) буроватых суглинков. Самостоятельно соляная залежь здесь не скапливается, так как привнос на дно шора илового материала превосходит привнос солей, которые лишь засоляют эти илы, не образуя более или менее мощного пласта солей.

Корковые цокольные шоры обычно формируются на эродированных крыльях пологих складок, сложенных водоупорными эоце-

новыми глинами, при скоплении на поверхности которых засоленных вод образуются корки водорастворимых солей и гипсов (шор Кяриз).

Таблица 4

**Химический состав воды шоров**

Номер образца	Место взятия	Сумма солей, г/л	Содержание ионов, г/л						
			Ca	Mg	K	Na или Na+K	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
411/4	Фала на зап. берегу Аякагытмы	299	0,11	3,2	0,8	111,1	0,49	0,4	180,1
305	Весенняя вода оз. Караката	42,4	0,9	2,9	0,2	10,6		0,1	26,2
335	Сев. склон шора Кяриз (колодец)	5,6	0,26	0,15		1,41	0,21	1,58	1,79
44/7	Рапа Айдара	364,6	1,2	6,7	—	118,2	0,4	119,9	2,1
557	Шорсай, колодец	10,4	0,2	0,21	0,04	2,7	0,65	4,7	2,1
54/4	Оз. Калгансыр	3,98	0,02	0,05		1,50	2,31	0,48	0,57

Кяризский шор расположен на южном погружении гор Тохтынтау (в 40—50 км северо-восточнее Тамдытау), площадь — 5—10×

Таблица 5

**Химический состав водной вытяжки соляной корки шоров**

Номер образца	Место взятия	Нераствор. остаток, вес. %	Содержание ионов, вес %						
			Ca	Mg	K	Na	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
420	Караката	3,3	—	1,2		35,5	1,2	2,1	56,0
344/1	Кяриз	49,14	0,14	0,08	—	17,4	0,73	7,7	21,2
340/1	Кяриз	1,44	—	—	—	31,3	0,93	64,7	0,7
50/10	Айдар	4,5	0,7	0,8	—	33,8	—	4,1	51,5
557/а	Шорсай	48,0	2,1	0,2	0,02	16,4	0,6	4,9	25,7
54/1	Калгансыр	24,6	0,6	—	0,01	24,1	23,4	17,6	0,99

×30—40 км. Зона засоления на востоке наиболее расширена. К западу шор местами сужается до 200—300 м. С севера к нему подступает суглинисто-песчаная слабовсхолмленная равнина, тогда как с юга наступают высокие барханные пески.

Засоление приурочено к выходу на дневную поверхность эоценовых глин (мощность около 100 м), слагающих северное крыло пологой предгорной синклинали широтного простиранья. Стратиграфически выше палеогена залегают неоген-четвертичные красноцветные и буроватые глины, алевролиты, пески, песчаники и мергели общей мощностью около 250 м.

Дно Кяризского понижения — шора, сложенное засоленными супесями и суглинками четвертичного возраста, покрыто тонкой (1—3 мм) коркой запесоченного галита (с примесью тенардита, см. табл. 5, обр. 344/1). В южной части шора соляная корка представлена мирабилитом мощностью 1—3 см, переходящим сверху в пушонку тенардита (см. табл. 5, обр. 340/1).

Таблица 6

**Химический состав водной вытяжки из илов шоров**

Номер образца	Место взятия	Раств. часть, вес. %	Содержание ионов, вес. %							Влага
			Ca	Mg	K	Na	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	
412	Аякагытма	20,63	0,26	0,16	0,11	6,1	0,18	4,78	9,04	44,26
334/1	Кяриз	15,9	1,14	0,02		0,73	0,12	3,0	0,88	3,83
334/2	Кяриз	7,28	0,6	0,09	0,05	1,74	0,24	2,17	2,39	3,34
50/11	Айдар	33,1	2,6	0,6		7,0	0,02	17,2	4,5	6,2
557/6	Суглинок									
	Шорсай	5,9	0,3	0,1	0,01	1,8	0,07	1,1	2,6	
401/4	Узункудук	53,0	2,1	1,2	0,3	11,4	—	24,4	6,7	6,8

Под галито-песчаной коркой шора повсюду лежит 1—2-сантиметровый прослой среднекристаллического (1—2 мм) гипса, содержащего 18,9% примеси песчано-глинистого материала и водо-

Таблица 7

**Химический состав солянокислой вытяжки из илов шоров**

Номер образца	Место взятия	Раств. часть в HCl	Силикаты, остов	Содержание ионов, вес. %						
				CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П. п. п.
412	Аякагытма	11,51	23,57	1,65	2,24	4,45	0,12	0,46	2,59	4,5
334/1	Кяриз	65,8	18,9	25,0	0,9	1,4	33,4	0,29	1,30	5,0
50/11	Айдар	26,3	35,5	6,4	3,8	5,3	6,6	2,0	2,1	
557/6	Суглинок									
	Шорсай	31,1	61,1	9,9	3,1	8,3	2,4	2,4	2,7	11,2
401/4	Узункудук	29,5	17,8	7,3	4,4	4,8	9,3	0,8	1,2	6,7

растворимых солей, а еще ниже следуют суглинки (см. табл. 6, обр. 334/1). В последних на глубине 0,6—0,7 м встречаются захороненные темные гипсоносные илоподобные породы, содержащие до 7% хлористого натрия и сульфата натрия (см. табл. 6, обр. 334/3).

Грунтовые воды, питающие шор Кяриз, сульфатно-хлоридного натриевого состава (см. табл. 4, обр. 335).

Иловые аккумулятивные шоры развиваются в депрессионных участках предгорий и межгорий, сложенных рыхлыми водопроницаемыми породами. Вследствие выноса временными потоками в

понижение тонкозернистого терригенного материала здесь постепенно формируется относительно водонепроницаемое ложе, служащее дном для временных (паводковых) озер, на дне которых отлагаются засоленные темные вязкие илы. В сухой период илы покрываются тонкой (1—3 см) коркой водорастворимых солей. В периферической части этих шоров, в местах выклинивания грунтовых вод (со стороны поднятий), формируется зона гипсовых мелкозернистых пород (гипсовые пески с зернами до 1—2 мм). В паводковый период соляная корка растворяется и часть ранее накопленных водорастворимых солей выносятся высокостоящими озерными водами в прилегающие рыхлые (песчаные) осадки. Поэтому мощные пласты солей здесь не скапливаются.

Типичным представителем аккумулятивного илового шора до 1960 г. являлся шор Айдар, расположенный вдоль северных предгорий хребта Нуратау, но в последние годы залитый сбросовыми водами из Голодной степи и Чардаринского водохранилища.

Для большей части шора Айдар характерно следующее строение. Сверху залегает белая соль (галит с примесью тенардита и др.) мощностью от 1 мм до 5 см (см. табл. 5, обр. 50/10). Ниже иногда имеется рапа (при большой мощности соли), пропитывающая соль и подстилающие породы (см. табл. 4, обр. 44/7). Далее следует пластик черного ила мощностью от нескольких миллиметров до 10—20 см (см. табл. 6, обр. 50/11). С повышением мощности соли увеличивается мощность ила. Ил также содержит кристаллы галита, гипса и терригенный материал. Ниже залегают палевые и буроватые супеси, пески и суглинки с включениями гипса.

Корковые аккумулятивные шоры, типичным представителем которых является Шорсай, развиты, как и иловые, на рыхлых породах, но не в депрессионных участках, а на предгорных склонах. Здесь почти не бывает озерных бассейнов даже в паводковый период. Вешние воды, хоть и задерживаются в понижениях, быстро впитываются в грунт. Но все же образовывается корочка водорастворимых солей и гипсовых скоплений. Небольшие шоры такого генезиса развиты на песчаных породах мела западнее Мынгулакской котловины. Очевидно, сюда же следует отнести и гипсомagneзитовый шор Узункудук.

Солончак Шорсай расположен в пологом понижении, ограничивающем с юга Зирабулак-Зиаэтинские предгорья. Протяженность шора с востока на запад более 70 км, ширина изменяется от 1—4 до 15 км. Дно шоровой низины на востоке расположено на высоте 380 м, а на западе — 267,6 м. Прилегающие равнинные пространства Карнабчульской и Каршинской степей возвышаются над дном низины всего на 5—15 м. Вся зона засоления размещается среди неоген — четвертичных континентальных терригенных осадков. Поверхность Шорсай покрыта плотной сухой корочкой (1—3 мм) запесоченного галита (см. табл. 1, обр. 557/а) с примесью тенардита, подстилаемой влажным буроватым суглинком с глиной (табл. 6, обр. 557/б). Грунтовые воды Шорсай сульфатно-натриевого состава (см. табл. 6, обр. 557).

Интересен солончак Узункудук своим гипс-магнезитовым составом. В начале этот шор мы называли гипсовым. Позднее в нем обнаружили пелитоморфный магнезит в количестве до 30% от веса породы (Каржаув и др., 1972). В образце № 401/4 белесой супеси, взятой нами в 1960 г. с поверхности шора Узункудук, установлено 9,26% MgO (табл. 6 и 7, обр. 401/4). Шор расположен в предгорном понижении возвышенности Лау-Лау, сложенной мел-палеогеновыми песками, глинами, известняками, ограничивающими его крутыми склонами с севера и запада. На востоке и юге к шору подступают барханные пески. Длина его с севера на юг около 4 км и с востока на запад 1,5—2. Сверху покрыт соляной коркой 2—3 мм. Местами сложен рыхлой гипсоносной мелкозернистой породой состава образца 401/4. Повсюду на поверхности шора разбросаны (отвеянные ветром) чечевицеобразные кристаллы гипса размером до 3—4 см. Пятью скважинами, пробуренными вместе с Т. Каржауовом в 1970 г. в различных частях шора до глубины 5 м установлено, что магнезитосодержащий белесый мелкозернистый гипс имеет мощность порядка 2 м. Ниже идет буроватый песок барханного облика.

Содовый корковый (частью иловый) шор Калгансыр—Истыкуль расположен у северных предгорий Нуратау, южнее Айдара (Рубанов, 1961). В межбарханных понижениях имеется два небольших (несколько сот м<sup>2</sup>) озера с содовой водой (см. табл. 6, обр. 54/4). Вокруг них отмечены шоры, содержащие в 1—3-миллиметровой соляной корке около 60% соды (троны, обр. 54/1). Запасы последней здесь, на площади 100 км<sup>2</sup>, около 50 тыс. т.

Озерные соленосные формации разбросаны по всей территории республики в виде небольших пятен. Разделяются они на котловинные и депрессионные. Первые в свою очередь делятся на закрытые и открытые, а вторые — на устойчивые и неустойчивые.

Котловинные озерные соленосные породы. Закрытые котловины и их озерные соленосные породы. Барсакельмес — наиболее крупное «сухое» озеро. Расположено на плато Устюрт в 40 км юго-западнее Аральского моря. Максимальная ширина котловины на севере около 50—60, а длина (с юго-востока на северо-запад) — 90 км. Крутые восточные и южные борта ее сложены сарматскими известняками и имеют высоту до 60 м, а северные и западные — пологие.

Ложе озерно-солевых осадков покоится на глинах миоцена (конкский и тортонский ярусы) и, вероятнее всего, — палеогена. Центральная часть котловины занята соляной залежью шириной (с востока на запад) до 30 км и длиной около 40 км. Озерно-солевые осадки, мощностью около 27 м представлены преимущественно илом (значительно уплотненным в нижней части разреза) и солью (иловатой и илистой). Ил составляет значительную часть соленосной толщи и состоит из глинистого вещества (гидрослюды), обломочного кварца алевритового размера, примеси карбонатного вещества и большого количества кристаллов гипса (до 5 см). Гипс иногда образует прослойки мощностью до 2 м; более

или менее однородные илы имеют мощность от 0,2 до 7 м, переслаиваются с иловатой и илистой солью. Первая содержит более 20% нерастворимого остатка, вторая — менее 20% к весу породы. Иловатая соль почти так же широко распространена, как и ил, и образует основное соляное тело озера Барсакельмес. Выклиниваясь к краям озера, иловатая соль на отдельных участках имеет мощность до 19,2 м. Основную ее массу составляет галит (от 50 до 80%), затем идут глинистые минералы, гипс, кварц, карбонаты. Среди соляных минералов встречаются астраханит, глауберит, эпсомит, тенардит.

Илистая соль в различных частях озера внутри иловатой образует разновеликие линзы. Водорастворимые соли составляют здесь более 80% от веса породы (табл. 8, образец 459/1). Наиболее крупная линза довольно чистой соли была подсечена скважи-

Таблица 8

**Химический состав солей сухих соляных озер**

Номер образца	Место взятия	Нераств. остаток, %	Содержание ионов, вес. %					
			Ca	Mg	Na+K	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
459/1	Галит, оз. Барсакельмес	4,9	0,4	0,4	30,5	0,3	1,2	56,7
545а	Галит, оз. Денгизкуль	6,8	0,8	1,1	32,5	0,6	5,2	50,5
545б	Астраханит, оз. Дезкинкуль	0,9	0,6	5,4	20,7	0,6	40,4	18,6

ной в центральной части озера на глубине от 4 до 16 м. В соляной залежи отмечается слоистость (особенно в верхних ее частях), обусловленная чередованием более и менее чистой соли (светлой и темной). Мощность первой 1—3 см, второй — 0,4—0,5. Из пяти обнаруженных на озере водорастворимых минералов — галита, астраханита, глауберита, эпсомита и тенардита — только два первых — породообразующие. Причем астраханит в небольшом количестве встречен в северо-восточной части озера на глубине 3—7 м, где в смеси с галитом образует прослой мощностью до 0,5 м.

Химический состав межкристальной рапы озера и состав соли представлен в таблице 8 и 9 (образцы 459 и 459/1).

Озеро питается грунтовыми водами первого водоносного горизонта, сложенного пористыми сарматскими известняками поступающими с северо-запада котловины.

Открытые котловины и их озерные соленосные породы. Озеро Денгизкуль — наиболее представительное сухое соляное озеро, образованное в котловине открытого типа. До 1934 г. водносолевое питание озера в значительной мере зависело от притока с запада по руслу Тайкыр вод р. Зарафшан. В настоящее время в эту

котловину сбрасываются коллекторные воды Бухарского оазиса, и соли, видимо, растворились.

Озеро Денгизкуль расположено в 100 км к югу от Бухары, в ядре антиклинальной складки, сложенной палеогеновыми глинами. Соляная залежь котловины имела около 10 км в длину (с востока на запад) и до 3,5 км в ширину. На палеогеновых глинах лежит буроватый песок, местами заиленный, с кристаллами гипса и раковинами остракод. Максимальная мощность 2 м. Выше залегает серый запесоченный ил (засоленный) с линзами песка и включениями водорастворимых солей, глауберита и гипса. Мощность илов до 1,55 м. Серый ил перекрыт черным вязким с фауной

Т а б л и ц а 9

Химический состав рапы сухих соляных озер

Номер образца	Место взятия	Сумма солей, г/л	Содержание ионов, г/л					
			Ca	Mg	Na+K	HCO <sub>3</sub> +CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
459	Оз. Барсакельмес	354	0,98	20,7	99,8	—	22,9	175,5
541	Оз. Денгизкуль	294,5	0,4	20,2	59,7	1,6	69,8	108,2

остракод и гастропод и включениями кристаллов астраханита, галита и глауберита, реже гипса и карбоната мощностью до 0,3 м. Выше лежат уплотненные нитевидные водоросли слоем до 5 мм. Далее следует пласт мелко- и крупнокристаллического (светлого и темного) астраханита мощностью до 0,7 м (см. табл. 8, обр. 545/б). Наконец, сверху лежит пласт (см. табл. 8, обр. 545/а) крупнокристаллического галита в различной степени загрязненного илом, плотного внизу и рыхлого сверху, мощностью до 0,4 м.

Общая мощность солей — до 0,95 м, а озерных осадков — до 2,5 м. Общей особенностью для соляных залежей описанного типа является то, что они нигде не подстилаются более или менее мощным пластом чистого осадочного гипса. Видимо, эта особенность в строении континентальных соляных залежей (котловинного типа) отличает их от строения морских, которые обязательно подстилаются сравнительно мощной толщей чистых гипсов (ангидритов).

Следует отметить, что в современных соленосных осадках озер типа открытых котловин, каковыми в Туркмении являются Сарыкамшыкские, нами (Рубанов и др., 1964) был обнаружен ангидрит. Типичным представителем древнего сухого озера, развитого в котловине открытого типа, является неогеновая соляная залежь Кушканатау (рис. 5).

*Депрессионные* озерные соленосные породы. Современные озера такого типа в пределах Узбекистана (и СССР) отсутствуют. В неогене же Северо-Западной Ферганы в условиях неустойчивой депрессии накопились озерные соленосные породы.

Неустойчивые депрессии и их озерные соленосные породы. Неогеновая соленосно-гипсоносная толща

Северо-Западной Ферганы достигает мощности 1400—3400 м (по данным различных исследователей), а площадь ее — несколько сот квадратных километров.

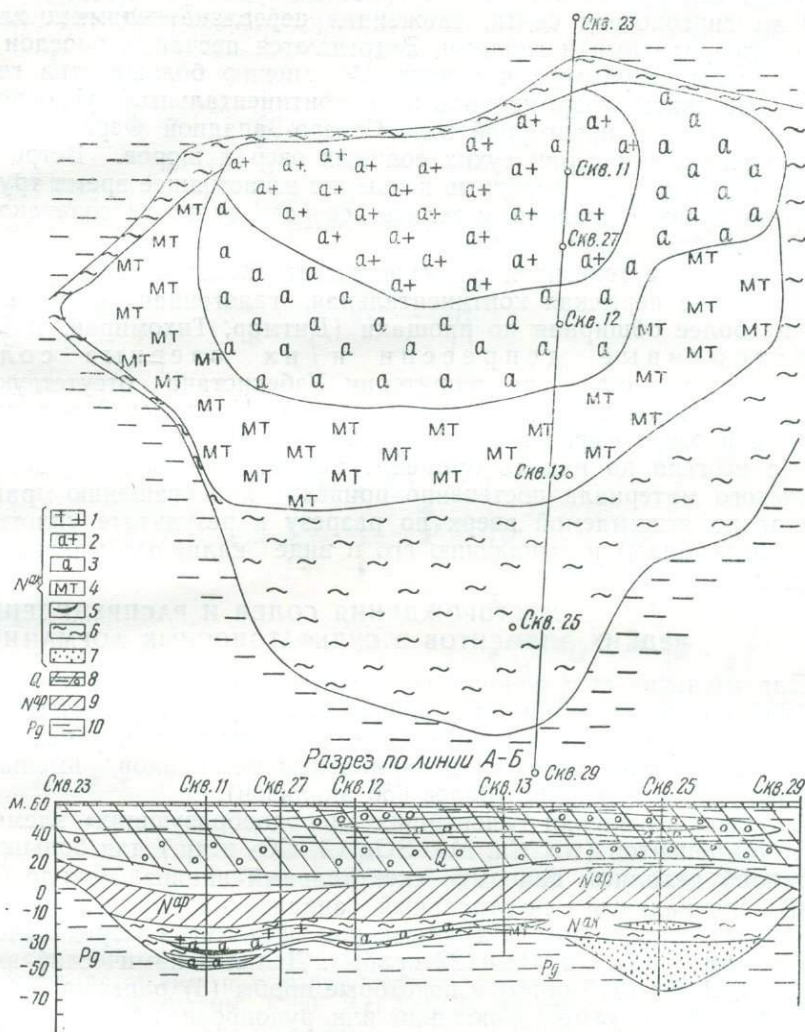


Рис. 5. Схема строения Кушканатауского неогенового месторождения солей (использованы данные С. П. Давидзона и др., 1951).

1—галитовая порода; 2—площадь распространения галит-астраханитовых пород; 3—астраханитовая; 4—мирабилит-тенардитовая; 5—полигалитовая; 6—глины галогенные, загипсованные с глауберитом; 7—песчаники; 8—четвертичные глины и пески, сверху почвы; 9—песчаник апшеронский; 10—глины и мергели палеогеновые.

По данным Н. И. Гриднева (1956), мощность соленосной свиты 648 м, из которой глины составляют 67%, алевролиты 23%, галопелиты 10%. Собственно соль представлена преимущественно га-

литом — 6,2% (40 м) от всей соляной толщи. По данным В. В. Герасимой (1960), в соленосной свите присутствует до 25% ангидри-то-глинистой породы и до 10% глауберито-глинистой.

Выше соленосной толщи располагается более мощная (800—2500 м) гипсоносная свита, сложенная переслаивающимися глинами, алевролитами и гипсами. Встречаются песчаные прослои и редко линзы глауберита и галита. По мнению большинства геологов, обе свиты сформировались в континентальных условиях. Видимо, здесь, в предгорной зоне Северо-Западной Ферганы, существовала целая серия сухих соляных озер и шоров. Встречались, несомненно, и засоленные почвы, но в настоящее время трудно среди древних осадков выделить все разновидности соленакоп-лений, подобные современным.

Аналогичные генезис и строение имеет недавно выявленная в Казахстане пермская континентальная галогенная формация, но еще более обширная по площади (Дитмар, Тихомиров, 1967).

Устойчивые депрессии и их озерные соле-носные породы на территории Узбекистана отсутствуют. За пределами СССР к ним относятся озера Цойдамской впадины в Китае и озеро Сёрлз в США. Длительное накопление солей в них (с неогена до нашего времени) без значительного привноса глинистого материала постепенно привело к обогащению рапы (постоянно отжимаемой вверх по разрезу в результате уплотне-ния соли) калием и выпадению его в виде калийных минералов (силвин).

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУЛЬФАТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Для изучения современных галогенных формаций Узбекистана (с 1957 г.), помимо обычных многочисленных минералогических исследований, проводились химические анализы воды и рапы, вод-ные, солянокислые вытяжки и силикатный остов илов, вмещаю-щих пород и солей (всего более 650 анализов).

С целью выявления главнейших «породообразующих» элемен-тов и компонентов (Na, Ca, Mg, SO<sub>4</sub>, Cl, CO<sub>2</sub> и др.) для большин-ства проб делались: валовый спектральный анализ (около 650 проб); специальный спектральный анализ на бор (в медных электродах) — 50 проб. На пламенном фотометре определялось содержание K, Li, Pb, Cs (122 пробы). Делался химический анали-з на I, В, Вг (215 проб) и некоторые пробы (5) рапы на Se, Ti.

Среди соляных месторождений или рудопроявлений в респуб-лике имеются галитовые (поваренная соль), астраханитовые, те-нардит-мирабилитовые и содовые. Наиболее крупное месторожде-ние современной поваренной соли — Барсакельмесское — разведано экспедицией Химгеолнеруд Министерства геологии УзССР. За-пасы галита в нем достигают 17,2 млрд. т (вместе с солью в ра-пе). На неогеновом галит-астраханитовом месторождении Куш-канатау выявлены запасы солей в объеме 600 млн. т. Здесь проек-тируется добыча солей методом выщелачивания.

Современное астраханит-галитовое месторождение Караумбет, по данным экспедиции Химгеолнеруд, содержит 18,6 млн. т солей, из которых 10,5 млн. т приходится на галит. Месторождение эксплуатируется в настоящее время для местных нужд полукустарным способом.

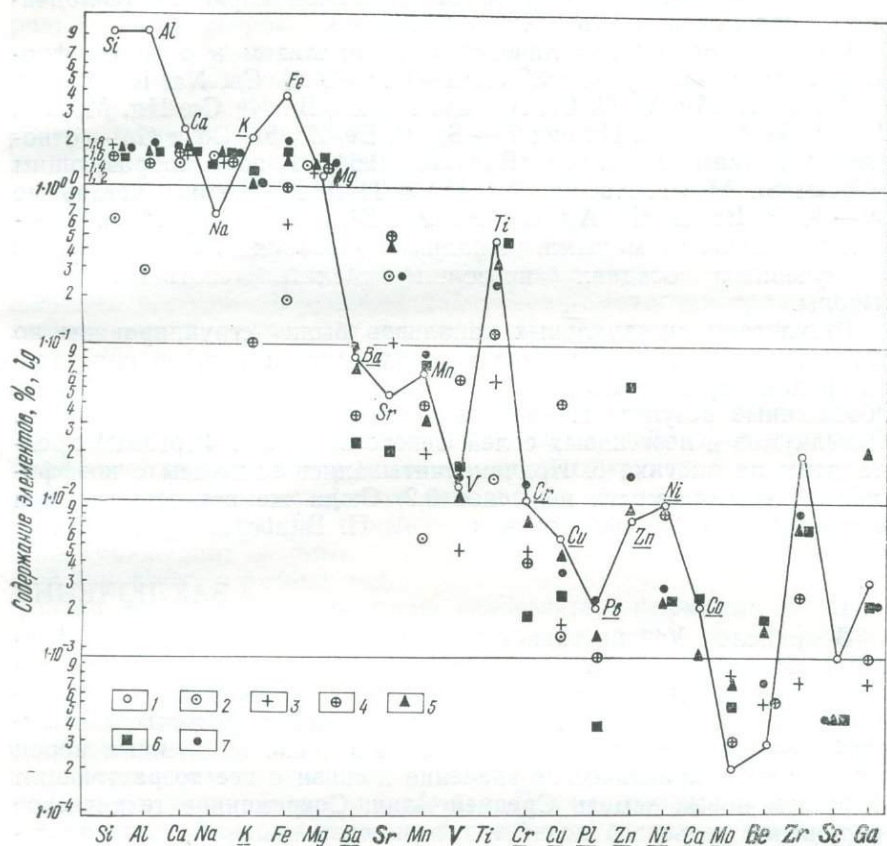


Рис. 6. Среднеарифметические содержания главных элементов в современных соляных отложениях Центральных Кызылкумов и неогена Северо-Западной Ферганы (по данным полуколичественного спектрального анализа, 247 проб десятибалльной системы; ИГИГ АН УзССР, аналитики Гуськова и Саидова).

1—кларк в осадочных породах; 2—рапа (25 проб); 3—соли Кызылкумов (36); 4—соли Ферганы (49); 5—илы Кызылкумов (59); 6—вмещающие породы Кызылкумов (15); 7—глины, песчанки и другие породы неогена Северо-Западной Ферганы (63). Жирным шрифтом обозначены редкие элементы, тонким—породообразующие, подчеркнуты малые.

Месторождения галита Камысбулак и Жалгызгагач расположены в Центральных Кызылкумах. Запасы их определяются несколькими десятками миллионов тонн.

Галит-астраханитовые месторождения Лявляканской группы озер имеют запасы астраханита, видимо, в несколько сотен тысяч

тонн. Однако, соляные залежи здесь мелкие и заслуживает лишь внимания весьма высокое содержание магния в рапе одного из озер (до 99%), но и его запасы так же ограничены.

На месторождениях Сайлякудук и Муллалы имеется около 0,5 млн. т сульфата натрия. Наконец, у северных предгорий Нура-тау (оз. Калгансыр) обнаружено скопление корковой (солончковой) соды около 50 тыс. т.

Спектральным полуколичественным анализом в соляных формациях было обнаружено 30 элементов: Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, P, Ba, Sr, B, Mn, V, Ti, Cr, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co, Hg, Mo, Sn, Be, Zr, Se, Cd и Ga. Из них 7 — Sr, V, Be, Zr, Se, Cd и Ga — относятся к редким элементам (Власова, 1964). К породообразующим отнесем Si, Al, Ca, Na, Fe, Mg, Mn и Ti (8 элементов), остальные 15 — K, P, Ba, B, Cr, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co, Hg, Mo и Sn — будем называть малыми. Анализ колебания их содержания в изученных осадках позволил сделать соответствующие выводы.

Результаты спектральных анализов были сгруппированы по типам пород (сухие остатки рапы, соли, илы и т. д.) и подсчитаны средние арифметические содержания отдельных элементов. Обобщенные результаты части этих анализов (для Центральных Кызылкумов и неогеновых солей Северо-Западной Ферганы) представлены на рисунке 6. При этом учитывались элементы с коэффициентом встречаемости не менее 0,2. Сюда же нанесены кларки элементов в осадочных породах по А. П. Виноградову (1962).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Узбекистана современные осадочные породы формируются в условиях аридного литогенеза и поэтому на значительной площади засолены. Причем среди засоленных пород преобладают сульфатные галогенные формации, в которых выделяются почвенные, шоровые и озерные. Изучение засоленных пород имеет важное практическое значение в связи с все возрастающим освоением новых земель Средней Азии. Современное техническое вооружение сельского хозяйства позволяет изменить ход галогенеза в геологических масштабах. Целенаправленное рассоление почв приводит к перераспределению солей на обширных площадях и концентрации их в отдельных бассейнах — солепоглотителях (Аральское море и другие водоемы).

Постепенно почвенный галогенез будет затухать, но останется шорово-озерный. Сравнение дочетвертичного (неогенового) галогенеза с современным показывает, что со времени наступления послепалеогенового континентального режима на территории Узбекистана идет своеобразное возрастное скольжение его интенсивности с востока на запад и снизу вверх «по путям миграции» последнего (палеогенового) морского бассейна.

Изучение современных солевых отложений имеет также важное научное значение для познания древнего галогенеза Земли. Путем

сравнения современных соляных образований с древними можно более точно установить условия накопления подобных отложений в минувшие эпохи.

Современное соленакопление в республике идет преимущественно в континентальных условиях. Сами континентальные отложения сложены терригенными осадками мощностью в несколько, редко в сотни метров. Галогенные осадки в них, однако, маломощные — от нескольких м до 20—30 м. В неогене сульфатонасыщенные формации формировались на двух участках — в низовьях Амударьи, у возвышенности Кушканатау, и в Северо-Западной Фергане, в Камышкурганском районе. Причем мощность на первом из них — около 16 м, на втором — до 2—3 тыс. м. Такая большая разница в мощностях галогенных формаций объясняется в первую очередь различием их условий образования, а именно — Кушканатауская образовалась в котловине, Ферганская — в депрессии.

В составе сульфатных формаций, кроме гипса и ангидрита, основными породообразующими водорастворимыми минералами являются: галит, астраханит, тенардит (мирабилит), эпсомит, глауберит. Последний в относительно большом количестве присутствует в неогеновых осадках.

Из выделенных трех разновидностей галогенных континентальных осадков — почвенные соленосные породы образуются в условиях капиллярного питания солями рыхлых грунтов на равнинах; шоровые — за счет испарения паводковых поверхностных и грунтовых вод в бессточных понижениях и засоления ими пород ложа этих понижений; озерные в условиях бессточных котловин — за счет грунтовых и речных вод.

Положение различных типов галогенных формаций в общей схеме фациально-динамических комплексов следующее: формации почвенных соленосных пород расположены в зоне развития равнинно-долинных поясов и менее — в застойной зоне подгорноверных; формации шоровых соленосных пород — в застойной зоне подгорноверных поясов и в пределах эолово-равнинного; формации озерных соленосных пород развиты в условиях самостоятельных фаций типа центральноозерных. Первые развиты в пределах Центральной Ферганы, Голодной степи, Зарафшанской долины и низовий Амударьи; вторые — у северных предгорий Нуратау, южных предгорий Зирабулак-Зиаэтдинских гор, котловин Аякагытма и Караката и др.; третьи развиты на дне бессточных котловин Барсакельмес, Караумбет, Камысбулак и др.

Среди современных и неогеновых галогенных осадков имеются довольно значительные скопления водорастворимых солей, могущих представлять промышленный интерес: галита на озерах Барсакельмес, Камысбулак, Жалгызгаич; галита и астраханита на озерах Караумбет, Лявлякан; мирабилита и тенардита на оз. Муллалы, Сайлякудук; соды — на оз. Камысбулак—Истыккуль.

В неогене низовий Амударьи имеется галит-астраханитовая залежь, слагающая месторождение Кушканатау, а в северо-западной Фергане — мощная (до 2500 м) галит-гипсоносная толща.

Редкие элементы среди неоген-антропогенных континентальных галогенных формаций содержатся в акцессорных количествах. Отмечаются вышекларковые содержания (в 7 раз) стронция в сухом остатке рапы, в 9 раз — в современных илах и в 17 раз — в солях неогена Северо-Западной Ферганы. Калий содержится в повышенных количествах в галогенных осадках Бухаро-Каршинского района вследствие выноса его сюда из юрских калиеносных солей. Повышенное количество меди отмечено для неогеновых галогенных осадков Северо-Западной Ферганы. Перспективными здесь являются прибрежно-озерные фации у предгорий Кураминского хребта. У северных предгорий Нуратау — в районе озер Калгансыр и Истыккуль также возможны концентрации меди, выносимой сюда из месторождения Ухум, расположенного в горах.

Дальнейшие исследования следует продолжить с целью детального изучения текстурных особенностей галогенных формаций, форм диагенетических преобразований, выяснения минеральной природы аутигенных образований не только водорастворимых солей и растворимых в соляной кислоте минералов, но и аутигенных алюмосиликатов (главным образом глинистых минералов типа монтмориллонита, гидрослюд, палыгорскита, цеолитов и др.). Специальных исследований требует также вопрос о роли золотого фактора в соленакоплении. Дальнейшее изучение гипсовых скоплений среди современных осадков позволит решить ряд спорных вопросов по их генезису.

В заключение отметим, что проведенными исследованиями установлены: 1) распространенность различных типов галогенных осадков в пределах Узбекистана; 2) приуроченность соляных залежей к водоупорам (глинам эоцена); 3) минеральный состав современных галогенных осадков; 4) ранее неизвестная содовая минерализация; 5) редкая для современных осадков ангидритовая минерализация; 6) возможность концентрации калия при континентальном галогенезе в случае длительного прогибания депрессии компенсируемого осадками солей; 7) генетическая классификация континентального галогенеза на примере Узбекистана; 8) новый тип гипс-магнетитового минералообразования; 9) ограниченное распространение гипса в основании континентальных соляных залежей в отличие от морских — всегда подстилаемых мощной толщей гипс-ангидритов; 10) нахождение галогенных линз среди морских осадков может свидетельствовать о их континентальном (котловинном) пути соленакопления.

*Н. П. ПЕТРОВ, Ш. ЖУРАЕВ,  
Н. ИБАЙДУЛЛАЕВ, Н. МИРАЛИМОВА*

## **ФОСФАТОНОСНОСТЬ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО И ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

Узбекистан является крупнейшим потребителем, а также изготовителем минеральных удобрений. Существующие заводы обеспечиваются привозным фосконцентратом из месторождения Каратау (Южный Казахстан) и хибинским апатитом с Кольского полуострова. Но Каратауское и Хибинское месторождения удовлетворить растущую потребность в сырье в настоящее время не могут, поэтому появилась необходимость в выявлении новых месторождений фосфоритов вблизи районов их потребления.

В Узбекистане фосфатоносные отложения широко развиты среди меловых и палеогеновых отложений как в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, так и в горах Таджикской депрессии и Кызылкумах. Это месторождения фосфоритов — Каратаг, Гулиоб, Риват, Исфара, Досманага, Гуру-Фатьма и др., которые относятся к карбонатно-терригенной фосфоритоносной формации и по условиям образования являются аналогами крупнейших месторождений фосфоритов Северной Африки и Ближнего Востока (Шатский, 1955). Но в связи с ограниченностью запасов ни в Узбекистане, ни в Таджикистане они не эксплуатируются. Увеличение их может базироваться только на детальном изучении закономерностей размещения фосфатного оруденения, его вещественного состава и условий их образования.

На протяжении последних лет фосфатоносность отложений палеогена исследовалась сотрудами лаборатории осадочного рудогенеза и минералогии ИГиГ АН УзССР Н. П. Петровым, Ш. Жураевым, Н. Ибайдуллаевым, М. П. Баскаковым, Н. Миралимовой. Химико-аналитическая часть проводилась химиком А. Г. Щербаковой и частично в Центральной лаборатории трестов «Ташкентгеология» и «Самаркандгеология» Министерства геологии УзССР.

Исследовательские работы дали интересные результаты, позволившие найти новые месторождения, или новые пути освоения существующих ранее. В отложениях палеогена было известно два фосфоритовых горизонта: первый — желвачный — базальный, образовавшийся при трансгрессии палеогенового моря (Ильяшенко,

1967), известный под названием «скользящий горизонт» (Баскаков, 1964), и второй — зернистый, на востоке.

В настоящее время в отложениях палеогена геологи устанавливают до 13 горизонтов. Оказалось, что палеогеновые отложения, особенно средний эоцен, содержат фосфатного вещества больше, чем это предполагалось. Эти горизонты изучены недостаточно полно. Они преимущественно маломощные, но встречаются и с содержанием  $P_2O_5$  до 24% при мощности 1,0 м на юге (Туполанг—Обизаранг) и 0,4 на западе (Кызылкумы, Акой). Установлено, что ряд маломощных фосфоритовых горизонтов вместе с вмещающими породами образуют пачку пластов в 8 м со средним содержанием  $P_2O_5$  до 8%. Хорошая обогатимость пород этой пачки позволяет получить фосконцентрат с содержанием  $P_2O_5$  27—28%.

Ниже излагаются результаты наших исследований на юге — в междуречье Туполанг—Обизаранг (Ш. Жураев), Зирабулак-Зиатдинских горах (М. Миралимова) и на западе — в Кызылкумах (Н. Ибайдуллаев).

#### ФОСФАТОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА (МЕЖДУРЕЧЬЕ ТУПОЛАНГ—ОБИЗАРАНГ)

В 1964—1970 гг. Ш. Жураевым изучалась фосфатоносность отложений среднего эоцена. В результате проведенных исследований с учетом данных Б. А. Петрушевского и др. (1936), М. П. Баскакова (1964), В. Я. Ильяшенко (1967) и др. определена фосфатоносность, составлена схема литолого-фациальных изменений отложений среднего эоцена в районе междуречья Туполанг—Обизаранг (рис. 1).

Район исследований находится в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта на южном крыле мечетлинской антиклинали. В геологическом строении месторождения участвуют известняки, доломиты, гипсы, песчаники, глины и фосфориты. Здесь установлено десять рудных фосфатоносных горизонтов с содержанием  $P_2O_5$  не менее 4%, что соответствует существующим требованиям.

Первый фосфатоносный горизонт развит в Гиссараке, Зарчобе, Тагитабе, Обизаранге и представлен доломитизированными мергелями пепельно-серого и желтого цвета с некоторыми примесями песчано-алевролитового материала. В породе в обилии встречаются разноразмерные (0,1—3—4 мм) фосфатные образования в виде копролитов, ядер пеллеципод, гастропод и зерен овальной, округлой, удлиненной и неправильной формы. Химическим анализом в пеллециподах (Обизаранг) установлен фосфорный ангидрит до 27,7%. Валовое содержание  $P_2O_5$  (штуфные и бороздовые породы) составляет 3,6% (Гиссарак), 9,6% (Тангизироб). Среднее содержание  $P_2O_5$  по пяти разрезам — 5,4% при средней мощности — 0,50 м. Содержание  $P_2O_5$  в горизонте центральной

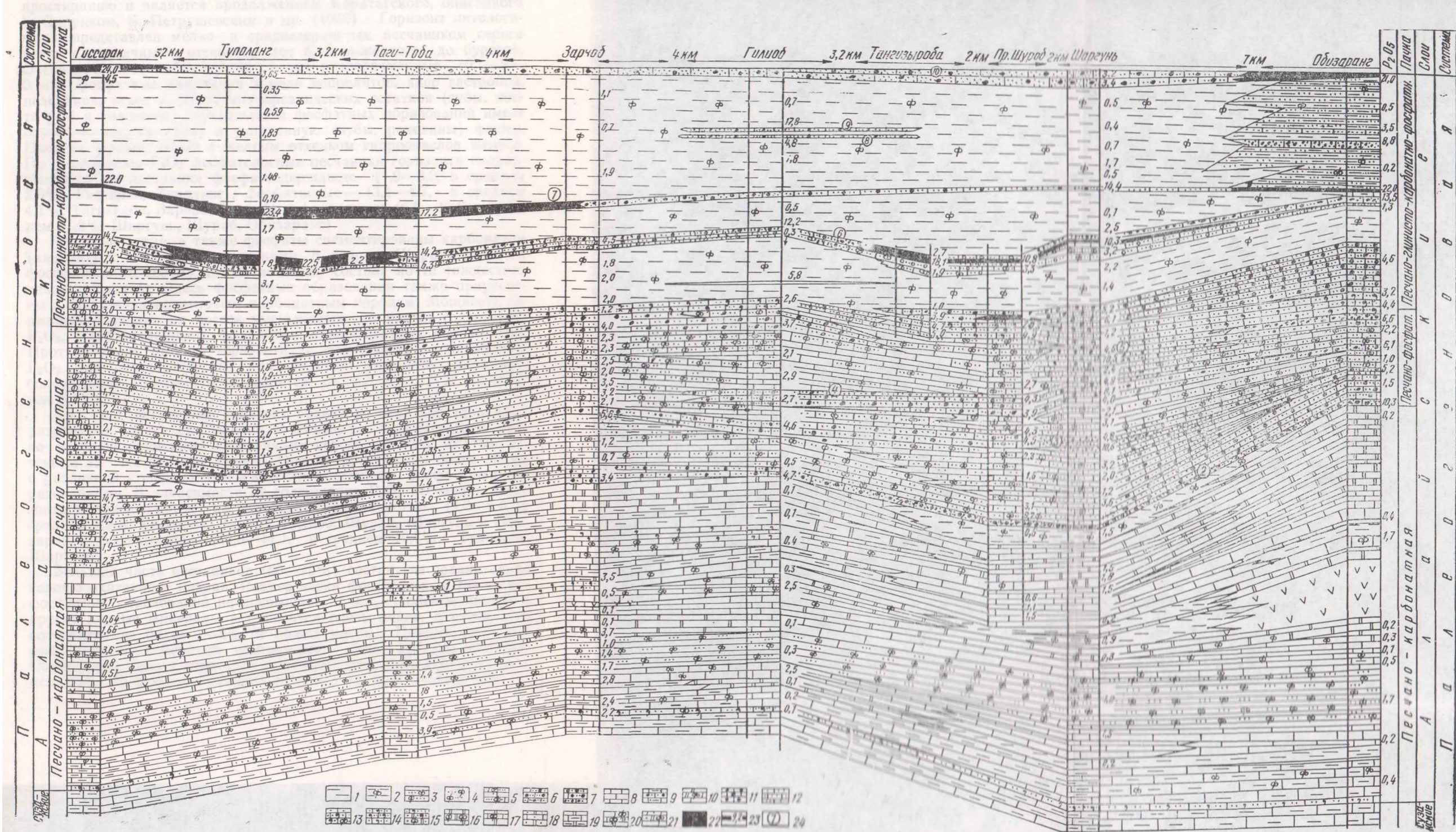


Рис. 1. Схема литолого-фациальной изменчивости фосфатосодержащих отложений среди его восточных отрогов Гиссарского хребта (междуречье Туполанг—Обизаранг).

1—глина; 2—глина фосфатсодержащая ( $P_2O_5$  до 4%); 3—алевролит фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 4—алевролит глинистый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 5—песчаник фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 6—песчаник фосфатистый ( $P_2O_5$  4—9%); 7—песчаник фосфатовый ( $P_2O_5$  9—10%); 8—известняк; 9—известняк песчано-глинистый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 10—известняк песчано-доломитовый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 11—известняк фосфатистый ( $P_2O_5$  4—9%); 12—известняк песчано-глинистый фосфатовый ( $P_2O_5$  9—18%); 13—известняк-ракушечник песчано-глинистый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 14—известняк-ракушечник песчано-доломитовый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 15—известняк-ракушечник песчано-доломитовый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 16—известняк доломитовый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 17—мергели доломитовые фосфатсодержащие; 18—доломиты глинисто-известковые ( $P_2O_5$  до 4%); 19—доломит известковый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 20—доломит песчано-известковый фосфатсодержащий ( $P_2O_5$  до 4%); 21—фосфорит ( $P_2O_5$  18%); 22—содержание  $P_2O_5$ , %; 23—фосфатосодержание горизоны ( $P_2O_5$  до 4%); 24—номер фосфатосодержащего горизонта.

части месторождения (Гулиоб, Шаргунь) в среднем не превышает 2%.

Второй фосфатоносный горизонт залегает в основании средней части алайских отложений на слегка размытой поверхности песчано-алевролитовых доломитов. Он хорошо прослеживается по простиранью и является продолжением Каратагского, описанного Б. Здориком, Б. Петрушевским и др. (1936). Горизонт литологически представлен мелко- и среднезернистым песчаником серого цвета с различными оттенками (от бледно-желтого до бурого). Очень отчетливо наблюдаются в них разноразмерные (0,1—2—3 мм) фосфатные включения в виде копролитов, ядер гастропод, пелеципод, зерен и фосфатных органических остатков (зубы, кости рыб и раковины). Большинство фосфатных образований имеет округлую (зерна, ядра) и удлиненную (зубы, раковины) форму. Цвет их черный, серый с желтым оттенком гидроокислов железа. По содержанию  $P_2O_5$  фосфатоносные песчаники горизонта подразделяются на песчаники фосфатсодержащие (1,9—3,2, в среднем 2,5%; Гиссарак, Туполанг), фосфатистые — (3,4—4,7, в среднем 4,1%; Таги-Таба, Зарчоб, Гулиоб) и фосфатные (9,2—15,6, в среднем 11,2%, Шаргунь, Шураб, Обизаранг).

Песчаные зерна, а также фосфаты сцементированы карбонатом (кальцит) и глинистыми частицами. В разрезе Шураба горизонт фосфоритов по своему литологическому составу почти тождествен разрезу Каратаг. Здесь фосфатные образования также приурочены к песчано-алевролитовым карбонатным породам. Мощность горизонта с запада на восток уменьшается, но растет содержание  $P_2O_5$ , отсортированность фосфатных и нефосфатных образований. Протяженность второго горизонта с допустимым содержанием  $P_2O_5$  для выделения его как рудного горизонта составляет более 20 км. Мощность колеблется от 0,2 до 1,5 м (в среднем 0,8 м).

Третий фосфатный горизонт развит во всех обследованных разрезах в полосе рр. Туполанг—Обизаранг и представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками серого цвета с желтым оттенком за счет окислов железа. Они на протяжении более 30 км с различной степенью интенсивности обогащены фосфатными образованиями. В зависимости от содержания  $P_2O_5$  песчаники горизонта подразделяются на песчаники фосфатистые (4,3—5,6, в среднем 4,9%; Гиссарак, Зарчоб, Гулиоб, Шураб, Шаргунь и Обизаранг), фосфатные — (10,6—11,1, в среднем 10,7%; Туполанг, Шаргунь).

Большая часть песчаников (60—75%) состоит из сравнительно хорошо окатанного кварца. Размер зерен фосфатных, а также нефосфатных образований не превышает 1 мм. Полевые шпаты и другие рудные минералы встречаются очень редко, в сумме они составляют не более 4—5% от общей массы. Цемент карбонатный, частично глинистый, контактового типа, местами поровый. Содержание  $P_2O_5$  в горизонте колеблется от 4,3 до 11,1%, в среднем 6,4%. Мощность варьирует от 0,2 до 1,3 м, в среднем 0,8.

Четвертый фосфатоносный горизонт представлен среднезернистым песчаником серого цвета с желтым оттенком (Гулиоб, Шураб, Шаргунь и Обизаранг). Литологический состав горизонта представлен главным образом тремя компонентами: терригенным материалом, карбонатом (кальцит), фосфатным веществом, небольшим количеством глинистых минералов, а также полевых шпатов. Терригенный материал состоит в основном из разноразмерных, более или менее окатанных обломков кварца, составляющих до 50—85% от общей массы породы.

Карбонаты (5—30%) сложены пелитоморфными, иногда хорошо выраженными кристаллическими разновидностями кальцита (до 15%) и доломита (до 15%). Фосфатные образования заключены, как и в предыдущих горизонтах, в зернах, копролитах, ядрах пеллеципод, гастропод, костных остатках рыб (зубы, кости) и фосфатных раковинах. Они распределены сравнительно равномерно, имеют овальную, округлую, удлинённую форму, размер их, как и обломочной части фосфатоносных песчаников, колеблется от 0,1 до 2 мм и более. По содержанию  $P_2O_5$  горизонт относится к фосфатистым песчаникам, где количество фосфорного ангидрида варьирует от 3,3 до 8,7%, в среднем 4%. Протяжённость горизонта 15 км, мощность изменяется от 0,6 до 2,0 м, в среднем — 1,4 м.

Пятый фосфатоносный горизонт установлен во всех разрезах полосы рек Туполанг—Обизаранг и сложен тремя разновидностями петрографических типов пород, в которых содержатся в неодинаковом количестве фосфатные включения, в основном, черного цвета, с различной интенсивностью окрашенные гидроокислами железа. Они имеют овальную, округлую, удлинённую и неправильную форму и размеры от 0,1 до 1—2 мм. Эти породы замыкают фосфатоносную песчаную пачку в алайских отложениях среднего эоцена.

Основная часть пятого горизонта сложена фосфатистыми песчаниками серого и слабо-желтого цвета с буро-желтым и черным оттенками, где  $P_2O_5$  изменяется от 3,7 до 7,2% в среднем 5,1%. Местами среди фосфатистых песчаников наблюдаются разности, отличающиеся скоплением фосфатных образований (Шаргунь, Обизаранг), где содержание фосфорного ангидрида 10,5—12,1%. Протяжённость горизонта с обилием включений фосфатных образований около 7—8 км, средняя мощность 0,8 м.

Второй разновидностью породы, обнаруженной в составе пятого фосфатоносного горизонта, являются песчано-алевритовые известняки с фосфатными включениями, которые повсеместно прослеживаются в полосе рр. Туполанг—Обизаранг. Однако по интенсивности содержания фосфатных образований — копролитов, псевдоморфоз, ядрам пеллеципод и гастропод, зерен и костных остатков (зубы, раковины) песчано-алевритовые известняки подразделяются на две части: с содержанием  $P_2O_5$  до 4% и более. Первая часть известняков развита в полосе разрезов Гиссарак—Гулиоб, где фосфорный ангидрид находится в количестве 1,2—3,7% при мощности 1—1,2 м.

Другая часть известняков, обнаруженная в разрезах Тангизироба, Шураба, Шаргуня и Обизаранга, содержит  $P_2O_5$  в среднем более 4% (3,2—5,0%) при мощности 1,5—1,8 м в среднем 1,6 м. Протяженность горизонта более 12 км.

Третья разновидность пород в составе данного горизонта представлена собственно фосфоритами (Шураб) с незначительной мощностью (0,2 м). Содержание  $P_2O_5$  — 20,3%. Протяженность горизонта 1,5—2 км.

В пятом горизонте главными породообразующими компонентами, кроме фосфатного вещества, являются обломки терригенного кварца (11—70%) размерами от долей до 1 мм, карбонаты (5—50%). Из них на долю кальцита приходится 45%, доломита 27—28%.

В карбонатной части горизонта, особенно в фосфатоносных песчано-алевритовых известняках, наблюдаются многочисленные зерна скрытокристаллического халцедона, многие из которых замещены карбонатом (кальцит). Кальцит развит в основном по трещинам этих образований.

В фосфатоносных песчано-алевритовых известняках и в верхней части пятого горизонта обнаружены редкие зерна зеленого глауконита, поверхность которых покрыта точечными включениями гидроокислов железа. Имеются глинистые частицы, иногда довольно обильные. Редко встречаются полевые шпаты и другие устойчивые минералы (турмалин, циркон).

Во всех литологических разностях пород, участвующих в образовании фосфоритового горизонта, повышенная фосфатизация связана главным образом с различными фосфатными модификациями — фосфатными зернами, копролитом, псевдоморфозами выполнения (ядра гастропод и пелеципод), замещениями (раковины и кости, зубы рыб). Сконцентрирование их в породе в той или иной степени повышает или понижает количество фосфатного ангидрида, что и определяет качество горизонта. Содержание  $P_2O_5$  в горизонте увеличивается от 3,7 до 6,4%, в среднем с запада на восток 5%. Мощность фосфатоносного горизонта также колеблется в пределах 0,9—7,1 м, в среднем составляет 3,1 м.

Шестой фосфатоносный горизонт залегает среди глинистых отложений верхнего алая и представлен двумя разновидностями литологических типов пород — фосфатоносными песчаниками и собственно фосфоритами, в основании которых залегают конкрециеподобные песчано-алевритовые известняки небольшой мощности (до 0,3 м). Фосфатоносные песчаники в зависимости от скопления в них фосфатных образований подразделяются на два типа: а) фосфатистые, распространенные во всех разрезах в полосе рек Туполанг—Обизаранг с содержанием  $P_2O_5$  более 4%; б) фосфатные, развитые в разрезах Гиссарака, Тангизироба, Шураба и Обизаранга с содержанием  $P_2O_5$  более 8—9%.

Вещественный состав фосфатоносных песчаников характеризуется следующими основными компонентами: обломки терригенного кварца (30—70%), фосфатное вещество (10—45%), карбонат

(5—10%), халцедон (до 5%), полевые шпаты (до 5%) и единичные зерна пирита циркона, турмалина.

Второй главной составной частью горизонта являются фосфориты, наиболее широко распространенные в западной (Туполанг) и восточной (Шаргунь) частях исследуемого района. Они (согласно вещественному составу) подразделяются на зернисто-детритовые, песчано-карбонатные и песчаные. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах превышает 17—18%. Обломочная фракция представлена в основном кварцем и глинистыми частицами.

Размер и форма фосфатных и нефосфатных образований тождественны между собой. Размер их не более 1—2 мм, чаще 0,25—0,1 мм. Форма округлая, удлинённая, неправильная. Во всех разновидностях пород фосфатизация связана с наличием в них всевозможных фосфатных образований, наблюдаемых под микроскопом в виде зерен, копролитов, ядер, гастропод, пеллеципод, костных остатков (зубы, кости рыб и раковины).

Фосфатное вещество в них изотропное и только в отдельных костных остатках, не окрашенных гидроокислами железа — аннотропное.

Содержание фосфорного ангидрида на протяжении более 30 км в одних разрезах увеличивается, в других резко уменьшается. В данном горизонте он отмечен в количестве от 3,2 (Шаргунь) до 25,4 (Туполанг), в среднем 13% при мощности 1,2 м (0,7—2,2 м).

Седьмой фосфатоносный горизонт так же, как и шестой, залегают среди глин верхнего алая и прослеживается более чем на 30 км от Гиссарака до Обизаранга. Горизонт представлен преимущественно кремнистыми фосфоритами и песчано-карбонатными разностями, наиболее широко развитыми в разрезах Туполанга и Таги-Тоба. Вещественный состав, характер фосфатного и нефосфатного образования в целом тождественны фосфатным и нефосфатным образованиям шестого горизонта. Однако следует отметить, что кремнистые разности фосфоритов седьмого горизонта местами состоят только из обломков фосфатных органических остатков, которые намного повышают содержание фосфорного ангидрида в породе. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 14,4% до 29,4%, в среднем 18,8% при мощности горизонта 0,46 м (0,2—0,9).

Восьмой и девятый фосфатоносные горизонты встречаются только в разрезе Гулиоб и представлены песчаниками мощностью по 0,2 м каждый с содержанием  $P_2O_5$  4,8 и 7,7% соответственно. Между восьмым и девятым горизонтами залегают маломощная глина (0,2—0,3 м) с содержанием  $P_2O_5$  0,6%.

Десятым фосфатоносным горизонтом заканчиваются отложения среднего эоцена. Он в двух разрезах (Гиссарака и Обизаранга) представлен собственно фосфоритами мощностью от 0,2—0,3 м при содержании  $P_2O_5$  21,1 и 24,0% соответственно. В остальных разрезах горизонт содержит фосфоритистые песчаники, где ступфными, бороздовыми пробами установлено содержание  $P_2O_5$  более 4—5%. Вещественный состав фосфатных и нефосфатных образований идентичен таким же образованиям других гори-

зонтов. Среднее содержание  $P_2O_5$  составляет 9,6% (4,5—24%) при мощности горизонта 0,7 м (0,2—1,5 м).

Таким образом, фосфатоносные горизонты среднего эоцена в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в полосе рек Тупо-ланг—Обизаранг более или менее постоянно выдержаны. Это в свою очередь опровергает мнение некоторых исследователей, считающих фосфоритовые горизонты небольшими линзами. Такая

Таблица 1

Содержание  $P_2O_5$  по петрографическим типам пород в отложениях среднего эоцена, %

Порода	Разрез								
	Гиссарак	Обизаранг	Шаргунь	Пр. пр. Шураба	Гулиоб	Зарчоб	Тупо-ланг	среднее содержание $P_2O_5$	кол-во учтенных образцов
Доломит	—	0,25	0,40	—	0,15	—	—	0,27	5
Известняк	0,51	0,50	—	0,63	0,05	0,40	—	0,40	9
Доломит известковистый	0,63	0,25	0,62	0,63	0,50	2,20	—	0,76	13
Глина	—	—	1,00	—	1,00	1,00	1,00	1,00	70
Алевролит	—	—	1,60	3,09	1,40	—	1,84	1,56	25
Известняк песчано-глинистый	1,93	1,30	3,20	3,70	1,30	2,50	3,42	2,42	24
Песчаник фосфатоносный	3,80	5,40	4,30	3,70	5,30	4,45	3,70	4,40	142
Фосфорит	22,90	19,80	18,30	22,50	—	—	19,80	20,60	16

трактовка резко снижала практическую значимость фосфатоносных горизонтов и, более того, отрицательно повлияла на содержание геолого-экономического обоснования (ГЭО), составленного экспедицией «Химгеолнеруд». В этом обосновании совершенно неправильно выделяется размер участков под детальную разведку. Следует отметить, что при подсчете запасов фосфоритов учтены только мощности фосфатоносных горизонтов с содержанием  $P_2O_5$  более 4%. Поэтому сюда наряду с превышающими метровую мощность горизонтами отнесены и некоторые пласты мощностью 0,5 м. При такой маленькой мощности нецелесообразно вести разработку открытым способом. Пачка песчано-фосфатоносных алайских слоев целиком является фосфатоносной, но на отдельных участках содержание фосфорного ангидрида колеблется. В одних местах происходило интенсивное перемирование фосфатоносных осадков, что и обогатило песчаные отложения фосфатным материалом, а в других тонкие частицы не выносились, а песчаные отложения не обогащались фосфатами. Кроме того, исследования показали, что почти все породы среднего эоцена являются фосфатоносными. Особенно много фосфорного ангидрида в песчаниках и песчано-глинистых известняках (табл. 1). Исходя из того, что вся пачка содержит значительное количество фосфорного ан-

гидрида, мы попытались выделить отдельные пачки мощностью более 2 м с содержанием  $P_2O_5$  в сумме более 4% и тем самым повысили практическую ценность исследуемого объекта. Анализ фактических материалов 1964—1968 гг. по трем разрезам показывает, что штуфные и бороздовые опробования различных лет почти аналогичны (табл. 2). Песчано-фосфатная пачка по содержанию фосфорного ангидрида более или менее выдержана по простиранию. Содержание  $P_2O_5$  здесь соответствует требованиям промышленности для таких типов фосфоритов, а общая (суммарная) мощность кондиционных и не кондиционных фосфоритовых горизонтов позволяет обрабатывать ее открытым карьерным способом.

Песчано-фосфатная пачка разреза Гулиоб содержит меньше фосфорного ангидрида в связи с тем, что в разрезах Зарчоб, Туполанг, Гиссарак увеличивается мощность фосфатоносной пачки,

Таблица 2

Содержание  $P_2O_5$  в условно выделенном фосфоритовом горизонте

Разрезы	Кашкадарьинская ГРЭ, 1964 г.		Кашкадарьинская ГРЭ 1956 г.		Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, 1965—1968 гг.	
	мощность, м	$P_2O_5$	мощность, м	$P_2O_5$	мощность, м	$P_2O_5$
Обизаранг	15,5 8,5	3,1 4,5	20 8,4	2,7 4,7	14,6 10	3,9 4,4
Шаргунь	12 8—8,5	40 4,1	13,8 8,5	4,3 4,6	13,0 8,5	4,7 5,3
Правый приток Шураба	— —	— —	9—10 1	3,0 5,9	12 2,5	3,8 6,4

которая характеризуется слабой сортированностью и окантованностью. Однако в разрезах Туполанга, Таги-Тобы и Гиссарака среди песчано-глинисто-фосфатной пачки появляются самостоятельные (собственно фосфоритовые) горизонты. Сгруппировав их, можно получить горизонт мощностью 5—8 м, с кондиционным содержанием  $P_2O_5$ . Если выделять фосфатные горизонты по этому принципу, то в юго-западных отрогах Гиссарского хребта можно найти способы обогащения бедных руд и получить максимальное количество фосфорного ангидрида в качестве фосфатного сырья. Если учесть, что вся площадь распространения отложений среднего эоцена Узбекистана и Таджикистана заражена фосфором, то количество фосфатного вещества вполне хватит для производства различных фосфатных удобрений на долгое время. На некоторых объектах (Каратаг, Гури-Фатьма, Досманага, Риват, Кызылкумы и т. д.) уже можно производить работы технологического направления с целью изучения обогащаемости, качества получаемых удобрений и пригодности их для почв Средней Азии.

Имеющиеся некоторые данные по технологии фосфоритов Узбекистана и Таджикистана показывают, что руды хорошо обога-

## Сравнительные характеристики фосфатоносных пород Гулноба и Ривата

Характеристика руд	Компоненты	Гулноб		Риват	
		исходная руда, %	флотконцентрат, %	исходная руда, %	флотконцентрат, %
Химическая					
Химический состав	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	10,00	26,2	6,28	27,70
	CO <sub>2</sub>	2,28	—	1,48	7,86
	F	0,90	2,0		
	CaO	17,00	45,38	10,51	
	MgO	0,68	0,55		
	MnO	0,08	0,12		
	FeO	1,42	3,02		
	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	1,84	1,58	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	1,70	0,52	
	TiO <sub>2</sub>	0,80	0,18		
	K <sub>2</sub> O	0,70	0,22		
	Na <sub>2</sub> O	0,74	1,18		
	H <sub>2</sub> O	2,28	2,84		
	H <sub>2</sub> O. 10 S'	0,22	0,60		
SO <sub>3</sub>	1,02	3,85	0,46	1,61	
SiO <sub>2</sub>	58,73	5,80	73,44	7,20	
П. п. п.	5,50	7,63			
Минералого-технологическая					
Минералогический состав	Кварц, фосфаты, гл. минер., гидроокислы	56,50		58,70	
	железа, карбонаты, п/шпаты и пр.	31,70		21,60	
		6,30		4,60	
		3,30		4,10	
		1,45		9,00	
	0,65		1,60		
Виды фосфатных образований	Фосфатные зерна, копролиты ядра пеллеципод, гастропод, фосфатизированные органические остатки (кости, зубы рыб и раковины)			Фосфатные зерна, псевдоморфозы выполнения, фосфатизированные органические остатки (кости, зубы рыб и раковины)	
Минеральная природа фосфатного вещества	Изоморфная смесь натрий-сульфат-апатит с фтор-карбонат-апатитом			Изоморфная смесь натрий-сульфат-апатита с фтор-карбонат-апатитом	
Метод обогащения	Флотация			1. Электростатистическая сепарация 2. Флотация	
Место технологического испытания	САИГИМС, г. Ташкент			ГИГХС, г. Люберцы	

Выход от исходной руды	Флотоконцентрат содержит 27% $P_2O_5$ при извлечении из руды 60—80%	Концентрат статистического обогащения содержит $P_2O_5$ —26,8%, при извлечении 90,2%, а флотационный концентрат содержит до 17,7 $P_2O_5$ при извлечении до 88%
Виды полученных удобрений	Обогащенный и двойной суперфосфат, аммонизированный суперфосфат, элементарный фосфор и жидкие удобрения. Ин-т химии АН УзССР, г. Ташкент	Из концентрата Риватского фосфорита на Самаркандском суперфосфатном заводе получен простой суперфосфат
Подсчитанные запасы фосфатной руды	20 млн. т; имеется возможность приращения запасов до 50—100 млн. т	30 млн. т

щаются и можно получить их флотационные концентраты с содержанием  $P_2O_5$ —26,28% (Риват) и 27% (Гулиоб), при извлечении соответственно до 89 и 60—80% (табл. 3).

Таким образом, установлено, что в юго-западных отрогах Гиссарского хребта развито несколько фосфатоносных горизонтов, которые представляют собой определенную практическую ценность. Технологическое качество фосфатных руд с содержанием  $P_2O_5$  в исходной руде от 6,28% (Риват) до 10,0% (Гулиоб) оказалось хорошее. Среди песчано-фосфатной пачки при мощности 8—10 м выделяется фосфатная серия с содержанием  $P_2O_5$  более 4%. Использование этой пачки бедных фосфатных руд позволит вести их разработку открытым способом.

#### ФОСФАТНОСТЬ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗИРАБУЛАК-ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР

При разведке экспедицией «Химгеолнеруд» бентонитовых глин в Азкамарском месторождении в скважинах между средним и нижним эоценом был подсечен фосфоритный горизонт, представленный оолитовым фосфоритом с цементированным пиритом. Мощность его 4—5 см, содержание  $P_2O_5$ —24—25% (Тесленко, 1963).

Новые проявления фосфатности палеогеновых отложений в Зирабулак-Зиаэтдинских горах впервые отмечены Н. Миралимовой и др. (1966). На участке Кермине М. З. Закировым (1966) обнаружены мелкогалечные фосфориты, залегающие на границе опокоставидных и монтмориллонитовых глин. Содержание  $P_2O_5$  здесь составляет 18,14%.

Позднее на этом же участке среди монтмориллонитовых глин в туркестанских слоях был установлен новый фосфоритовый горизонт. Несмотря на небольшую мощность (0,15—0,20 м) общее содержание  $P_2O_5$  в них варьирует от 24,56 до 39,09%. Простира-

ние горизонта около 500 м. Фосфорит сложен крупными фосфатными гальками (от 1 до 25 мм), песчаными зернами до 1 мм, костными остатками фауны и ядрами гастропод, фораминифер, чешуйками и зубами рыб длиной иногда до 2 см. Фосфоритовая галька состоит из остатков фауны, зерен кварца, сцементированного фосфатным цементом, и редко марганцево-железистых образований. Цвет их изменяется от светлого до темно-коричневого, крупные гальки обычно темно-коричневые. Мелкие песчаники и фосфоритизированные кости светло-коричневые, редко темно-ко-

Т а б л и ц а 4

Содержание пятиоксида фосфора во вмещающих породах и пробах фосфорита, %

Номер образца	Наименование	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Место взятия
817а	Глина с включениями фосфатных образований	9,44	Каттакурган
817б	Фосфорит	37,14	То же
818	Глина монтмориллонитовая	0,76	"
821а	Фосфорит	18,69	"
834а	Отобраны зерна фосфатных образований из глин	24,54	"
821б	То же	28,87	"
834б	"	28,12	"
836	Глина с фосфатными зернами	6,01	"
1818а	Галька фосфорита	24,56	Кермине
1818б	Фосфоритовый песок	34,09	То же
Обр.	Фосфатные образования в опоконидных глинах	18,14	Кермине
М. З. Закирова	Фосфатные зерна	33,06	Каттакурган
842а	Фосфорит с глинистым цементом	13,60	То же
842б			

ричевые, с глянцевой поверхностью. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в крупных гальках 24,56%, в фосфоритовом песке 34,09% (табл. 4).

В районе Каттакургана И. Миралимовой и др. еще в 1961 г. среди бентонитовых глин верхнего эоцена были обнаружены фосфоритоносные горизонты. Изучались они по данным шурфов и буровых скважин. Мощность глин изменяется от 12 до 43 м, увеличиваясь к югу.

Толща бентонитовых глин по цвету и содержанию карбонатов делится на две пачки:

а) нижнюю слабодоломитовую с прослоями опок и опоконидных глин, серого и темно-серого цвета;

б) верхнюю более известковистую, частично огипсованную, зеленого и светло-зеленого цвета.

Фосфориты приурочены к нижней пачке и залегают тремя горизонтами: 1) монтмориллонитовые глины с желваками фосфоритов мощностью до 0,8 м; 2) опоконидные глины с включениями

фосфатных образований мощностью 0,7 м; 3) монтмориллонитовые глины с включениями фосфатов мощностью до 0,4—0,5 м.

Первый горизонт представлен галькой и желваками фосфоритов, остатками фауны, копролитами, чешуйками и зубами рыб, сцементированными монтмориллонитовыми глинами. Галька и желваки коричневого и черного, а копролиты, чешуи и зубы светлого и белого цвета. Содержание  $P_2O_5$  в отобранном концентрате составляет 33,06—37,14 %; в породе — 9,44—13,60 % (табл. 5). Выход концентрата фосфорита составляет до 38 % общего объема породы.

Второй горизонт приурочен к опоковидным глинам нижней пачки продуктивной толщи. Представлен гальками, чешуями и зубами рыб, фосфоритизированными остатками фауны и копролитами. Содержание  $P_2O_5$  изменяется от 18,69 до 24,54 % в породе, а в концентрате от 28,12 до 28,8 % (табл. 3). Цвет коричневый, мощность горизонта до 0,7 м.

Таблица 5

**Результаты химического анализа фосфатных зерен в монтмориллонитовых глинах Каттакурганского месторождения**

Компонент	Содержание в пробе, %	Предел колебаний содержания карбонат-апатита по Дэна, %
$SiO_2$	2,94	0,01—2,27
$Al_2O_3$	1,90	0,24—1,18
$Fe_2O_3$	0,32	0,12—2,11
$FeO$	0,32	0,14—2,21
$P_2O_5$	37,14	34,63—42,50
$CaO$	44,25	44,14—56,47
$Na_2O$	0,71	0,24—0,77
$K_2O$	0,03	0,07—0,29
$CO_2$	2,97	0,50—4,46
$SO_2$	5,21	до 0,36
$H_2O$	3,83	3,66—4,44
Сумма	99,62	

Третий горизонт приурочен к границам нижней и верхней пачек продуктивной толщи глин. Содержание  $P_2O_5$  в породе не превышает 6 %. Прослеживается по простиранию на сотни метров, мощность горизонта колеблется от 0,2 до 0,5 м.

Таким образом, к фосфатным образованиям относятся зерна (гальки), копролиты, фораминиферы, раковины, чешуи и зубы рыб.

Под микроскопом большинство фосфатных образований округлой, овальной и неправильной формы, размеры — от долей до 3 мм. Удельный вес фосфатов, определенный микрообъемным методом, колеблется от 2,74 до 2,91, причем отчетливо выраженные анизотропные имеют малый удельный вес и низкие показатели преломления, а пелитоморфные, наоборот, большой удельный вес и высокие показатели преломления.

Отобранные фосфатные зерна подверглись микрохимическому и химическому (химическая лаборатория ИГиГ АН УзССР, аналитики Е. Ф. Кальянова, И. Махкамова и Х. Рустамова) анализам (табл. 5). Химический состав фосфата близок карбонат-апатиту. Следовательно, исследуемый фосфорит относится к карбонат-апатиту с высоким содержанием  $SO_3$ .

## ФОСФАТОНОСНОСТЬ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

На территории Центральных Кызылкумов фосфориты палеогена изучались геологической съемкой (Пятков, Пяновская, Буха-

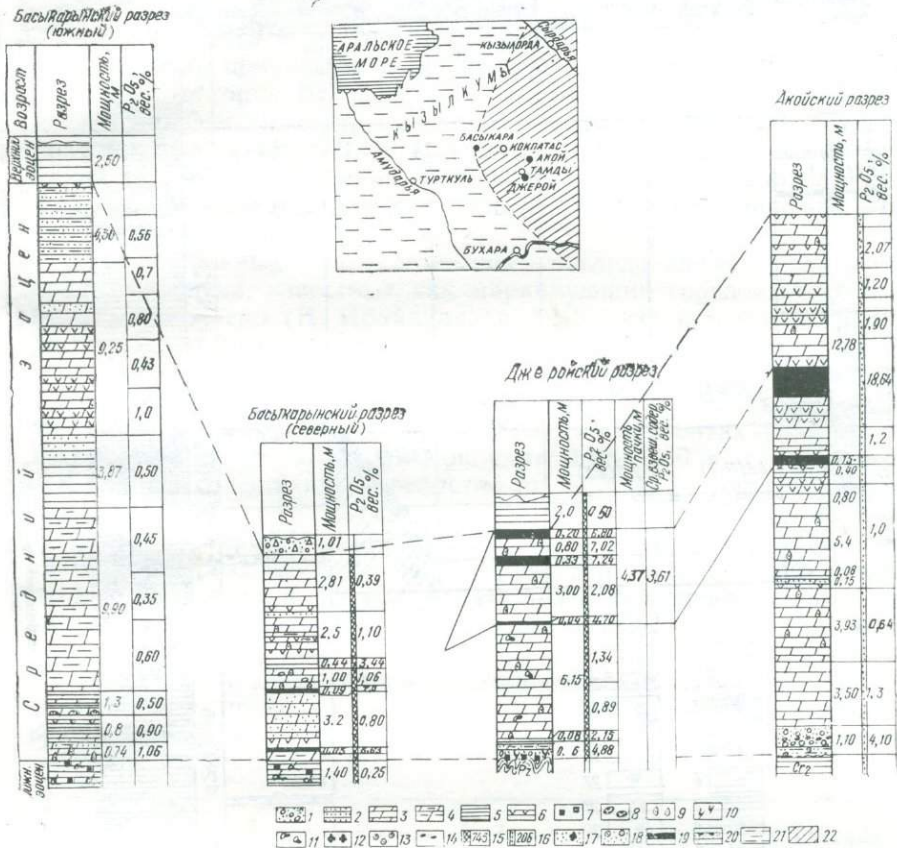


Рис. 2. Схема сопоставления фосфоритовых горизонтов среднего эоцена Центральных Кызылкумов (Н. Ибайдуллаев, 1971).

1—конгломаты, гравелиты; 2—песчанники; 3—мергели; 4—глины мергелистые; 5—глины; 6—прослойки гипса; 7—пирит; 8—плоские железистые конкреции. Фосфатные образования: 9—чешуя рыб; 10—зубы акул; 11—копролиты; 12—желваки; 13—оолиты; 14—гравийные зерна. Пробы: 15—бороздового опробования; 16—точечного опробования. Горизонты фосфоритов: 17—желваковые; 18—зернисто-оолитовые; 19—зернисто-детритовые (К—копролитовый горизонт); 20—фосфоритные гравелиты; 21—перспективная площадь развития зернисто-детритовых и зернисто-оолитовых фосфоритов; 22—предполагаемая площадь распространения зернисто-оолитовых фосфоритов.

рин, Быковский, 1967) и литолого-геохимическими методами (Эгамбердыев, 1958; Рахимова, 1958; Баскаков, 1964; Каржаув, Колдаев, 1966). Более специализированное исследование проводи-



лось В. Я. Ильяшенко, Ф. А. Саркуловым и Б. А. Баратовым (1967). Здесь обнаружены многочисленные проявления желваковых фосфоритов палеоцен-эоценового возраста (Ильяшенко, Саркулов, Баратов, 1967). В составе палеогеновых отложений отмечены один фосфоритовый горизонт желвакового типа, приуроченный к основанию трансгрессивных толщ палеогена (рис. 2, 3, 4). Установлено, что в районе Аральского моря и хребта Султануиздаг горизонт примыкает к основанию палеоценовых отложений, восточнее, в горах Букантау,— к верхам палеоцена, еще восточнее—к нижнеэоценовым, в восточном Букантау—к низам среднего эоцена. Этот горизонт В. Я. Ильяшенко (1959—1967) и М. П. Баскаков (1964) назвали «скользящим желваковым горизонтом фосфорита», образовавшимся в результате палеоцен-эоценовой морской трансгрессии.

При детальном литологическом исследовании отложений среднего эоцена, известных как маркирующий горизонт мергелей, было установлено (Н. Ибайдуллаев, 1968), что в мергелях имеется несколько новых маломощных (0,1—0,40 м) горизонтов фосфорита биохимического и биогенного происхождения. Кроме того, породы, залегающие между фосфоритовыми горизонтами, заражены фосфатными включениями. Если в горизонтах содержание  $P_2O_5$  достигает 26—28% при мощности 0,10—0,40 м, то в породах его среднее содержание колеблется от 2—3 до 7% при мощности 4—6 м.

Всего в разрезах палеогеновых отложений было выявлено 12 обособленных фосфоритовых горизонтов<sup>1</sup> с содержанием  $P_2O_5$  от 4 до 28% (рис. 3, 4, табл. 6). Из них в палеоцене — 1, нижнем эоцене — 2, среднем эоцене — 6 и в верхнем эоцене — 3 при мощности 0,10—1,5 м.

Экспедицией «Химгеолнеруд» Министерства геологии УзССР летом 1969 г. проводилось опробование фосфоритовых горизонтов среднего эоцена и вмещающих их пород (Петров, Ибайдуллаев,

Рис. 3. Закономерности размещения фосфоритовых горизонтов в меловых и палеогеновых отложениях Юго-Западного Узбекистана.

Породы: 1—конгломераты и гравелиты; 2—пески; 3—песчаники; 4—песчаники глинистые; 5—песчаники с кварцевым цементом; 6—алевролиты; 7—глины; 8—глины мергелистые; 9—мергели; 10—известняки; 11—доломиты; 12—прослои ракушняка; 13—прослой гипса; 14—прослой горючих сланцев; 15—породы палеозоя и верхнего мела; 16—гринды размыла.

Петрографические типы фосфоритов: 17—желваковые первичного залегания; 18—перетолженные желваковые; 19—зернисто-оолитовые; 20—зернисто-детритовые (биогенные); 21—номер фосфоритового горизонта; 22—мощность горизонта (содержание  $P_2O_5$ , %).

Включения: 23—чешуя (1), зубы (2), позвонки рыб (3); 24—фосфатизированные костные остатки; 25—желваки и обломки фосфорита; 26—гравийные и песчаные зерна; 27—оолиты; 28—обломки костей позвоночника; 29—фосфатизированные копролиты; 30—раковины пелеципод (1) и брахиопод (2); 31—фораминиферы (1) и моллюски (2); 32—устрицы; 33—нора раков; 34—окремненные остатки древесины; 35—мелкие остатки обуглившихся растительных детритов; 36—катунцы алевролитов (1), песчаников (2), глин (3) и мергелей (4); 37—галыки кварца (1) и кремнистых сланцев (2); 38—ходы червей; 39—трещины усыхания; 40—сульфиды железа (пирит, марказит); 41—глаукониты.

<sup>1</sup> Породы, содержащие 4% и более фосфоритов ангидрида, принимались нами за фосфоритовые горизонты.

Ильяшенко, Жураев, 1971). Исследования по фосфоритам Центральных Кызылкумов продолжаются и можно ожидать, что они, как и по Сурхандарьинской долине, окажутся плодотворными.

Во всех литологических типах пород эоцена присутствуют различные по форме, размеру и происхождению фосфатные образования. По морфогенетическим признакам они делятся на следующие группы: костные остатки рыб (зубы, чешуйки, позвонки и ребра) и их обломки, фосфатизированные «копролиты», раковины и ядра пелеципод и брахиопод, фосфатные оолиты, желваки, зерна и гальки неясного генезиса. Все они в основном коричневого, реже темно-коричневого и даже черного цвета с глянцевой корочкой. Следы окатанности устанавливаются чаще в фосфатных жел-

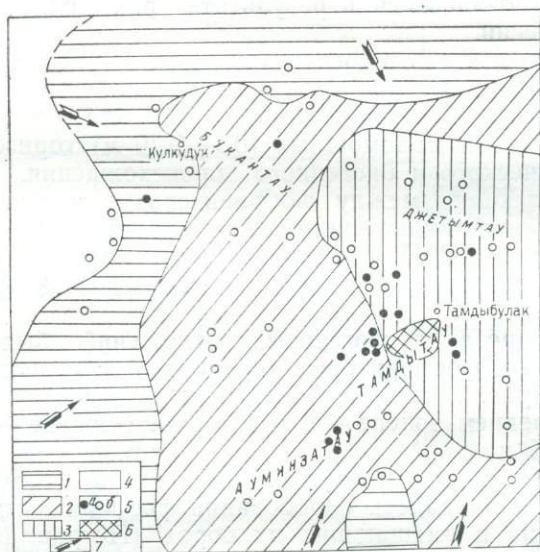


Рис. 4. Схематическая карта распространения желвакового (скользящего) фосфоритового горизонта палеогена в Центральных Кызылкумах (составил Н. Ибайдуллаев, 1970; с использованием материалов В. Я. Ильяшенко, Ф. А. Саркулова, 1961, 1966; Т. К. Каржаува, А. А. Колдаева, 1968).

1—площадь распространения желвакового (скользящего) горизонта в верхнем палеоэоцене; 2—площадь распространения желвакового (скользящего) горизонта в нижнем эоцене; 3—площадь распространения желвакового (скользящего) горизонта в среднем эоцене; 4—площадь, где отсутствует фосфоритовый горизонт; 5—точки наблюдения автора (а) и других исследователей (б); 6—суша; 7—направление трансгрессии палеогенового моря.

ваках и зернах, реже в костных детритах и фосфатизированных копролитах. Повсеместно фосфатные образования содержат до 1% редких земель.

Все выделенные морфологические типы фосфатных образований встречаются в виде отдельных включений или значительных скоплений, образующих самостоятельные стратифицированные горизонты.

Костные остатки присутствуют почти во всех литологических типах пород палеогена. В основном они сосредоточены в горизонтах зернисто-детритовых фосфоритов.

Фосфатизированные копролиты, раковины и ядра пелеципод, брахиопод, а также фосфатные зерна и гальки неясного генезиса образуют самостоятельные фосфоритовые горизонты. В мергелях встречаются в восточной части Центральных Кызылкумов.

Фосфатные оолиты установлены в составе зернисто-оолитового фосфорита и фосфоритового гравелита. Содержание их варьирует от 10—15% (фосфоритовый гравелит) до 60—70% (оолитовый фосфорит).

Фосфатные желваки присутствуют в основном в составе желвакового фосфоритового горизонта и реже в составе фосфоритного гравелита. Желваки крупные, размером до 10—15 см, неокатанные, а в остальных петрографических типах — мелкие (в виде песчаных и гравийных зерен), окатанные. Гальки из мергеля, составляющие часть фосфоритовых горизонтов, почти нацело фосфоритизированные. Размер их колеблется от 2 до 25 мм, они также покрыты черной корочкой чистого фосфата.

Наряду с фосфатной галькой встречается крупнозернистый песок, зерна которого тоже представлены фосфоритизированными мелкими обломками мергеля.

Таким образом, в породах и фосфоритовых горизонтах присутствуют различные по форме, размеру и происхождению фосфатные образования. Преобладающими в породах являются: рыба чешуя; желваковых — желваки; зернисто-оолитовых — оолиты; зернисто-детритовых — костные остатки; копролитовых — копролиты; фосфоритовых гравелитах — окатанные желваки и костные остатки.

### Строение фосфоритовых горизонтов

Разрезы палеогеновых отложений Кызылкумов по характеру залегания в них фосфоритовых горизонтов неодинаковы (рис. 3).

В Бесыкаринском разрезе, расположенном в юго-западной части Букантау в основании палеогена, находится верхнепалеоценовый желваковый горизонт фосфоритов. Выше лежит глина нижнего эоцена, еще выше — мергели и глины среднего и верхнего эоцена. Эти породы в той или иной степени насыщены мелкими фосфатными включениями — чешуйками, зубами и костными остатками, местами достигающими 10% всей массы породы. В отложениях, кроме этих включений, обнаружены прослои (3—4 см) мало-мощных фосфоритоносных горизонтов. Несколькими повышенной фосфатизация за счет основных чешуек приурочена к мергелям среднего эоцена, в остальных литологических типах пород палеоцена, нижнего и верхнего эоцена костные остатки встречаются в виде очень редких включений.

В Джеройском и Акойском разрезах, расположенных в восточной части Букантау и Тамдытау, палеоценовые и нижнеэоценовые

отложения отсутствуют. В основании среднего эоцена залегает желваковый горизонт, выше — мергели среднего эоцена с редкими скоплениями костных остатков рыб. В разрезе этих мергелей имеется семь горизонтов фосфорита. В отложениях верхнего эоцена встречаются еще три горизонта.

Граница между басыкаринским и акой-джеройским разрезами проходит по меридиану, проходящему через среднюю часть Букантау. На западе от нее находится басыкаринский разрез, к востоку — акой-джеройский. Породы последнего характеризуются не только наличием фосфоритовых горизонтов в среднем эоцене, но и повышенной фосфатизацией самих пород. В джеройском разрезе среди мергелистых пород среднего эоцена насчитывается 5 мало-

#### Химический состав (%) фосфо

Номера образц	Место взятия	Возраст	Характеристика фосфоритов. горизонт	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
388	Басыкара	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Желваковые (1)	26,92	0,20	Не опр.
321*	Кульджуктау	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Желваковые (1)	40,10	0,51	0,15
420	Джерой	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Зернисто-детритовые (копролитовые) (4)	1,34	8,72	0,02
797	Джерой	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Зернисто-детритовые (5)	13,62	2,20	Не опр.
1008	Бешбулак	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Гравелитовые (2)	60,00	17,80	.
999	Чарыкты (скв. 2463)	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Гравелитовые (2)	24,14	15,60	.
909	Деукудук (скв. 5892)	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Зернисто-оолитовые (3)	38,30	12,40	.

\* Данные В. Я. Ильяшенко (1966).

мощных горизонтов фосфоритов. Из них нижний (первый) — скользящий желваковый. Выше залегает 3-сантиметровый зернисто-детритовый, еще выше — 20-сантиметровый «копролитовый» и в кровле среднего эоцена — четвертый и пятый по 15 см каждый. Мощность горизонтов и разделяющих их пластов 4,37 м. Средневзвешенное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> на всю мощность мергелей составляет 3,61% (см. рис. 3).

Фосфоритовые горизонты в мергелях Джероя и Басыкары отличаются друг от друга по петрографическим признакам и генетическим особенностям. Скользящий горизонт в Басыкаринском разрезе приурочен к основанию верхнего палеоэоцена и залегает на верхнемеловых глинистых песчаниках. Представлен разнозернистым песчаником бурого цвета, не слоистый. Фосфатные желваки в песчанике распределены неравномерно. Размеры их варьируют от 1,5 до 7,5 см в поперечнике. В горизонте отсутствуют крупно-

обломочные материалы. Желваки, иногда сливаясь, образуют 10-сантиметровую плиту. В джеройском и акойском разрезах этот горизонт имеет несколько иное строение. Залегаet он на палеозойских кремнистых сланцах (Джерой) и на зеленых глинах мезозойской коры выветривания (Бешбулак). Горизонт состоит (снизу вверх) из следующих фосфоритоносных пластов (рис. 3): бурого конгломерата, кварцевой гальки, покрытой бурой пленкой, фосфатных желваков (окатанных и неокатанных), костных остатков зубов, позвонков и копролитов (Джерой). В разрезах Акоя и Бешбулака (Жураев, Ибайдуллаев, Петров, 1969) выше желвакового слоя залегаet фосфоритовый гравелит, переходящий затем в зернистоолитовый фосфорит со значительным количеством фос-

Таблица 6

ритов палеогена Кызылкумов

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	$\frac{Na_2O}{K_2O}$ и	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	F	+H <sub>2</sub> O	П. л. п.	Сумма
20,28	6,32	32,10	0,26	3,08	3,85	1,85	1,65	3,07	0,00	99,90 (100,59)
16,10	3,47	25,51	1,10	2,23	4,65	1,39	1,20	3,22		99,86
28,41	11,36	33,00	0,94	0,93	6,98	2,74	2,43	He опр.	2,98	99,83
13,39	12,78	31,00	2,46	1,25	14,19	3,77	0,80	.	3,77	100,30
5,86	5,18	2,20	1,50	1,48	1,88	2,08	0,32	.	4,16	100,33
12,78	10,03	18,80	1,53	1,07	4,55	3,75	1,23	.	4,17	100,04
5,48	6,40	18,40	2,24	0,71	11,37	1,02	0,43	.	2,88	100,51

фатных оолитов. Мощность трех пластов в Бешбулаке 1,3 м. Пласты фосфоритов, в отличие от желваковых, мы выделяем в сводной колонке как отдельные самостоятельные горизонты, так как они занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе среднего эоцена. Выше, среди мергелей, залегаet 3-сантиметровый фосфоритовый горизонт красного цвета и состоит из мелких костных остатков рыб и мелкозернистого глинистого песка. Еще выше, тоже среди мергелей, в средней части 10—20-метровой толщи залегаet копролитовый горизонт, представленный двумя разновидностями пород. Нижняя часть состоит из фосфатных галек и гравия, а верхняя (с 17—18 см) — из фосфатизированных копролитовых образований, обломков раковин, зубов, костных остатков рыб и зерен фосфоритов. Последние имеют овальную, округлую, удлиненную форму, размеры их от 0,3×0,5 до 1,5×15 см. Цвет галек и зерен темно-коричневый, коричневый, жел-

товато-серый. Копролиты желтоватые, форма удлиненная, размеры их  $0,1 \times 0,3$  см. Встречаются зубы акул длиной до 1—2 см.

В кровле и в подошве копролитового горизонта повсеместно залегают прослойки гипсов. Мощность их варьирует от 0,05 до 0,15 см. Возможно, этот гипс — вторичный, образовавшийся в результате взаимодействия дождевых вод и пород. Породы копролитового горизонта желтовато-бурой окраски и пропитаны многочисленными пятнами гидроокислов железа.

Четвертый и пятый горизонты, залегающие в кровле мергелей среднего эоцена, представлены песчано-глинистыми породами с костными остатками рыб и зернистым фосфоритом. Мощность каждого пласта 15—20 см. Залегающий между ними мергель имеет буроватую окраску и несколько большее количество включений чешуек рыб и их костных остатков. Мощность буроватого мергеля в Джерое 1 м, Акое — 3 м.

В отложениях верхнего эоцена устанавливается три горизонта фосфорита. Нижние два своим происхождением обязаны биогенному процессу, а верхний, желваковый — хемогенному. Все они залегают в мощной толще глин, бедной органическими остатками.

Таким образом, в палеогене Центральных Кызылкумов сформировалось 12 фосфоритовых горизонтов (рис. 4): три из них (желваковый и зернистооолитовый типы) образовались химическим путем, остальные (зернистодетритовый и копролитовый) — биогенным и биохимическим в процессе больших и малых трансгрессий, а также под влиянием донных течений в прибрежной и мелководной прибойной зоне, начавшихся в палеоцене и ушедших далеко на восток в олигоцене.

При большой трансгрессии возник скользящий желваковый, а на востоке зернистооолитовый фосфоритовые горизонты. Мергели среднего эоцена мощностью до 40 м образовывались прерывисто. Береговая линия на островах далеко отступала к центру межэффузивных морей, заливов и лагун, затем вновь возвращалась на прежнее место. Это были малые регрессии и трансгрессии. При таких малых (внутри эоценового времени) трансгрессиях происходило разбавление осолонившихся бассейнов, отлагавших в максимум регрессии гипс. При трансгрессии образовался копролитовый горизонт с большим количеством фосфатизированных мергелистых галек и костных остатков рыб. Источником фосфора для образования фосфоритовых горизонтов служили морские организмы, погибшие при трансгрессиях. В промежутках между ними накапливались мергели, глины, песчаники и остатки организмов, погибших в обычных условиях. При этом мягкие ткани служили источником растворенного фосфата в донных илах, а костные остатки, претерпев некоторые изменения, в том числе частичное растворение и новую фосфатизацию, сохранились до наших дней, обогатившись за это время элементами лантановой группы.

Таким образом, в образовании фосфоритовых горизонтов роль химических, биогенных и биохимических процессов почти равна. Значительная часть гравийных зерен образовывается за

счет окатывания костного детрита и фосфоритных желваков. Мощность каждого горизонта невелика. Однако они, как и вмещающие их породы, заслуживают детального изучения.

В составе фосфоритоносных пород и присутствующих в них образований спектральным, химическим, рентгено-спектральным и хроматографическим анализами установлены следующие редкие и редкоземельные элементы: барий, стронций, марганец, ванадий, титан, хром, серебро, золото, медь, свинец, цинк, никель, кобальт, молибден, олово, цирконий, скандий, галлий, кадмий, мышьяк, вольфрам, рений, селен, иттрий и элементы группы лантаноидов (лантан, церий, иттербий, гадолиний, празеодим, неодимий, самарий, европий, тербий, диспрозий, гольмий, ербий, тулий, лютеций). Из них характерными являются элементы группы редких земель (лантаноиды): ванадий, селен, рений, молибден, золото. Среднее содержание остальных элементов ниже их кларка для осадочных пород, в редких случаях приравнивается к нему и превышает его.

Элементы редких земель, по данным полуколичественного спектрального анализа (от следов до 0,5%), обнаружены в песках, песчаниках, глинах, мергелях, а также в фосфоритах, костных остатках, копролитах и горючих сланцах. Основное количество их сосредоточено в фосфоритах, фосфатизированных костных остатках и копролитах. Среднее содержание (%) редких земель составляет: в фосфоритах — церий (3\*) — 0,3, лантан (3) — 0,01, иттрий (39) — 0,0025, иттербий (39) — 0,003; в фосфатизированных костных остатках — церий (29) — 0,3, лантан (29) — 0,03, иттрий (40) — 0,093, иттербий (40) — 0,011, гадолиний (7) — 0,03; в копролитах — иттрий (5) — 0,006, иттербий (5) — 0,002. Преобладают среди них элементы цериевой группы редких земель. Эта особенность в распределении редких земель в фосфатизированных костных остатках подтверждается количественным рентгено-спектральными и хроматографическим анализами. Сумма редких земель, по данным химического анализа, выполненного в химлаборатории Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева (аналитик А. Г. Щербакова), составляет: в костных остатках (14) — от 0,003 до 1,04%, копролитах (1) — 0,0078, позвонках рыб (1) — 0,216, фосфатных гальках и гравийных зернах (1) — 0,005, фосфоритах (14) — от 0,0135 до 0,098, фосфатсодержащих песках (1) — 0,0064, глинах (1) — 0,0241, мергелях (1) — 0,0033, горючих сланцах (2) — от 0,00008 до 0,0041%. Высокое содержание редких земель, согласно спектральному и рентгено-спектральному анализам, устанавливается в пробах фосфатизированных костных остатков и фосфоритах с многочисленными включениями органических остатков. В пробах костных остатков, замещенных гидроксидами железа, оно значительно падает.

Ванадий спектральным анализом отмечен (от следов до 1,0%) в фосфатсодержащих песках, песчаниках, глинах, мергелях, фосфатизированных костных остатках рыб, копролитах, фос-

\* В скобках приводится количество проанализированных образцов.

форитах и горючих сланцах. Среднее содержание его в песках и песчаниках (65) составляет 0,0193%, глинах (88) — 0,020, мергелистых глинах (6) — 0,017, мергелях (103) — 0,029, фосфоритах (67) — 0,092, фосфатизированных костных остатках (42) — 0,0061, копролитах (6) — 0,0125, горючих сланцах (12) — 0,106, серных колчеданах (7) — 0,0064, глауконитах (4) — 0,0027%. Максимальное количество (до 0,5—1,0%) ванадия установлено в горючих сланцах и фосфоритах, богатых органическим веществом, минимальное (0,001—0,5%) — в фосфатизированных костных остатках, копролитах, серных колчеданах, глауконитах и глинистых мергелях.

Селен изучен нами в дисульфидах и битуминозной породе. По данным химического анализа, среднее его содержание в восьми пробах пирита, взятых из слоев эоценовых глин, выше его кларка в осадочных породах ( $6 \cdot 10^{-5}\%$ ), по А. П. Виноградову (1956). Из общего числа исследованных образцов серного колчедана, фосфорита и битуминозной породы максимальные концентрации селена характерны для серного колчедана, взятого из слоев глинистых пород. В образцах серного колчедана из слоев песчаников содержание селена почти не превышает его кларк в осадочных породах. Визуально в образцах дисульфидов железа наблюдается определенная зависимость между содержанием селена и степенью окисленности последних. Наиболее обогащены селеном образцы серного колчедана, претерпевшие интенсивное окисление. По нашему мнению, это связано с образованием определенного количества самородного селена в результате окисления серного колчедана.

Рений во всех исследованных образцах серного колчедана, по данным химического анализа, отмечается, как правило, в количестве на четыре порядка превышающем его кларк в земной коре. Характерно, что во всех образцах серного колчедана рений изменяется в очень незначительных пределах (от 0,00010 до 0,00065%) независимо от литологического состава вмещающих пород.

Содержание молибдена в семи образцах серного колчедана из восьми исследованных, по данным химического анализа, на один порядок больше его кларка (0,00011%) в осадочных породах. Исключение составляет только один образец (481), в котором оно соответствует кларку. Кроме серных колчеданов, некоторая повышенная концентрация молибдена (до 0,1%) отмечается в горючих сланцах.

Изучение образцов серного колчедана и фосфоритов палеогена показывает, что последние склонны к концентрации селена, рения и молибдена. Наиболее высокоактивным аккумулятором этих элементов является серный колчедан. Причем высокая концентрация рения и молибдена наблюдается не во всех образцах, залегающих в глинистых породах и песчаниках. Отмечен в большом количестве селен в образцах серного колчедана из слоев глинистых пород.

Таким образом, костные детриты и биогенные фосфориты являются главными носителями редкоземельных элементов; фосфатсодержащие пески, песчаники, глины, мергели, горизонты фосфоритов и горючих сланцев — ванадия; скопления и прослойки серного колчедана — селена, теллура, рения и молибдена.

## ВЫВОДЫ

1. Изучение фосфатности палеогеновых отложений еще не привело к открытию промышленного месторождения, но позволило несколько в новом направлении рассматривать вопрос использования бедных фосфоритовых руд.

2. Исследованиями установлено, что палеогеновые отложения на площади Южного и Западного Узбекистана от Сурхандарьинской долины на востоке и до Кызылкумов на западе фосфатосны. Кроме желвакового горизонта, известного ранее, выявлены в среднем и верхнем эоцене еще новые горизонты — фосфоритовые, содержащие до 75—80% фосфатного вещества. Вмещающие горные породы, мергели и песчаники также содержат до 10% фосфатного вещества.

3. В районе Туполанга, Обизаранга и гор. Сурхантау установлено, что фосфоритовые горизонты, не отвечающие кондициям каждый в отдельности, вместе с вмещающими их породами мощностью 11 м содержат в среднем 24% фосфатного вещества (фторapatита), т. е. одна четвертая часть горной породы представлена фосфатным веществом, которое, по заключению обогащителей, легко освобождается от породы и дает высококачественный концентрат с содержанием  $P_2O_5$  28—30%.

4. Хотя в Зирабулак-Зиаэтдинских горах породы среднего эоцена и не подвергались обогащению, данные петрографических исследований показывают, что эти породы могут быть перспективными для получения фосфатного концентрата.

5. В среднем эоцене Кызылкумов фосфатсодержащие породы, как показало опытное обогащение, проведенное в полевых условиях, тоже дают высококачественный концентрат фосфатного вещества с содержанием  $P_2O_5$  28—30%.

6. Таким образом, геологические предпосылки широкого распространения фосфатсодержащих пород палеогена, удовлетворительные данные по их обогащению с получением высококачественного фосконцентрата, благоприятные горнотехнические условия, позволяющие вести широким фронтом открытые горные работы по их добыче, а также благоприятные общие экономические предпосылки (наличие асфальтированных дорог, железнодорожных путей, линий высоковольтных передач, водопроводных магистралей и крупных населенных пунктов) — все это создает весьма благоприятные условия для выявления в Южном и Западном Узбекистане месторождений фосфатсодержащих пород, организации их добычи, обогащения и получения высококачественного фосконцентрата в необходимых количествах.

**М. З. ЗАКИРОВ, Г. И. ТЕСЛЕНКО,  
М. МИРСАИДОВ**

## **ГЛИНЫ ПАЛЕОГЕНА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Глинистые отложения Ферганской впадины широко и детально изучались в основном как нефтематеринские и нефтепроизводящие свиты (Попов, 1938; Габрильян, 1957; Акрамходжаев, Саидходжаев, 1960, 1966; А. Р. Ходжаев, О. А. Рыжков, З. Машрабов, М. С. Сайдалиева и др.). В настоящее время в пределах только одной Ферганской долины обнаружено (Машрабов, 1969) около 25 нефтяных и газовых месторождений с 80 залежами. Однако комплексному изучению всех разновидностей палеогеновых глин как полезных ископаемых исследователи очень мало уделяли внимания.

### **СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГЛИН ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ КАК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Первые сведения о бентонитовых глинах на территории Ферганской впадины имеются в трудах А. Е. Ферсмана (1919). Затем бентонитовые глины — кеффекилиты описал А. С. Уклонский (1935), а С. Е. Прянишников (1935) — табачные глины ханабадских и темно-зеленые туркестанских слоев и рекомендовал их в качестве глинистой добавки к цементу. Б. П. Калмыков, Б. Т. Запрометов, Л. Б. Смолина, С. М. Юсупова (1935—1943) исследовали глины Средней Азии, в том числе бентонитовые Ферганской впадины, и возможность их использования в народном хозяйстве Узбекистана.

В 1942 г. Г. И. Тесленко приступила к изучению маломощных бентонитовых глин натриевого монтмориллонитового состава в Ферганской впадине. В 1952 г. Е. М. Буеверова, Г. П. Сидякин и А. В. Турулов определили возможность использования бентонитовых глин Узбекистана для оклейки и осветления различных сортов вин и получили положительные результаты. В 1953—1954 гг. В. В. Кулаченко проведены геолого-разведочные работы в районе Шорсуйского месторождения глин и определена пригодность их для изготовления кирпично-черепичного сырья и тонкой керамики. Испытания показали положительные результаты при смеси 30%

глин и 70% суглинка. А. М. Габрильян (1957) описал глины как петрографическую разновидность пород.

В 1958 г. М. А. Ратеев и А. И. Осипова изучали глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Наряду с гидрослюдой и монтмориллонитом диагностировался палыгорскит и  $\alpha$ -сепиолит.

С 1964 г. С. А. Климовой систематически ведутся поисковые и геолого-разведочные работы по глинам на серно-озокеритовом руднике Шорсу. В 1960—1961 гг. М. И. Ощепкова исследовала верхнеэоценовые глины Шорсу и Гузана с целью определения их пригодности для керамзитового сырья. Она установила (1964), что изученные глины не отвечают требованиям промышленности из-за повышенного содержания карбонатов и сульфатов.

Ш. Г. Саидходжаев (1966) описал фациально-литологические и геохимические особенности нефтегазоносных палеогеновых отложений Ферганской впадины и привел распределение глинистых минералов по разрезам. И. Д. Зхус (1966) указал на распространение глинистых минералов в юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях Ферганы и их палеогеографическое значение.

Г. А. Годованникова в результате детальной разведки (1965—1966 гг.) и технологических испытаний эоценовых глин Чимиона доказала возможность их применения в производстве легкого наполнителя бетонов — керамзита.

В 1967 г. на территории Шорсуйского озокеритового карьера У. Т. Туранов и Т. Юльчибеков установили пригодность вскрышных глин сумсарских слоев для глинистых растворов. В последнее время (1968—1971) эоценовые глины Ферганской впадины исследованы химиками-технологами Э. А. Ариповым, Н. Д. Джаббаровым, Ю. И. Ибрагимовым, Н. П. Гребенщиковой, Л. Б. Смолиной, Т. Имам-овым и др. М. З. Закиров (1970) исследовал условия образования глин, определил ассоциацию глинистых минералов, привел поисковые критерии глин, описания петрографических типов пород, генетическую классификацию монтмориллонитовых глин в Узбекской ССР (в том числе в Ферганской впадине) и обосновал фациальную приуроченность глин.

В заключение отметим, что палеогеновые глины Южной Ферганы изучены многими исследователями, однако в их работах мы не находим комплексного и детального изучения, касающегося исследованного нами объекта, в частности, глин как полезных ископаемых.

При комплексном изучении эоценовых глин Ферганской впадины выяснились минералого-петрографический состав, условия формирования и пути широкого использования в различных отраслях народного хозяйства республики (Закиров, 1961; Закиров, Мирсаидов, 1966). Обнаружены высококачественные глины, как природные, так и полученные после кислотной и термической активации.

Мы в 1965—1969 гг. в Южной Фергане провели полевые работы с отбором соответствующих образцов эоценовых глин из обнажений, карьеров и скважин, исследованных различными методами (гранулометрический, спектральный, рентгеновский химический, термический, электронно-микроскопический, минералого-петрографический, физико-технологический и др.).

Приведенный комплекс аналитических работ производился в лабораториях институтов гг. Ташкента, Баку, Москвы, Новосибирска. Авторы выражают благодарность М. Б. Хеирову, Ю. М. Королеву, М. Ф. Соколовой, Т. И. Ясколко, Л. А. Скачковой, А. К. Касымову, Э. Е. Рабаевой, А. Г. Щербаковой, Д. Ачилову и др.

#### СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Стратиграфия палеогеновых отложений Ферганской долины разработана многими исследователями (О. С. Вялов, Н. Е. Минакова, Ш. Г. Саидходжаев, К. П. Калицкий, Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова, Т. Н. Бельская и др.). Несмотря на это, до последнего времени вопрос о возрасте и границе нижних секций палеогена—бухарских и сузакских слоев (Саидходжаев, Минаков, 1967) и верхних — ханабад-сумсарских, а также границе мела с палеогеном и палеогена с неогеном остается неясным и дискуссионным (табл. 1).

Данные о палеогеографических условиях образования бентонитовых глин эоцена в целом в литературе отсутствуют. Поэтому нам хочется восполнить указанный пробел и по возможности полнее охарактеризовать историю развития эоценовых отложений Ферганской впадины, используя как собственные материалы, так и данные предыдущих исследователей.

Территорию Узбекистана почти все исследователи подразделяют на эпиплатформенную орогенную область (горные сооружения Тянь-Шаня) и платформенные структуры Туранской плиты. При этом складки горной и равнинной частей составляют единую Тянь-Шаньскую структуру (Давлят, 1938). Ферганская, Приташкентская, Бухаро-Каршинская и Таджикская впадины находятся между поднятиями северных хребтов Тянь-Шаня и южными хребтами Средиземноморской геосинклинали. Впадины в течение всего палеогенового времени и после него явились областями аккумуляции обломочного материала.

Межгорная Ферганская впадина в этот период представляла собой огромную аккумулятивную чашу, дно которой испытывало устойчивое погружение. Окружающие впадину горные хребты северной и срединной частей Тянь-Шаня соответственно поднимались и подвергались усиленной денудации, поставляя в этот бассейн терригенный материал. При этом Алайские и Туркестанские горы (Срединный Тянь-Шань) в воздымании намного отставали от гор северной части Тянь-Шаня (Попов, 1937), что отразилось на дифференциации осадков Ферганской долины. Например, в пределах южного и юго-восточного бортов долины образовыва-

лись тонкие осадки глин преимущественно монтмориллонитового состава, хемогенного доломита и известняка, тонкозернистых песков и др., в то время как у подножий северного и северо-восточного бортов шло значительное, более энергичное накопление грубых осадков — конгломератов, гравелитов, плохо отсортированных песков и песчанистых глин. Осадки эоцена Ферганской впадины представлены в основном как морскими, так и лагунными образованиями, а вблизи береговой линии наблюдается переход морских отложений в континентальные. Экологическая характеристика эоценовой фауны (Геккер, 1962) и минералого-петрографические и геохимические особенности осадков эоценового палеобассейна свидетельствуют о том, что солевой состав морской воды имел различный характер — от нормальной до повышенной соленой, а глубина морского бассейна была небольшой (50—200 м).

**Палеоцен (бухарские слои).** В первой половине палеоцена вода западной части залива была более соленая, чем восточной, и здесь отлагались песчанистые алевролиты и лагунные осадки. В южной части накапливались исключительно сульфатные осадки (гипсы Гознау), а в северо-восточной и северной — красноцветные дельтовые — глинистые образования. Во второй половине палеоцена отлагаются терригенно-карбонатные отложения.

**Нижний эоцен (сузакские слои)** характеризуется повсеместной трансгрессией моря в Ферганский залив. Привнос терригенного материала в сузакском веке становится интенсивнее, чем в палеоцене, и постепенно карбонатные мергелистые осадки сменяются сортированными песками, алевролитами (западная часть), глинами (южная часть), которые постепенно в среднесузакское время переходят в песчано-известковые осадки. В позднесузакское время они сменяются типичными лагунными отложениями с примесью терригенного материала. С этим периодом совпадает образование на западе Ходжентско-Кураминского пролива, через который Ферганский залив сообщается с Приташкентским бассейном. К концу сузакского века западная часть Ферганской впадины испытывает заметное поднятие, сужается Ходжентский пролив, образуется лагуна с повышенной соленостью. На дне Ферганского залива появляются острова и мели. Создаются типично лагунные условия осадконакопления, что отразилось на характере отложений. Только в северной части впадины находилось мелководное море, где развиты грубообломочные образования.

Общее погрубение материала наблюдается с запада на восток. Это указывает на направление области размыва, находящейся на северо-востоке от Ферганской впадины, а также на постоянное присутствие плохо окатанных галек палеозойских пород в осадках нижнего эоцена, частую смену фациальных типов осадков и резкое изменение мощности отложений вблизи палеозойских массивов.

**Средний эоцен (алайские слои).** В Ферганской впадине в это время происходило нисходящее движение южной и юго-восточной

Схема стратиграфии палеогеновых отложений

Система	Отдел	Возраст (слои)	Исфара	Камышбаши	Шорсу
Палеогеновая	Средний олигоцен	Сумсарские	Глины малиново-красные, тонкие с прослоем глинистого песка (мощность 13,5 м)	Глины малиново-красные, тонкие, вверху песчанистые (15 м)	Глины малиново-красные, жирные, тонкие (46 м)
			Нижний олигоцен	Ханабадские	Глины светло-серые, зеленые с фауной плохой сохранности (30 — 40 м)
	Верхний эоцен	Исфаринские			Глины кремнистые с ядрами пеллеципод и гастропод (30 м)
			Риштанские	Глины с прослоями детритусовых мергелей, устричников и известняков (37 м)	Глины, глинистый ракушечник, прослой песчаника (24,0 м)
		Туркестанские		Глины зеленовато-серые, тонкие; карбонаты (известняки, доломиты), мергель глины, устричник с <i>Fatina</i> (51,8 м)	Глины, тонкие, зеленые, известняки, доломиты, мергели (42,85 м)

Таблица I

## Ферганской впадины (южный тип разрезов)

Чимнон	Суфикурган	Чагырташ	Нарын	Исковат
Глины малиново-красные, в нижней части алевритистые, вверху—песчанистые (58,8 м)	Красноцветные песчаники, алевролиты, гипсы (96,0 м)	Малиново-красные глины с прослоем песчаника (2,8 м) и натриевого монтмориллонита (до 1,5—2 м), 40,8 м	Малиново-красные глины, верхняя часть песчанистая, нижняя—жирная на ощупь, тонкая (53 м)	
Глины серо-зеленые, зеленые, зеленовато-серые (40 м)	Песчаники с прослоями глин и алевролитов (27,0 м)	Глины светло-зеленые, табачно-зеленые, нижняя часть алевритистая, верхняя—тонкая, жирная (13,5 м)	Глины светло-зеленые, зеленовато-серые, алевритистые (23,5 м)	Верхняя часть разреза перекрывается четвертичными отложениями, на контакте с ними наблюдаются брекчии
Глины кремнистые с налетом ярозита светлых тонов (18—24 м)	Песчаники с прослоями глин и алевролитов с фауной (35,0 м)	Глины кремнистые, светло-серые, алевритистые (18,5 м)	Кремнистые глины, очень плотные, зеленые, бурые, известковые, пластинчатые (15 м)	Кремнистые глины кремового, светло-желтого цвета с ярозитом, прослоями гипса и опоквидной глины (26,4 м)
Глины, глинистые известняки, мергели, известняки-ракушечники (29,7 м)	Песчаники с прослоями алевролита (42,2 м)	Глины зеленые, жирные на ощупь (1,35 м)	Глины оливково-зеленые, с ярозитом, жирные на ощупь, песчаники с прослоями глин, алевролитов, гравелитов (24,5 м)	Глины серые, зеленовато-серые, жирные, алевритистые (4,3 м)
Мергели, известняки глинистые, глины, известняки (35,66 м)	Песчаники с прослоями гравелитов, алевритистых глин и доломитов (130,4 м)	Глины жирные на ощупь, известняки, переходящие в алевритистые глины с прослоями песчаника (28,3 м)	Верхняя часть представлена песчано-алевролитовыми образованиями, средняя—серые известняки, доломиты, нижняя—алевролиты, серо-зеленого и красного цвета (44,5 м)	Известняки, известняки-ракушечники несколько дробленые (3,7 м)

Система	Отдел	Возраст (слои)	Исфара	Камышбаши	Шорсу
Палеогеновая	Средний эоцен	Алайские	Известняки, пески, глины серые, зеленоватосерые, песчаники, доломиты, известняки-ракушечники, устричники с <i>Ostrea turkestanensis</i> Rom (49,6 м)	Известняки, пески и песчаники, глины, известняки-ракушечники, устричники, доломиты (70,0 м)	Мергели, известняки, доломиты, песчаники алевритистые (70,0 м)
	Нижний эоцен	Сузакские	Пески, доломиты, глины серые, карбонатные, внизу тонкие с гидроокислами железа, в средней части—оливково-зеленые, вверху алевролиты и песчаники (92 м)	Пески, доломиты, глины карбонатные, вверху—алевролитопесчанистые (83,2 м)	Песчаники, глины, алевролиты, мергели (39,5 м)
	Верхний мел + палеоэоцен	Бухарские	Гипсы Гознау с прослоями аргиллита (26,0 м)	Гипсы Гознау с прослоями аргиллита (18,4 м)	Гипсы, доломиты, известняки, глины, алевролиты (33,5 м)

частей. Поднятие наблюдалось в юго-восточной зоне, в алайском проливе. Поэтому осадки этой территории характеризуются повсеместным накоплением карбонатно-глинистых отложений с известковистыми фораминиферами. В раннеалайское время море захватило всю площадь Ферганской долины. В зависимости от конфигурации морского Ферганского залива и тектонических движений в его южной и юго-восточной береговых частях отлагаются отсортированные пески и алевролиты, в восточной и северной — дельтовые и лагунные осадки. В центральной части бассейна накапливались очень тонкие глинисто-карбонатные отложения. В начале позднеалайского времени повсеместно отлагались морские известковые осадки. Значительная песчанность пород отмечается на западе и востоке. Более грубый терригенный материал накапливался в узкой прибрежной полосе. В общем, в восточном и северо-восточном направлениях глинистость пород уменьшается, а в северной части к осадкам даже примешивается грубая галька. В конце позднеалайского времени повсеместно накапливаются известковые детритовые и устричные отложения. В это время Ферганский залив свободно сообщается с открытым морем через алайский и сравнительно расширенный западный проливы.

Чимйон	Суфикурган	Чангырташ	Нарын	Исковат
Мергели, песчаники, доломиты, известняки (51 м)	Песчаники с прослоями известняков и гипсов, мергели, глины алевритистые (16,4 м)	Глины, известняки, известняки-ракушечники, доломиты (38,9 м)	В верхней части плотная глина, алевритистая, песчаники, алевритистые доломиты; внизу—конгломераты (22,1 м)	Задерновано
Глины, мергели алевритистые (34,8 м)	Песчаники серые, красноватые, с прослоями алевролитов и мало мощными прослойками алевритистых глин (47,1 м)	Глины красные, с прослоями (иногда достигающими 1,5—2 м) гипса; внизу светло-зеленые (50,2 м)	Гравелиты красноцветные, крупнозернистые; песчаники; внизу—алевролиты красноцветные (33,0 м)	
Доломиты глинистые с гипсом (18,36 м)	Гипсы белые (Гознау), доломиты, известняки, прослойки алевролитов (65,3 м)	Гипсы белые (Гознау) с прослоями алевритистых глин и известняков (37,4 м)	Известняк плотный (9,5 м)	

В туркестанское время морская трансгрессия доходит до максимума на всей территории Узбекистана. Улучшается сообщение через Ходжентский пролив. Бассейн приобретает более глубоководный характер и поступление в него терригенного материала сильно возрастает. Повсеместно развиты терригенные, преимущественно глинистые и нередко почти бескарбонатные (в центральной части) породы. В южной части отлагаются алевритоглинистые осадки с известково-глинистыми илами и устричниками. Общее погрубение материала происходит в направлении от южных и западных разрезов (Закиров, 1966—1968; Саидходжаев, 1966) к восточным и северо-восточным. В это время в северной и северо-западной частях отлагаются красноцветные осадки.

**Верхнеэоценовые отложения.** В раннериштанское время на территории Ферганской впадины происходит общее обмеление бассейна и кратковременное осушение значительной части Ферганского залива. Вследствие этого большое развитие получают литоральные осадки в юго-западной и южной зонах впадины (Чимйон, Камышбаши, Шорсу и др.), представленные песками, песчаниками, песчано-известковистыми породами и реже глинисто-известковыми илами. Глины отлагаются только в риштанском разрезе (Саидходжаев, 1966). На некоторых участках Северной Ферганы,

в основном в прибортовой полосе, морские осадки отсутствуют. В позднериштанское время широкое развитие получают глинистые осадки. Отложения береговой части моря сохраняются в пределах северного борта впадины. Проявляется некоторая изолированность бассейна.

**В исфаринский век** эоценовое море в Ферганской впадине из-за погружения ее дна расширялось и углублялось; связь с ним была более свободной. «Однако оно все же осложнилось поднятиями в области современного Кураминского хребта и гор Моголтау, о чем свидетельствует накопление там красноцветных осадков» (Осипова, 1962). Море захватило и северную половину впадины. По всей Северной Фергане осаждаются глинистые и алевролитовые осадки, местами с примесью песка и гравия и высоким содержанием органического вещества. В Ферганской впадине исфаринские слои, помимо описанных осадков, содержат кремнистые глины монтмориллонит-гидрохлоридного состава мощностью 1—3 м с радиоляриями и фитопланктоном. Это связано с увеличением поступления в этот отрезок времени питательных минеральных веществ из области размыва — Северо-Тяньшаньского нагорья. Окремнение верхних слоев глин мы связываем с процессами гипергенеза (Закиров, Саидходжаев, 1968).

На рубеже ханабадского века бассейн Ферганского залива почти сохранил прежние очертания. На большей части впадины продолжается накопление пластичных монтмориллонитовых глин, исчезают радиолярии и появляются фораминиферы с известковой раковиной. В восточной части бассейна отлагаются красноцветные осадки. Накопление таких глин в ханабадском веке свидетельствует об относительной глубоководности морского дна и пенеппенированности области сноса. Несмотря на это, во второй половине века наблюдается некоторое обмеление залива, обусловившее образование прослоев песчанистых и карбонатных глин в верхней части мощных ханабадских слоев (Чимион, Камышбаши и др.).

К началу сумсарского века продолжается общее обмеление Ферганского бассейна и соответственно получают наибольшее распространение прибрежноморские осадки. Связь Ферганского залива с Таджикским бассейном прекращается. Ходжентский пролив также обмелел. Осадки сумсарских слоев получают трехчленное строение (Осипова, 1962). Горизонт «р» представлен буро-зелеными мергелями или глинами с прослоями фосфоритов. Горизонт «q» сложен мелководными песчано-глинисто-алевролитовыми отложениями с глауконитом, чаще всего тонкими карбонатизированными глинистыми осадками малиново-красного цвета (Камышбаши, Шорсу, Чимион). Однако в районе риштанских складок появляются слои глин с зеленовато-серой окраской, связанные с органическим веществом (Осипова, 1962). Ко времени осадконакопления горизонта «г» интенсивность поступления песчаного материала в бассейн увеличивается, и размеры залива резко сокращаются. Развитие получают песчаники, и соответственно морские литоральные осадки быстро сменяются континентальными.

Таким образом, в раннеэоценовое время происходило накопление промышленно ценных глин монтмориллонитового состава с прослоями и линзами опок и опокovidных глин, а также кварцевых песков с фауной, характеризующей нормальную и чуть выше нормальную соленость вод и значительные глубины. Область аккумуляции располагалась далеко от области суши, находящейся на востоке и севере азиатского материка. Горные хребты, окружающие непосредственно Ферганскую долину, как источники терригенного материала в указанный отрезок времени играли незначительную роль. Наоборот, в алайское и риштанское время на большей части площади заметно проявились процессы поднятия и как следствие — регрессия моря. Появились изолированные усыхающие лагуны и мелководные бассейны, где накапливались своеобразные хемогенные (карбонатные и сульфатные), органо-генные и терригенные отложения, быстро сменяющие одни другие как по вертикали разреза, так и по горизонтали.

Общей чертой для двух стадий осадконакопления (поднятия и опускания) является то, что фациальная изменчивость пород отложений засоленных лагун областей мелкого и глубоководного моря, литорали и прибрежной зоны сохраняется, но они в течение всего эоцена отличаются по масштабам.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Палеогеновые отложения отличаются значительным разнообразием петрографических типов: обломочные (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, паттумы), обломочно-хемогенные (глины, мергели), хемогенные (карбонаты, сульфаты), органо-хемогенные (карбонаты, силициты, фосфаты) и органо-генные породы (табл. 2).

Конгломераты в разрезах палеогена распространены ограниченно. В Северной Фергане (р. Нарын) в алайских слоях отмечена двухметровая толща, состоящая из полуокатанных галек палеозойских отложений, представленных кремнистыми породами, известняками, песчаниками и др. Наличие конгломератов в этой части впадины свидетельствует о мелководной зоне и близости области сноса. Рассматриваемые породы описаны также в сумсарских слоях ур. Акбелес (Резвой, 1954) и селения Ворух (О. А. Казимиров), в бухарских слоях р. Сумсар (Гриднев, 1971) и др.

Гравелиты встречены в большинстве исследованных разрезов, а также по Сумсару, Исфаре, Соху. Сравнительно мощные (до 1,5—2 м) пачки их, развитые в Суфикургане и Нарыне, приуро-

чены к различным секциям палеогена. В нижней части риштанских слоев Чимионского месторождения глин отмечен слой (0,5 м) гравелита светло-розового и желтовато-серого цвета с полуугловатыми и полукатанными гальками размером 1,0—2,5 мм. Петрографический состав гравелитов и гальки тот же, что и конгломератов.

Пески и песчаники распространены широко и приурочены к сузакским, алайским, риштанским и сумсарским слоям. В Южной Фергане (Исфара, Камышбаши, Чимион) чаще встречаются их глинисто-алевритистые варианты (Исфара—Риштан).

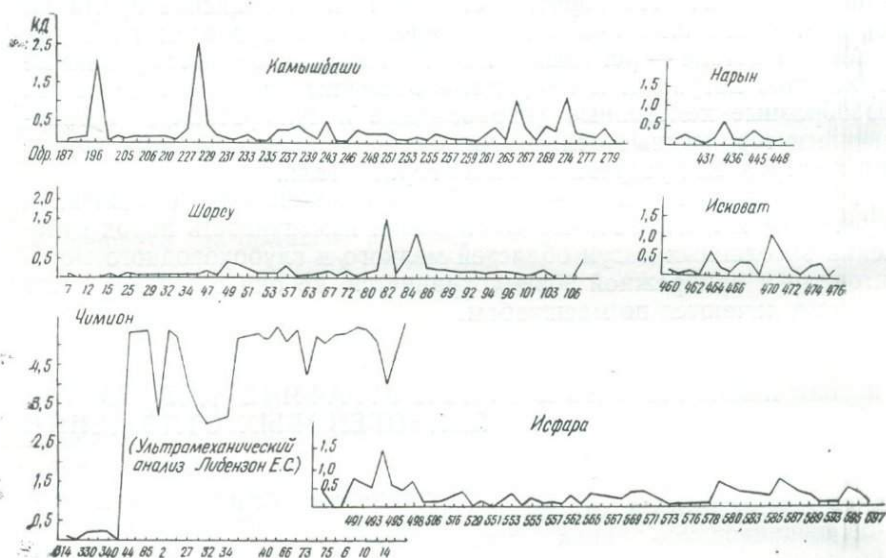


Рис. 1. Графики коэффициента дисперсности глин Ферганской впадины.

Наибольшая (10—15 м) мощность песков отмечена в сузакских слоях. Цвет их светло-серый, серый, серовато-зеленый, редко желтовато-розовый. В Суфикургане и Северной Фергане (Нарын) породы приобретают красную окраску и становятся грубозернистыми, иногда с примесью гравия. Следует подчеркнуть, что в Суфикургане песчаники доминируют и приурочены ко всем слоям разреза.

Алевролиты отмечены в сузакских и сумсарских слоях (Исфара, Камышбаши, Нарын и др.) мощностью до 2,5 м, серой, зеленовато-серой окраски, иногда с желтоватым оттенком. По Сумсару распространены глинистые алевролиты (содержание фракции 0,10—0,01 мм достигает 76%, глинистой — 15,06, песчаной — 9%) и алевролиты (фракция 0,10—0,01 мм составляет 90%). В разрезе Исфары в алевролитах отмечены отпечатки пеллеципод различной сохранности.

П а т т у м ы — слабораспространенные породы; выделены на основании гранулометрического анализа, где каждая из трех ос-

новых фракций в отдельности не превышает 50%. В риштанских и туркестанских слоях по Исфаре паттумы алеврито- и глинисто-песчаные; в сумсарских слоях по Нарыну — песчано-глинисто-алевритовые, по Исфаре — глинисто-алеврито-песчаные и глинисто-песчано-алевритовые.

Обломочно-хемогенные породы представлены глинами и мергелями. Глины — наиболее распространенная разновидность пород южной части Ферганской впадины. Они встреча-

Таблица 2

**Петрографические типы палеогеновых пород Ферганской впадины**

Генезис	Основные типы пород	Разновидность по вещественному составу
Обломочные	Конгломераты, гравелиты	Кварцевые, роговиковые, кремнистые, известняковые
Обломочно-хемогенные	Песчаники, алевриты, паттумы	Полевошпатово-кварцевые, кварц-полевошпатовые и др.
	Глины	Монтмориллонитовые щелочные Монтмориллонитовые щелочно-земельные Монтмориллонитовые щелочно-земельные, известковистые Смешаннослойные образования Гидрослюдистые с примесью хлорита Пальгорскитовые Пальгорскит-монтмориллонитовые с примесью гидрослюды Алевритовые и глинистые Детритусовые
Хемогенные	Мергели	Известняки
	Карбонаты	Доломиты
	То же	Гипсы
Органогенно-хемогенные (биохимические)	Сульфаты	Ангидриты
	Карбонаты	Алуниты
	Силициты	Известняковые и доломитовые с органическими остатками
Органогенные	Фосфаты	Кремнистые и опоковидные породы Фосфориты в виде включений, зерен, желвачков
	Осадки, состоящие нацело из органических остатков	Известняки
		Ивестняки-ракушечники
Известняки-устричники		
Известняки фораминиферовые		
	Известняки детритусовые	
	Известняки водорослевые	

ются во всех секциях разрезов, хотя в основном приурочены к верхнему эоцену (туркестанские, риштанские, исфаринские и ханабадские слои) и олигоцену (сумсарские слои). Разделяются они по вещественному составу и генетическим особенностям (табл. 2). Самыми распространенными являются глины щелочно-земельного монтмориллонитового состава.

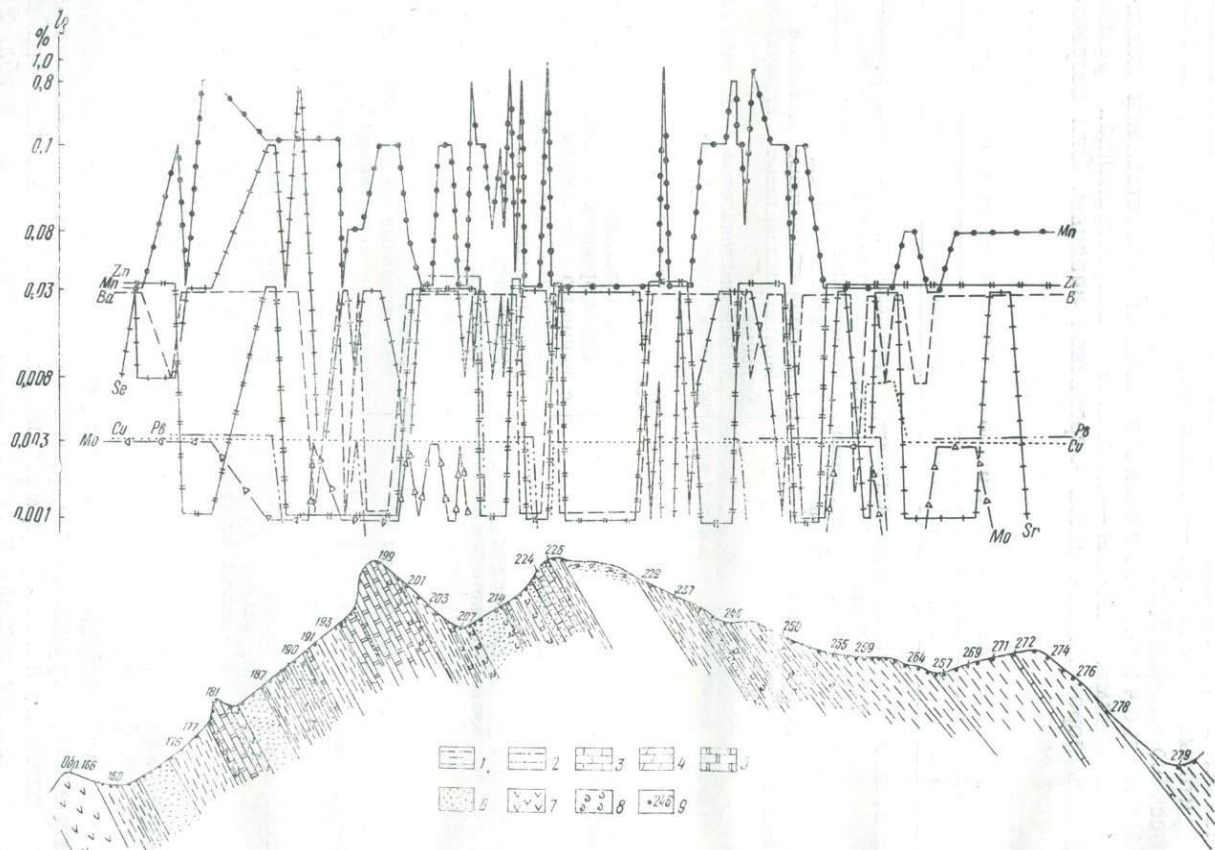


Рис. 2. Диаграммы содержания малых химических-элементов (Ba, Sr, Mn, Cu, Pb, Zn, Mo) по данным спектрального анализа (разрез Камышбашы).

1—глины; 2—алевролиты 3—известняки; 4—мергели; 5—доломиты; 6—пески и песчаники; 7—гипсы; 8— макрофауна; 9—номер образца.

*Хемогенные породы*, представленные карбонатными и сульфатными образованиями, приурочены в основном к бухарским, алайским и туркестанским слоям.

*Органогенно-хемогенные* (биохимические) осадки, состоящие из карбонатных пород с органическими остатками, силицитовых (опоквидных глин) и фосфатных образований, приурочены в основном к алайским, туркестанским и риштанским слоям.

*Органогенные породы*, состоящие в основном из органических остатков, приурочены преимущественно к алайским, туркестанским и риштанским слоям и встречаются во всех разрезах. Достижением в изучении петрографических типов в палеоцен-нижнеэоценовых отложениях южной части и верхнеэоценовых отложениях северной и северо-восточной частей Ферганской впадины является выявление палыгорскитовых глин.

В результате (279 проб) гранулометрического (дисперсного) анализа по классификации М. Ф. Викуловой (1957) выделены следующие разновидности глин: 1) тонкодисперсная, 2) крупнодисперсная, 3) крупнодисперсная алевритистая, 4) крупнодисперсная песчано-алевритистая и 5) паттум. Наличие в основном крупнодисперсных глин объясняется присутствием в них карбонатов, сульфатов и водорастворимых солей, а также составом обменных катионов. Удаление вредных примесей повысило дисперсность глин от 3 до 15 раз. Мы составили графики коэффициента дисперсности (Закиров, 1967), с помощью которых выяснили динамичность палеобассейна и градацию технологических качеств глин (рис. 1).

Изучение распределения малых химических элементов в осадочных породах в последнее время приобретает определенный научный интерес, так как по ним можно установить состав области сноса, характер осадконакопления, корреляцию разрезов и обнаружить полезные ископаемые. Спектральному анализу (аналитик Е. Д. Гуртенберг) подвергли все разновидности палеогеновых отложений (более 500 анализов), затем обработали двумя методами. В результате установлено распределение малых химических элементов по типам пород (Страхов, 1963) и составлены диаграммы по разрезам (рис. 2). При этом количество и содержание малых элементов в глинах по сравнению с другими породами получено наибольшее.

Таким образом, установлено, что осадкообразование в Фергане происходило в бассейнах, близких к нормальноморским условиям с некоторым изменением в сторону опреснения и засоления.

#### ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Химический состав глин непостоянный и колеблется в значительных пределах, но молекулярные соотношения полуторных окислов и кремнезема для глин определенного минерального состава более или менее постоянные.

Кремнезем в глинах содержится в довольно значительных количествах (рис. 3). Наиболее высокое среднее содержание (60%) приурочено к глинам исфаринских слоев; наименьшее — к сузакским (48,24%). Оно постепенно увеличивается к более молодым отложениям, достигая в ханабадских слоях 55%. Среднее содержание кремнезема по месторождениям распределяется следующим образом: наименьшее — 51,37% — наблюдается на Камышбашинском, в Исфаре и Шорсу — 52,80—52,68%, в Чимионе —

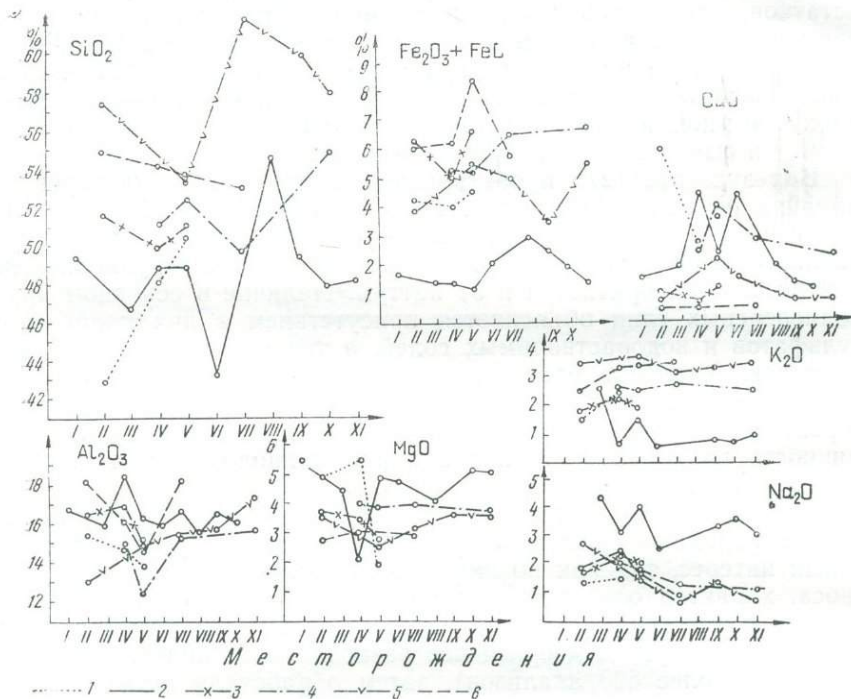


Рис. 3. Содержание некоторых окислов в палеогеновых глинах Ферганской впадины.

Месторождения: I—Сулюкта, II—Исфара, III—Мадыген, IV—Камышбаш, V—Шорсу, VI—Риштан, VII—Чимион, VIII—Гульча, IX—Чангырташ, X—Майлису, XI—Нарын; возраст (слои): 1—сузакские, 2—алайские, 3—туркестанские, 4—риштанские, 5—исфаринские, 6—ханабадские.

55,9%. На Чимионском месторождении в отдельных образцах содержание  $\text{SiO}_2$  доходит до 67% (исфаринские слои), а в некоторых образцах ханабадских слоев всего лишь до 40,57%.

Среднее содержание глинозема колеблется от 14,50 до 17,50%. Такое невысокое содержание характерно для морских и лагунных глин аридной зоны: на Исфаринском месторождении — 15,70%, в Камышбаше — 16,24%, в Шорсу — 14,5%, в Чимионе — 16,3%. Однако глинозем в отдельных слоях распределяется весьма неравномерно. Так, в Камышбаше в сузакских слоях глины со-

держат  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 10,65% и 18,96%. В ханабадских глинах Чимиона наряду с высокими показателями (16%) содержания глинозема встречены низкие — 11,77%. В солянокислых вытяжках ханабадских глин Чимиона отмечено довольно значительное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — в среднем 6,4%, максимальное в отдельных образцах — 9,6% и 11,15%. Возможно, что наличие в чимионских глинах растворимого глинозема связано с цеолитами. Данное предположение предварительное и требует дальнейших детальных и всесторонних исследований.

Среднее содержание окисного и закисного железа колеблется незначительно — от 4,26% в сузакских слоях до 5,8% в ханабадских. Наибольшее содержание железа приурочено к верхней части разреза. В некоторых разновидностях ханабадских глин оно достигает 8,35% (Шорсу), 7,07% (Чимион). Глины различных месторождений содержат (в среднем) железо: на Исфаринском — 5,10%, Камышбашинском — 5,10%, Шорсуйском — 6,0% и Чимионском — 5,6%. Высокое содержание железа можно объяснить относительным увеличением количества гидрослюды, или процессом окисления пирита в зоне гипергенеза. В алайских слоях прослой бентонита, генетически связанный с вулканическим пеплом, содержит незначительное количество железа — в среднем 1,74%.

В глинах различного генезиса  $\text{CaO}$  обычно содержится в среднем 3,5%. Кальций входит в состав кальцита, доломита, гипса, а также в кристаллические решетки некоторых глинистых минералов и их обменный комплекс. Наибольшая роль в распределении кальция в морях и океанах принадлежит макро- и микроорганизмам с известковыми раковинами.

Содержание  $\text{CaO}$  в глинах колеблется в среднем от 0,50 до 3,9%. Наибольшее количество отмечено в глинах сузакских слоев, наименьшее — в ханабадских. Для глин Шорсуйского месторождения среднее содержание  $\text{CaO}$  составляет 2,58%, Камышбашинского — 2,07, Исфаринского — 1,97, Чимионского — 1,52%. Надо отметить, что отдельные образцы глин различных месторождений резко отличаются повышенным содержанием  $\text{CaO}$  (11—14%). Такое явление наблюдается в глинах туркестанских слоев Шорсуйского месторождения, а также риштанских и ханабадских слоев Чимиона.

Содержание  $\text{MgO}$  колеблется в среднем от 3 до 4,14%. Вверх по разрезу постепенно уменьшается. Наибольшее количество приурочено к глинам сузакских (6,2—10,68%) и бентонитовым глинам алайских слоев (4,6—6%).

Щелочи в осадочных и изверженных породах распределяются своеобразно: в первых, в том числе глинах,  $\text{K}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ . Среднее отношение  $\text{K}_2\text{O}$  к  $\text{Na}_2\text{O}$  для глин всех типов составляет 1,6 (данные А. П. Виноградова). В изверженных породах чаще всего преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ , отношение  $\text{K}_2\text{O}$  к  $\text{Na}_2\text{O}$  меньше единицы. Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в эоценовых глинах Ферганской долины изменяется от 1,97 до 3,12%. Максимальное количество приурочено к исфаринским и ханабадским слоям. На Исфаринском

месторождении среднее содержание  $K_2O$  составляет 2,5%, наименьшее — 1,31, наибольшее — 3,37; в Камышбаши — 2,5%; в нижней и средней частях разреза — 2,32—2,35%; в ханабадских слоях — 3,33%; на Шорсуйском месторождении среднее содержание  $K_2O$  равно 2,80%, а в глинах ханабадских слоев оно достигает 3,30%.

По Чимионскому месторождению мы располагали анализами только молодых отложений — от риштанских до ханабадских слоев включительно. Среднее содержание  $K_2O$  — 3,03%. Максимальное отмечено в глинах ханабадских слоев — 3,40%.

В отдельных разновидностях глин количество  $K_2O$  достигает 4,14%, на что оказывает влияние содержание в ханабадских слоях гидрослюда, которая хорошо сорбирует  $K^+$  и закрепляет его в своей решетке (А. П. Виноградов), особенно при образовании аутигенных минералов.

В бентонитах алайских слоев в большинстве случаев содержание  $K_2O$  не достигает 1%, а  $Na_2O$  отмечено 2,49—4,25%. Здесь содержание  $K_2O$  — наименьшее во всем разрезе. Данный бентонит является натриевой разновидностью, т. е. истинным бентонитом, включая также вулканический пепел.

Отношение  $K_2O$  к  $Na_2O$  характеризуется следующими данными: глины сузакских слоев — 1,6; туркестанских — 1,0; риштанских — 1,6; ханабадских — 2,1. Молекулярным отношениям полуторных окислов и кремнезема для минералов монтмориллонитовой группы характерны повышенные значения — 5 и немного выше — 5,4; 5,8. В глинах исфаринских слоев с повышением содержания кремнезема встречаются отношения, равные 6,7; наиболее низкие приурочены к ханабадским глинам Чимионского месторождения — 3,4. Это объясняется увеличением среди глинистых минералов количества гидрослюда.

Мы располагали около 70 полных силикатных анализов, что оказалось мало для выявления тех или иных закономерностей. Однако все же удалось отметить различие характера кривых распределения тех или иных окислов в восточной и западной частях исследуемого района. Восточней Чимиона линии более пологие, ровные, а в западной части преобладают изломанные. Такое явление наблюдается в распределении многих окислов.

Трудно пока утверждать, но можно предположить, что условия образования отложений восточных и западных частей были фациально различны.

### Минеральный состав палеогеновых глин

В составе палеогеновых глин Ферганской впадины по результатам рентгеновского (аналитики М. Б. Хеиров, М. Ф. Соколова, Л. Скачкова), химического (А. Г. Щербакова и др.), термического (А. К. Касымов, Э. Е. Рабаева, М. И. Збарский), электронномикроскопического (Т. И. Ясколко) и других исследований установлены следующие глинистые минералы группы слоистых и псевдо-

слоистых силикатов по классификации В. А. Франк-Каменецкого (1961): каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, смешанно-слоистые образования, палыгорскит.

Каолинит в виде незначительной примеси (иногда до 10—15%) распространен ограниченно. Поэтому он диагностирован в основном рентгеновским и электронномикроскопическим методами. Для каолинита характерны дифракционные пики (001) и (002) с межплоскостными расстояниями 7,12—7,14 и 3,56—3,57 Å, исчезающими после нагрева при 580° в течение одного часа вследствие разрушения кристаллической решетки и перехода его в рентгено-аморфное состояние (рис. 4). Термическим анализом каолинит не устанавливается, так как не дает характерных для него экзо- и эндоэффектов. Однако второй эндотермический эффект заметно занижен и свидетельствует о его малом содержании (Гинзбург, Рукавишников, 1951). Под электронным микроскопом каолинит изометричной формы, часто с размытыми (в Нарыне с четкими) краями. Выявлено, что он чаще приурочен к более молодым отложениям — исфаринским и сумсарским слоям (табл. 3). Встречен также в образцах, взятых из обнажений. В глубоких зонах одного и того же пласта содержание его уменьшается до минимума, что в большинстве случаев дает основание считать каолинит вторичным аутигенным минералом зоны гипергенеза.

Гидрослюда — второй по распространенности после монтмориллонита минерал. В палеогеновых глинах Камышбаши и Шорсу дифрактометрическим анализом установлены базальные рефлексы с межплоскостными расстояниями 9,80—9,90; 4,90—4,95; 3,28—3,30 Å и др., не изменяющими своего положения после насыщения глицерином и нагревания до 600°. Во всех изученных образцах глин месторождения Чимион (верхний эоцен и олигоцен) гидрослюда представлена двухслойной моноклинной высокотемпературной структурной модификацией 2M<sub>1</sub> (М. Б. Хеиров), для которой характерна регистрация на дифрактограммах базальных рефлексов четных порядков с межплоскостными расстояниями  $d(002) = 9,80—10,0$ ;  $d(004) = 4,9—4,95$ ;  $d(006) = 3,30—3,34$ ;  $d(008) = 2,45—2,50$ ;  $d(010) = 1,969—1,983$  Å. После различных видов обработки эти рефлексы не изменили своего положения. Термические кривые нагревания гидрослюды характеризуются тремя эндотермическим. Первая эндотермическая реакция отвечает потере адсорбционной воды и отличается меньшей, чем у монтмориллонита, интенсивностью. Вторая указывает на потерю воды. В некоторых пробах этот эффект несколько интенсивнее первого, что также отличает гидрослуду от монтмориллонита. В отдельных пробах второй эффект по глубине почти не отличается от первого, что указывает на различные примеси, а иногда и монтмориллонит. Третья реакция обусловлена разрушением структуры минерала (рис. 5). На электронномикроскопических снимках гидрослюды представлена изометричными пластинками, или близкими к этой форме частицами. Линии ограничения зерен различ-

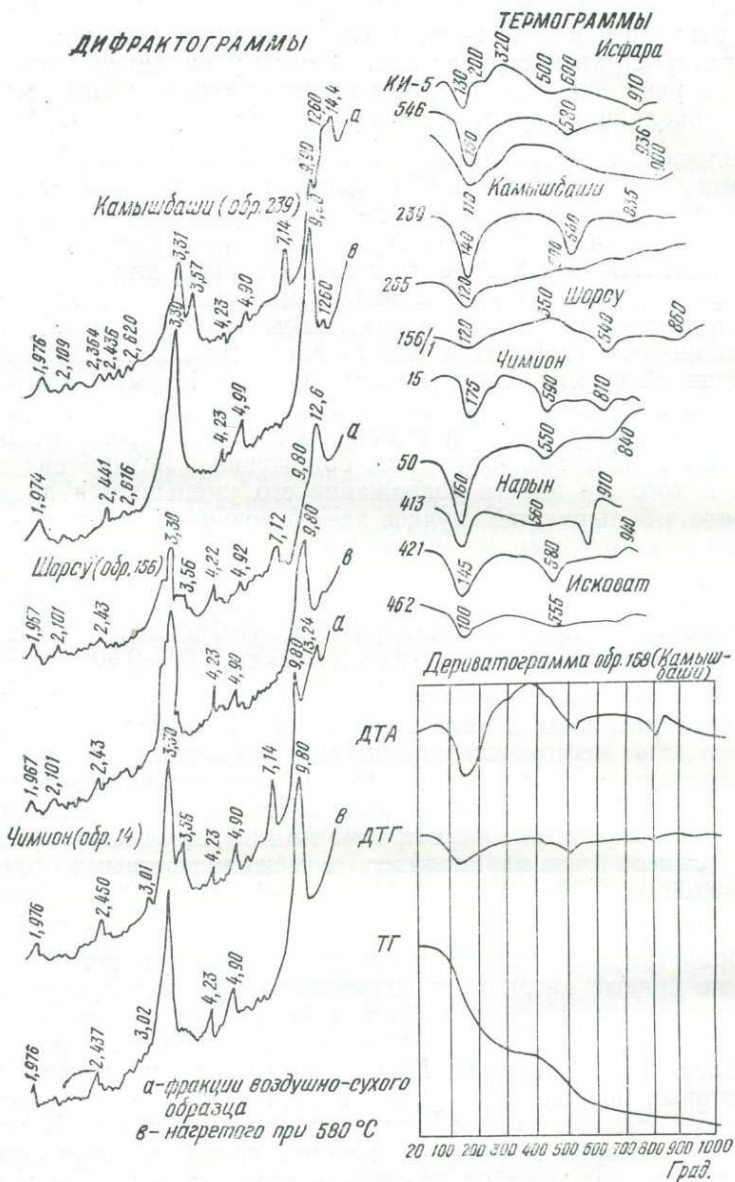


Рис. 4. Дифрактометрические кривые глинистых фракций и дифференциальные термограммы палеогеновых отложений Ферганской впадины.

ные — четкие, с зазубренными и размытыми краями. По-видимому, размытые края свидетельствуют о начальной стадии перехода гидрослюды в монтмориллонит (Зхус, 1966). Отмечены удлиненные, крупнопластинчатые, а также чешуйчатые частицы с четкими очертаниями. Установлено, что гидрослюды больше в исфаринских и сумсарских глинах Южной Ферганы (табл. 3). В сумсарских слоях содержание ее максимальное (до 75%). Увеличение количества гидрослюды к верхней части разреза вызвано повсеместной регрессией палеогенового моря Ферганы. При этом поступающий в бассейн терригенно-глинистый материал не смог полностью трансформироваться до стадии монтмориллонита. Преднеогеновый тектонический режим способствовал быстрому захоронению аллотигенных материалов, смывающихся с областей сноса.

Монтмориллонит — преобладающий минерал эоценовых глинистых отложений Южной Ферганы приурочен ко всем слоям. Диагностирован по базальным рефлексам, зарегистрированным при  $d(001) = 12,6—14,7 \text{ \AA}$  на дифрактограммах воздушносухих образцов. После насыщения глицерином этот рефлекс смещается до  $17,7—17,8 \text{ \AA}$ , а после нагрева до  $580^\circ\text{C}$  —  $9,60—9,80 \text{ \AA}$ . В глинах Чимиона монтмориллонит устанавливается рефлексом первого порядка, зарегистрированным на дифрактограммах воздушносухих образцов при межплоскостном расстоянии  $14,0—14,6 \text{ \AA}$ , смещающихся в сторону меньших углов отражения, и фиксируется при  $17,7—17,8 \text{ \AA}$  при насыщении глицерином. Он имеет три последовательно ослабевающих эндотермических эффекта:  $100—140^\circ$ ,  $545—580$  и  $840—895^\circ$  (рис. 4).

На электронномикроскопических снимках монтмориллонит в большинстве случаев образует чешуйки, реже пластинки неправильной изометричной формы. Щелочные монтмориллониты (истинные бентониты) Камышбаши, Шорсу, Чимиона, Чангырташа и др. представлены зернами неправильной формы с шиповидными отростками и расплывчатыми краями. Щелочноземельные (кальцево-магниевого) монтмориллониты большинства разрезов представлены частицами более мелких размеров с расплывчатыми краями. Иногда в них встречаются комковатые агрегаты, характерные для малоразбухающих монтмориллонитовых глин, напоминающих гидрослюду. Чтобы отличить малоразбухающий щелочноземельный монтмориллонит от гидрослюды, помимо результатов рентгеновского, термического и электронномикроскопического анализов, мы использовали метод химической активации глин, где щелочноземельные монтмориллониты легко поддаются кислотной активации, после которой у них повышается набухаемость и адсорбционные свойства; гидрослюдистые глины практически не активируются и сохраняют свои прежние свойства.

Щелочные монтмориллонитовые глины (истинные бентониты) почти мономинеральны. Для них характерна высокая дисперсность, набухаемость, коллоидальность, пластичность. Они приуро-

Результаты приближенного количественно-дифрактометрического анализа палеогеновых глин  
Южной Ферганы (аналитик М. Б. Хеиров, Баку)

Номер образца	Возраст (слои)	Место взятия	Глинистые минералы и их примеси, %									
			монтмо- риллонит	гидро- слоида	каоли- нит	смеш. слой- ные обра- зования	пиро- филлит	кварц	хлорит	полевой шпат	карбонаты и сульфаты	
196	Алайские	Камышбаши	Более 90	--	--	--	--	--	Сл.	--	--	
229	Туркестанские	То же	65	20	10	--	--	--	Сл.	--	--	
239	Туркестанские	"	50	25	15	5 (Г-Х)	--	--	Сл.	--	--	
256	Исфаринские	"	30	30	5	5 (Г-Х)	15	15	сл.	--	--	
266	Ханабадские	"	45	30	сл.	--	--	10	--	10	--	
275	Ханабадские	"	15	55	15	--	--	5	5	5	--	
279	Сумсарские	"	15	55	15	--	--	5	--	5	--	5 (кальцит)
101	Ханабадские	Шорсу	15	50	15	10 (Г-М)	--	5	--	5	--	--
103	Сумсарские	То же	--	70	15	--	--	--	5	--	--	5 (дол.) + 5 (кальцит)
156/1	Туркестанские	"	70	10	10	--	--	--	--	5	--	5 (доломит)
156/1	Туркестанские	Шорсу	80	--	5	--	--	5	--	--	--	Сл.
1	Сумсарские	Чимшон (кан.)	--	60	15	5 (Г-Х)	--	5	5	--	--	--
8	Ханабадские	То же	20	50	20	5 (Г-М)	--	--	5	сл.	--	--
14	Ханабадские	"	30	45	15	--	--	5	--	--	--	5 (кальцит)
20	Ханабадские	"	30	40	5	5 (М-Г)	--	5	5	5	--	5 (кальцит)
54	Ханабадские	" (скваж.)	50	30	--	--	--	10	--	--	--	5 (кальцит)
70	Исфаринские	"	--	75	--	5 (Г-Х)	--	15	5	--	--	--
75	Исфаринские	"	30	50	--	--	--	10	5	--	--	5 (гипс)
82	Риштанские	"	40	40	--	5 (Г-Х)	--	5	5	--	--	--
87	Риштанские	"	--	45	--	10 (Х-В)	--	5	10	--	--	20 (кальцит)

чены к различным слоям палеогена: алайским (Шорсу и Камыш-баши), исфаринским (Чимион) и сумсарским (Чангырташ). Щелочноземельные монтмориллонитовые глины составляют основную часть палеогеновых глинистых отложений. Они полиминеральны и приурочены ко всем слоям палеогена.

Хлорит в палеогеновых глинах установлен в основном дифрактометрическим и рентгенометрическим анализами по базальным рефлексам с межплоскостными расстояниями  $d(001) = 13,80-14,10$ ;  $d(002) = 6,90-7,05$ ;  $d(003) = 4,66-4,70$ ;  $d(004) = 3,45-3,51$  Å, не изменивших своего положения после различных видов обработки (насыщение глицерином, нагревание при  $580^\circ$ ). Регистрация базальных рефлексов (четных и нечетных порядков) указывает на магнизальную триоктаэдрическую структурную разность хлорита. Хлорит встречен во всех слоях палеогена, но наиболее распространен в исфаринских и сумсарских, где присутствует в ассоциации с гидрослюдой и вермикулитом.

Смешаннослойные глинистые минералы представляют собой определенные метастабильные фазы, в составе которых прослеживаются этапы динамики превращения структуры одного минерального вида в другой (Коссовская, 1966). Учитывая это, мы особо исследовали минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового, хлорит-гидрослюдистого и хлорит-вермикулитового рядов в составе палеогеновых глин Южной Ферганы. Их мы диагностировали по результатам дифрактометрического анализа.

Смешаннослойные глинистые минералы монтмориллонит-гидрослюдистого ряда с беспорядочным чередованием структурных пакетов монтмориллонита и гидрослюды определены рефлексом  $(002)G/(001)M$ , зарегистрированы на дифрактограммах воздушно-сухих образцов внутри интервала  $11,0-14,0$  Å, положение которого зависит от количественного соотношения пакетов разных типов. После насыщения глицерином указанный рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения. При этом появляется также рефлекс  $(002)G/(002)M$  с межплоскостным расстоянием  $9,30-9,50$  Å. Отсутствие рефлексов более высоких порядков этих минералов объясняется небольшими количествами (5—10%) (табл. 3). Смешаннослойные глинистые минералы хлорит-гидрослюдистого ряда в исходных образцах диагностированы рефлексом  $(002)G/(001)X$ , зарегистрированным внутри интервала  $11,0-12,6$  Å, положение которого при различных обработках не изменилось. Смешаннослойные глинистые минералы хлорит-вермикулитового ряда (5—10%) встречены в риштанских слоях Чимиона (скважина) и определены рефлексом  $(001)X/(001)B$  при межплоскостном расстоянии  $13,8$  Å на дифрактограмме воздушно-сухого образца, покрываемым базальными рефлексам первого порядка как хлорита, так и вермикулита. Для уточнения диагностики образец обработали щавелевокислым аммонием, после чего,

помимо рефлекса при  $13,8 \text{ \AA}$ , появлялись рефлексы при  $11,77 \text{ \AA}$  и  $10,51 \text{ \AA}$ . Первый из них соответствует отражению от  $(001)X/(001)B$ , второй — вермикулиту.

П а л ы г о р с к и т — основной минерал глинистой части нижнезоценовых отложений Ферганской впадины. В палеогеновых отложениях этого района он описан многими авторами (Ратаев, Осипова, 1958; Саидходжаев, 1961, 1966; Зхус, 1966). Однако палыгорскит рассматривался только с минералогической и фациально-палеогеографической точек зрения. Впервые палыгорскитовые глины обнаружены нами в разрезе Камышбаши, установлены границы их распространения и изменения минерального состава по площади и разрезу, доказано их научное и промышленное значение.

Данные рентгеновского анализа глинистой части палыгорскитовых глин (М. Ф. Соколова, СНИИГГИМС; Л. А. Скачкова, ИГиГ АН УзССР) получены для природных образцов, освобожденных от доломита обработкой холодной 2-процентной соляной кислотой. Палыгорскит однозначно устанавливается по рефлексам  $110(10,32 \text{ \AA})$ ,  $200(6,33 \text{ \AA})$ ,  $130(5,37 \text{ \AA})$  и др. Незначительное количество палыгорскита в некоторых образцах зафиксировано по рентгенограммам для плоских агрегатов умеренной толщины, установленных перпендикулярно оси рентгеновского пучка. При такой съемке *hko*-рефлексы палыгорскита усиливаются, а базальные рефлексы слоистых глинистых минералов не выявляются. Метод установления малых количеств палыгорскита, предложенный Л. Геллер (1961), в нашем случае не мог быть использован из-за значительной доли монтмориллонита. Монтмориллонит в палыгорскитовых глинах установлен по рефлексу с  $d=13,8 \text{ \AA}$ , который после насыщения образца глицерином замещается  $d=17,8 \text{ \AA}$ . Отражение с  $d=7,09 \text{ \AA}$  обусловлено незначительной примесью хлорита. Во всех образцах присутствует гидрослюда. Ее десятиангстремовый рефлекс не выходит за пределы широкого палыгорскитового рефлекса с  $d=10,32 \text{ \AA}$ , поэтому рентгенометрически она устанавливается лишь по рефлексу с  $d=4,98 \text{ \AA}$ . Основные особенности термического поведения палыгорскита отражены на дериватограммах (аналитики А. К. Касымов, М. И. Збарский). Первая ярко выраженная эндотермическая остановка фиксируется при  $200-220^\circ$ . Из-за присутствия других минералов, а, возможно, и вследствие некоторого несовершенства структуры и дисперсности этого палыгорскита важная эндотермическая реакция его в интервале  $240-350^\circ$  выражена слабо. Третья остановка протекает при  $540-600^\circ$ . Все реакции вызваны удалением гигроскопической, «цеолитной» и гидроксильной воды. На электронномикроскопических снимках (ув. 13600—22000) зафиксировано обилие удлиненных палыгорскитовых частиц.

В составе изученных нами глин палыгорскит также обнаружен химическим анализом. Окиси магния в них несколько больше (6,09—10,68%), чем в монтмориллонитовых и гидрослюдистых глинах (1,0—2,5%). Вместе с тем рассматриваемые палыгорскиты по сравнению с описанными ранее бедны содержанием окиси магния ( $MgO$  — 3,1—4,74%, в эталонах — 6,5—12,2%). Они обнаружены совместно с доломитом, монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Установлены закономерные и постепенные изменения количественных соотношений минералов: доля палыгорскита (в глинистом остатке не менее 50—70%) и доломита снизу вверх уменьшается, а содержание монтмориллонита возрастает. Количество гидрослюды и хлорита по всему пласту палыгорскитовых глин практически постоянно. Это указывает на тесную генетическую связь палыгорскита и доломита и их хемогенное происхождение.

Таким образом, породообразующими минералами глин являются монтмориллонит, гидрослюда и палыгорскит. При этом мы произвели количественный анализ содержания того или иного глинистого минерала по методике, разработанной Shultz (1960) и проверенной многочисленными опытами М. Б. Хейровым (Закиров, Хейров, Королев, 1968).

#### Физико-химические свойства

Набухаемость изучена почти по всем образцам глин (200 определений) методом взбалтывания (Закиров, 1966). В результате выяснено, что в эоценовых глинах Южной Ферганы встречаются разности от почти ненабухающих до высоконабухающих. Основная часть бентонитовых глин в природных условиях обладает низкой степенью набухаемости (200—300%) вследствие их повышенной карбонатности и заметного содержания водорастворимых солей, а также состава поглощенных оснований. Отрицательное влияние на степень набухаемости вышеуказанных факторов подтвердилось после удаления карбонатов, водорастворимых солей из глин и заменой поглощенных катионов в глинистых минералах. Набухание их резко увеличилось до 600—800%.

Коллоидальность определена по всем образцам глин (200 определений) методом Туманского. Глины Южной Ферганы относятся к низкоколлоидальным, что свидетельствует о прямой взаимосвязи между набухаемостью и коллоидальностью, которые в свою очередь зависят от степени дисперсности глин.

Пластичность глин, определенная методом Аттерберга показывает, что глины Южной Ферганы относятся в большинстве случаев к первому классу (высокодисперсные глины). Высокие показатели падают на натриевые разновидности монтмориллонита, а по возрасту — на туркестанские и частично ханабадские слои глин.

## ВЛИЯНИЕ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА КАЧЕСТВО БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

При изучении сложных физико-химических явлений, протекающих в земной коре, немаловажное значение имеет разностороннее исследование процессов гипергенеза, с которыми тесно связана оценка многих полезных ископаемых, в том числе бентонитовых глин. Указанные процессы изучали Н. М. Страхов, Ф. В. Чухров, В. П. Петров, А. Г. Коссовская, В. И. Попов, Н. В. Логвиненко, М. А. Ратеев, В. А. Дриц, Т. Н. Соколова, М. З. Закиров, Ш. Г. Саидходжаев и др.

Явления гипергенеза мы исследовали на палеогеновых бентонитовых глинах Ферганской впадины, распространенных по площади при общей мощности пластов 0,5—250 м и более. В зависимости от структурного положения региона глубина их залегания изменяется от первых десятков метров в предгорных и равнинных областях до 5000—6000 м в межгорных впадинах. Своеобразное геологическое строение Ферганской впадины и длительный жаркий аридный климат, а также развитие орогенных движений на рубеже неогена благоприятствовали развитию гипергенных процессов в толще осадочных пород и в том числе глинистых отложений палеогена. Физико-химические, минералогические и структурные изменения осадочных пород в стратиффере происходят при повышенных давлениях и температуре с участием минерализованных подземных вод.

По данным наших исследований, палеогеновые осадки, в том числе глинистые, подвергались процессам гипергенеза, преимущественно с начала неогена до настоящего времени. С процессами гипергенеза тесно связано образование месторождений серы и целестина, а также ухудшение технологических свойств бентонитовых глин Ферганской впадины.

До последнего времени бентонитовые глины Ферганской впадины, как правило, изучали производственные организации и химики-технологи по образцам, отобраным из обнажений и из мелких горных выработок. В результате этих исследований, связанных с колоссальными экономическими затратами, те или иные месторождения бентонитовых глин по многим технологическим качествам не отвечали требованиям промышленности. Мы попытались раскрыть причины низких кондиций качества бентонитов южной части Ферганской впадины и дать некоторые рекомендации по изменению методики их опробования и промышленной оценки.

Бентонитовые глины Ферганской впадины в природном состоянии в обнажениях гипсоносны, опалоносны и карбонатизированы и состоят в основном из глинистого минерала — щелочноземельного монтмориллонита с примесью смешаннослойных образований, гидрослюд и редко каолинита. При этом в обменном катионе монтмориллонита магний зачастую преобладает над кальцием. Глины относятся к категории крупнодисперсных (по классификации М. Ф. Викуловой), обладающих низкой степенью коллоидаль-

ности и набухаемости. Основным потребителям бентонитовых глин Узбекистана (нефтяная, жировая, винодельческая, тяжелая, строительная промышленности и сельское хозяйство) необходимы бентонитовые глины с высокими адсорбционными, пластичными, обменными свойствами, мелкодисперсные, с малым количеством содержания сульфатов и карбонатов. В связи с тем, что при изучении технологических свойств не учитывались поверхностные изменения, а также наложенные гипергенные новообразования в виде сульфатов и карбонатов, создалось неблагоприятное отношение производителей и технологов к бентонитовым глинам Южной Ферганы. Данные наших исследований свидетельствуют о том, что эти глины по своему первоначальному образованию и составу в основном отвечают высоким требованиям промышленности и сельского хозяйства. На земной поверхности они сильно изменены процессами гипергенеза. Значительно трансформируются также структурно-текстурные черты глин. Все эти изменения, как нами установлено, снижают их пластичность, набухаемость, коллоидальность и другие свойства. При изучении глин из шорсуйского озокеритового карьера и скважин Чимионского и Камышбашинского месторождений выявлено, что факторы, отрицательно влияющие на качество бентонитов, с глубиной постепенно исчезают (табл. 4).

По-видимому, основным фактором, вызывающим изменение глин, являлась миграция различных вод в их толщу. В них различаются такие новообразования, как ярозит, мучнистый гипс, алузит, гидроокислы железа и халцедон. Нами установлено проникновение вод в толщу глин двумя путями: а) по полигональным трещинам; б) по наклонному контакту с другими разнородными осадочными (обломочными) пород. В первую очередь изменениям подвергаются сульфиды железа, находящиеся в толще глин в виде мелкораспыленных выделений, а также монтмориллонит и палыгорскит, очень чувствительные к изменениям физико-химических условий внешней среды. Вода, обогащенная растворенным кислородом, органическими и неорганическими кислотами, разрушает пирит с образованием серной кислоты и свободных окислов железа. Вода и серная кислота в дальнейшем усиливают интенсивность разложения не только глинистых минералов, но и карбонатов и полевых шпатов, содержащихся в глинах. Монтмориллонит переходит через стадию смешаннослойных образований в гидрослюда с примесью каолинита (месторождение Шорсу). В образовании аутигенного каолинита, по всей вероятности, большую роль наряду с монтмориллонитом играют и полевые шпаты. В создавшихся кислых условиях палыгорскит неустойчив и переходит в гидрослюда с примесью монтмориллонита (разрез Камышбаша). При этом образуется избыток кремнезема и карбонатов. Кремнезем может образоваться и за счет растворения терригенного кварца в щелочных условиях. Об этом свидетельствуют обнаруженные нами под микроскопом дворики разедания кварца.

В зоне гипергенеза, по нашим наблюдениям, в заведомо бескарбонатных бентонитах сильно развит ярозит, а в карбонатных—

тетит и гидрогетит. С образованием серной кислоты в толще глин резко снижается рН среды до 4—5 и повышается скорость вторичных изменений во вмещающих породах — глинах, так как «...чем выше кислотность вод, омывающих зону окисления, тем выше способность этих вод к выщелачиванию материала и степень насыщенности их различными солями. Понятно поэтому, что наиболее благоприятными условиями для осаждения будут условия,

### Характер гипергенных изменений, происходящих

Номер образца по уступам сверху вниз	Содержание фракций менее 0,01 мм, %	Окремнение		Минералогический состав глин	Органическое вещество, %	Новообразованные и окраска глин
		содержание, %	активные кремнезем, %			
156/V Верхняя часть пласта	63,93	62,68—69,43	6—15—18	Гидрослодизированный монтмориллонит плохой окристаллизованности	0,25—0,41 Гуминовые кислоты 6—32 Много асфальтеновых и мало масляных фракций	Ярозит, мелантерит, алунит, глауконит и мучнистый гипс, окраска светло-зеленая
156/I Нижняя часть пласта	93,70	47,04—51,83	0,3—2,7	Монтмориллонит хорошей окристаллизованности	0,7—3,0 Гуминовые кислоты 2,18 Хлороформные битумонды (0,01—0,54); много масляных, мало асфальтеновых фракций	Окраска черная, темно-зеленая и темно-серая

\* Табличные данные приводятся в основном по Шорсуйскому месторождению данных по другим изученным глинам Узбекистана.

резко снижающие кислотность вод или даже вовсе ее уничтожающие — карбонатные боковые породы являются, без сомнения, фактором, благоприятствующим осаждению... (Смирнов, 1936). Поэтому в сравнительно менее карбонатных или почти бескарбонатных глинах исфаринских и ханабадских слоев палеогена Ферганской впадины всюду развита обильная сульфатная минерализация, представленная ярозитом, мучнистым гипсом (Закиров, 1960), частично алунитом (Закиров, Мирсаидов, 1969), а в других — более карбонатных толщах — гидроокислами железа (сузакские и алайские слои). Выщелоченные кислотой карбонаты нейтрализуют среду, что не дает им развиваться до стадии сульфатной минерализации (Камышбаши, Исфара). В обоих случаях могут быть ис-

ключения, заключающиеся в совместном обнаружении сульфатной минерализации с железосодержащими минералами или наоборот. Это объясняется тем, что в природе почти никогда нельзя встретить стерильные мощные пласты пород без их перемежаемости с другими пластами и прослоями, отличными по составу от первых. Поэтому важно не выделять среди них главные и второстепенные. Глинистые минералы изменяются стадийно и переходят из одной

Таблица 4

в толще эоценовых глин Южной Ферганы\*

Структурно-текстурные особенности	Форма железа, %	Форма серы, %	Карбонатность, %	Набухаемость	Коллоидальность, %	Пластичность	Производство керамики	Адсорбция
Ложная, "ячеистая" или "полосчатая", полигональные трещины усыхания	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ —13,67 $\text{FeO}$ —9,22	Сульфидная 0,00—0,09 Сульфатная 0,03—1,11	1,06	1—2— —3 раза	18—25	II—III кате- гория	Не при- годен	Низ- кая
Массивная, микрослоистая	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ —3,51 $\text{FeO}$ —20,19	Сульфидная 0,63—1,33; Сульфатная 0,09—0,67	0,18	4—10 раз	35—70	I кате- гория	Годен	Вы- сокая

дению глин, вскрытых карьером на глубину 200 м, уступами, с использовани-

модификации в другую не только в зоне глубинного эпигенеза и начального метаморфизма (Коссовская, Шутов, Дриц, 1963), но и в зоне гипергенеза.

В заключение отметим, что при промышленной оценке месторождений глинистых отложений, в том числе бентонитовых глин, необходимо учитывать отрицательное влияние на них гипергенных процессов и комплексно изучать образцы глин, взятые не только с поверхности, но и из более глубоких зон, где эти изменения незначительны или вовсе отсутствуют.

Таким образом, степень развития гипергенных процессов в толще прямо зависит от количества сульфидов, карбонатов в гли-

нах и петрографических типах пород, участвующих в разрезе, от их геологического положения и климатических условий.

Полученные результаты и выявленные индикаторы зоны окисления указывают на необходимость продолжать более углубленные исследования в этом направлении, которые помогут найти признаки, имеющие не только теоретическое, но и практическое значение.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИН И ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

На происхождение глинистых минералов до настоящего времени среди исследователей Ферганы существуют противоречивые взгляды (А. С. Уклонский, С. М. Юсупова, Г. И. Тесленко, А. М. Габрильян, Н. П. Петров, И. Д. Зхус, Ш. Г. Саидходжаев, М. З. Закиров). Проблема образования глинистых минералов еще до конца не решена и остается спорной. В изучении глин намечено два направления. Сторонники одного считают, что глинистые минералы обязаны своим происхождением аллотигенно-трансформированным процессам (А. Г. Коссовская, Р. Е. Грим, Ж. Милло, И. И. Гинзбург, И. Д. Зхус, М. З. Закиров и др.), где большую роль играют условия среды. Сторонники другого направления (Н. М. Страхов, М. А. Ратеев, Халифа-Заде, Г. И. Носов и др.) называют их преимущественно обломочными компонентами в связи с чем они не могут служить критерием физико-химических условий палеобассейнов. Следует отметить, что аутигенное образование глинистых минералов признается в той или иной мере сторонниками обоих направлений.

Среди глинистых отложений Ферганы обнаружены три разновидности:

1. Bentonитовые глины, состоящие из щелочных монтмориллонитов, образуют маломощные пласты (0,15—0,60 м) и приурочены к сузакским, алайским, риштанским и сумсарским слоям Ферганской впадины — Шорсу, Камышбаши, Чимион, Чангырташ и др.

2. Bentonитовые глины состоят из щелочно-земельных монтмориллонитов с примесью гидрослюда, смешаннослойных образований, хлорита и образуют мощные пласты (2—250 м).

3. Палыгорскитовые глины содержат примесь монтмориллонита, гидрослюда, хлорита и доломита.

Происхождение первых двух разновидностей глин до наших исследований связывались с нефтяными водами (Уклонский, 1935) и одновозрастной палеогеновой вулканической деятельностью (Петров, 1955, 1964; Тесленко, 1960, 1963). Такая связь, нам кажется, является не логичной. Bentonитовые глины отмечены там, где нет нефтяных вод, а вулканическая деятельность в Ферганской впадине, да и во всем Узбекистане пока еще не обнаружена. По всей вероятности, временами извергались вулканы кислого состава, имеющие незначительную роль в общем масштабе альпийской вулканической деятельности. Пепел спорадически дей-

ствовавших вулканов образовывал маломощные прослойки истинных щелочных бентонитов, приуроченных к различным слоям палеогена Ферганской впадины. Признавая вулканогенное происхождение этих разновидностей глин, мы обосновали иной генезис второй разновидности, т. е. мощных пластов «зеленых» щелочно-земельных бентонитовых глин. Мы доказали, что глины имеют в основном унаследованно трансформированное и частично аутигенное происхождение. Сущность указанных процессов невозможно понять без учета состава источников питания, климатических особенностей, характера палеорельефа дна бассейна, геохимических условий осадконакопления и других факторов.

**Источники терригенного материала.** Области сноса бентонитовых глин мы разделяем на две части: основные и локальные (местные). Основным источником по своей эффективности и продолжительности унаследованно трансформированного материала глин является Азиатский материк, расположенный к востоку от меридиана Ферганского хребта и в пределах горных сооружений Северного Тянь-Шаня. В палеогеновое время господствующую роль здесь играли континентальные отложения наземной равнины, представленные продуктами химического и физического выветривания. Локальными или местными источниками терригенного материала считаются горные хребты Южно-Тянь-Шаньской системы. В эту локальную область сноса нами включены участки распределения мезозойских отложений, залегающих в пределах предгорной части Ферганской впадины. О направлении сноса материала свидетельствуют погрубение осадков с запада на восток и соответственно фациальная изменчивость пород.

**Климатические особенности периода седиментации палеогеновых осадков.** Господствующий климат в течение палеогенового осадконакопления на всей территории Узбекистана был аридным. Доказательством этого служит хлоридно-сульфатный состав водных вытяжек, наличие в составе глин пелитоморфного кальцита и доломита, сингенетичного гипса, хемогенного карбоната, фосфатной минерализации (коллофан), магниезильных силикатов (пальгорскита). Лучшим подтверждением подобного заключения служат широко распространенные в Ферганской впадине мощные пласты органических оолитовых известняков, нередко гипсоносность, а также красноцветность и пестроцветность пород этого возраста, разнообразие и частые смены расцветок на близких расстояниях. Флора (Коровин, 1934) Средней Азии в палеогеновое время была представлена сухолюбивыми мелколиственными деревьями и кустарниками с вечнозеленой листвой в отличие от влажных субтропических лесов палеогена Киргизии.

**Палеорельеф дна палеогенового бассейна.** Изменчивость мощности отложений палеогена по площади, а в ряде случаев залегание их на различной поверхности более древних пород палеозоя и мела свидетельствуют о сравнительно слабой расчлененности дна бассейна. Повсеместное увеличение мощности палеогеновых осадков на крыльях антиклинальных складок (Шорсу, Исфара

и др.) и исчезновение отложений на своде последних свидетельствуют об одновременности процессов осадконакопления и роста складок.

По повышенному содержанию сульфидной серы, соотношению стронция к барию, определению содержания хлора, по значению  $pH$  (выше 8) водных суспензий глин, наличию минералов-индикаторов условий среды (глауконита, коллофана, палыгорскита, монтмориллонита), общей повышенной карбонатности, гипсоносности глин, можно утверждать, что геохимические условия образования палеогеновых глин изученной площади отвечали нормальному, а иногда повышенному солевому составу морских вод и преимущественно щелочной среде осадконакопления, на что указывают также отсутствие бентоса, и толстостенные устрицы — нуммулиты, встречаемые в разрезах. Судя по этому морской бассейн имел мелководный характер (50—250 м). Окислительная обстановка в основном была в зонах распространения континентальных, переходных (Суфикурган) и частично прибрежно-мелководных фациях, нейтральная — в мелководной, восстановительная — в среде распространения сравнительно глубоководных фаций (Шорсу и вся Южная Фергана в исфаринско-ханабадское время).

Таким образом, генезис глинистых минералов Ферганской впадины мы представляем следующим. Обломочный материал, в том числе слоистые минералы (биотит), первоначально переносился, как обычно, пресной водой, где из решетки триоктаэдрических гидрослюдов вымывался калий (процесс деградации; Милло, 1968). С нарушением кристаллической формы минерала параллельно неразбухающим гидрослюдам появились разбухающие деформированные минералы и одновременно раскрывались решетки (появление дефектных структур по В. А. Франк-Каменецкому). Они, попадая в морские бассейны, характеризующиеся повышенной минерализацией и в основном под действием химического состава иловых вод, закрывают свои решетки (процесс аградации; Милло, 1968), адсорбируя из морской воды катионы магния, кальция, частично калия и натрия, за счет которых образовались щелочноземельные монтмориллониты, диоктаэдрические гидрослюды, смешаннослойные образования, хлорит и их смешанные ассоциации, приспособленные к иным фациальным обстановкам. Диоктаэдрическая гидрослюда, палыгорскит и частично монтмориллонит относятся к аутигенным образованиям.

Унаследованно трансформированный и частично аутигенный генезис палеогеновых, в основном гидрослюдистых, глин подтверждается:

- 1) одинаковым минеральным составом алевритовой фракции глин подстилающих и покрывающих их пород;
- 2) наличием изометрично- и удлиненнопластинчатой (аутигенной) гидрослюды и каолинита (терригенного) с расплывчатыми краями;
- 3) фациальной дифференциацией состава глинистых минералов;

4) вертикальной зональностью; гидрослюда с примесью монтмориллонита и палыгорскита (верхний палеоцен + нижний эоцен), монтмориллонит (средний эоцен и нижний олигоцен) и монтмориллонит, гидрослюда и хлорит (средний олигоцен);

5) заметной опесоченностью глин, наличием в разрезе прослоев песчаных глин и алевролитов, песков и песчаников;

6) низкой дисперсностью, набухаемостью, коллоидальностью и незначительными природными адсорбционными свойствами глин, унаследованными от гидрослюды и каолинита (имеющих менее развитую поверхность) и др.

Наш фактический материал и литературные данные дают основание считать, что наиболее благоприятной средой для образования палыгорскитовых глин являются: аридный климат, усыхающие водные бассейны лагунного характера с повышенной минерализацией, где имеется избыток кремнезема и окиси магния. Сравнивались генетические особенности ферганских и африканских магнезиальных силикатов как аналогичные хемогенные образования, сформировавшиеся в краевых частях единого бассейна эоценового моря Тетис.

Итак, можно утверждать, что наличие монтмориллонита и палыгорскита в континентальных и морских условиях аридных зон является обычным природным явлением, так как имеются все возможные условия для их образования.

Наши предложения, рекомендации, вытекающие из комплексного изучения эоценовых глин Узбекистана, нашли свою поддержку в других научных и производственных организациях республики и начиная с 1960 г. бентонитовые глины стали объектом исследования различных направлений науки.

*Нефтяная промышленность.* Совместно с Институтом химии АН УзССР (Джаббаров, 1970) изучено влияние температуры обработки на отбеливающие способности глин Чимиона по нефтяным маслам и динамическую активность на некоторые компоненты нефти. При этом выяснено: а) глины Чимиона по отбеливающей способности в природном виде уступают опоковидным глинам Кермине. Но после термоактивации (особенно выше 600°) начинают обладать отбеливающим свойством на 15—25% выше, чем у активированных при таких же условиях глин Кермине; б) по нафтеновым кислотам динамическая активность у активированных глин выше, чем у опоковидных глин Кермине, а по асфальтенам наоборот. По смолам активность этих глин практически совпадает. На основании полученных данных рекомендуется применять термоактивные глины Чимионского месторождения для Ферганского нефтеперерабатывающего завода.

*Строительная промышленность.* Совместными усилиями с экспедицией «Химгеолнеруд» доказано, что добавка 10—20% глин Южной Ферганы (Камышбаши, Чимион, Шорсу, Риштан) в лессовую шихту повышается марка и солестойкость кирпичика.

*Производство керамзита.* Проведенными лабораторными и ползаводскими испытаниями («НИИИстромпроект») установлено, что

ярко-зеленые и серо-зеленые жирные пластичные глины Чимионского месторождения обладают довольно однородным химическим и гранулометрическим составом и имеют среднее значение вспучиваемости по ханабадскому слою — 3,1, по исфаринскому — 3,2, риштанскому — 3,09 и удовлетворяют требованиям промышленности. С добавлением органики коэффициент вспучиваемости повышается. Получен керамзитовый гравий с объемным весом гранул 0,29—0,63 г/см<sup>3</sup> с учетом ввода 1% органики.

*Сельское хозяйство.* Проведены опыты по выявлению доз влияния чимионских глин на рост, развитие и урожайность хлопчатника. Выяснено, что с внесением бентонита 1000 кг/га до посева повышается урожайность хлопчатника на 3—7 ц по сравнению с контрольным и др. Эту инициативу подхватили многие колхозы Ферганской долины.

*Для производства гончарных дренажных труб* пригодны все глины среднего олигоцена (сумсарские слои) Южной Ферганы. Сейчас детально изучены глины сумсарских слоев Риштанского и Камышбашинского месторождений, находящихся в наиболее благоприятных геолого-экономических условиях. На месторождениях экспедицией «Химгеолнеруд» (Г. А. Годованникова) проведены геолого-разведочные работы с установлением промышленных запасов. В данное время ведутся научно-исследовательские работы по применению бентонитов Ферганской долины, осушке природного газа как тиксотропной рубашки опускных колодцев и адсорбента нуклеаз (в фитопатологии) и др.

*М. П. БАСКАКОВ*

## **МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПРОЦЕССАХ ЭПИГЕНЕЗА В ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

В этой статье на основе минералогических и геохимических исследований серно-целестиновых месторождений Узбекистана систематизированы данные по минералого-геохимическим ассоциациям древних осадочно-метаморфических комплексов, высказано предположение о перспективности эпигенетичной и диагенетичной минерализации целестина в меловых и палеогеновых отложениях Южного Узбекистана и обращено внимание на необходимость изучения медно-редкометалльных, марганцевых рудопроявлений с позиции выявления благоприятных фациально-литологических комплексов.

### **МИНЕРАЛООТЛОЖЕНИЕ В ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА НЕФТЯНЫХ ВОД**

Нефтяными могут быть воды любого химического состава, в формировании которых участвовала рассеянная или сконцентрированная органическая составляющая осадочных пород. Однако общепринято среди вод различного состава выделять типично нефтяные, по составу являющиеся хлор-кальциево-натриевыми с высоким содержанием сероводорода. Эти воды в растворенном виде содержат ряд компонентов, и при их разгрузке в благоприятной геологической и геохимической обстановке образуются характерные ассоциации минералов. Нередко значительных концентраций в этих ассоциациях достигают самородная сера, целестин и другие сульфатные минералы, карбонаты и менее — сульфиды.

#### **Самородная сера**

Наиболее распространенной полиморфной модификацией самородной серы в изученных месторождениях является ромбическая  $\alpha$ -сера, устойчивая в природных условиях при обычном давлении и температуре не более  $96,6^\circ$ . Изученные нами образцы самородной серы из месторождения Шорсу соответствуют эталонной ромбической. Окраска кристаллов ее изменяется в зависимос-

ти от примесей битуминозного вещества от чисто желтой до темно-бурой и черной. Исследования битуминозного вещества, извлеченного из самородной серы, показали (Юшкин, 1968), что как по групповому составу, так и по элементарному битумы разных месторождений являются сходными или сближенными. Битуминозное вещество Шорсуйского месторождения, находящееся в кристаллах серы, в сравнении с другими месторождениями наиболее окисленное. Во всех случаях оно характеризуется переходными разностями — от малых к асфальтам. В различно окрашенных разностях самородной серы эффект метакроматизма проявляется неодинаково.

Для всех наблюдаемых случаев характерно некоторое усиление яркости или густоты окраски кристаллов самородной серы.

Удельный вес самородной серы, определяющийся микрообъемным методом (по каждому образцу 3 замера), варьирует в пределах 2,059—2,114. Некоторое увеличение удельного веса соответствует более темноокрашенным разностям.

<i>Номер образца</i>	<i>Результаты определения</i>	<i>Окраска минерала</i>
37	2,059; 2,077; 2,082	Светло-соломенная
37 <sup>1</sup>	2,083; 2,084; 2,081	Светло-соломенная
37 <sup>6</sup>	2,112; 2,10; 2,114	Темно-бурая до черной
37 <sup>(6)</sup> 1	2,105; 2,106; 2,105	То же

На основании имеющихся данных по определению удельного веса самородной серы можно допустить, что битуминозное вещество как бы пронизывает кристаллы серы, изменяя их цвет в более темные разности, однако не нарушая при этом основной структуры и, следовательно, объема образующихся кристаллов.

Кроме битуминозного вещества, сера содержит ряд элементов-примесей, среди которых выделяются ассоциации, характерные лишь для определенных месторождений. Выяснено, что вулканическая сера нередко обогащена примесью селена (до 7%) и является селенистой, в то время как самородная экзогенного происхождения в основной массе практически не содержит селен или слабоселениста (Баскаков, 1965; Юшкин, 1968).

В. П. Воробьев (1969) установил, что в экзогенных эпигенетических месторождениях в рудах и осерненных породах концентрации селена в редких случаях достигают сотых долей процента. Однако следует выяснить, с какими минералами связано увеличение содержания селена в руде — возможно с рассеянными сульфидными минералами, обычно предшествующими эпигенетичному рудонакоплению.

Н. П. Юшкин (1968) к типоморфным элементам серы Шорсуйского месторождения относит такие элементы, как V, Ni; предкарпатских месторождений — As, Mn, Pb; красноводских — Pb; Трускавецкого — As, Sn, Pb; Большепатского — La. Для серы Майлису характерны Ga, V, Cr, Zr; в Чарковах (Польша), кроме указанного ряда, добавляется Co, для Кхиутского место-

рождения (Дагестан) — Zr, Zp. Более развернутый ряд типоморфных элементов присущ озерной сере вулканических месторождений — Na, V, Mn, Zp, Ga, As, Pb. По данным С. И. Набоко (1959), меньше примесей содержит сера низкотемпературная, являющаяся более чистой в сравнении с серой высокотемпературных fumarol.

При изучении состава примесей самородной серы в месторождениях мы установили несколько повышенные концентрации стронция, свинца и меди в Шорсу, а натрия, титана, марганца и серебра — в Газли.

Из сравнения состава типоморфных элементов самородной серы, образовавшейся в различных геологических условиях, можно отметить, что вулканогенная сера более насыщена различными элементами-примесями, соответственно увеличивается и количественный состав их, в то время как сера, образование которой связано с разгрузкой нефтяных вод, имеет более сокращенные ряды элементов-примесей. В некоторых случаях типоморфные ряды резко сокращаются. Можно полагать, что если более высокотемпературные разности вулканогенной серы обогащены различными элементами-примесями, то и в обогащении самородной серы, связанной с нефтяными водами, нагрев минералообразующих растворов имеет также важное значение.

Различные возможные варианты роста кристаллов самородной серы достаточно подробно изложены в работе Н. П. Юшкина (1968). Для нас большой интерес представляют особенности, относящиеся к взаимоотношению контактных зон между кристаллами серы и минералами, входящими в парагенную ассоциацию. Каковы взаимоотношения между серой и карбонатными минералами, между серой, сульфатными и другими минералами? На изученных месторождениях широко распространена как скрытокристаллическая, так и агрегатная кристаллическая сера. В ряде месторождений Предкарпатья (Юшкин, 1968) преобладает скрытокристаллическая.

Явнокристаллическая сера с выраженными монокристаллами нередко образует за счет перекристаллизации и при выполнении свободных полостей во вмещающей среде минералоотложения. Взаимоотношения между самородной серой и монокристаллами пластинчатого гипса нами изучены на месторождении Шакарлык-Астана. Явнокристаллическая сера, развиваясь из какого-либо центра кристаллизации, заполняет образующиеся полости растворения, замещая гипс. В процессе замещения яснопрозрачный пластинчатый гипс вокруг самородной серы переходит в мутнопрозрачный, образуя кайму толщиной 3—4 мм. Самородная сера в зоне этой каймы находится в рассеянном, пылеватом состоянии; видимо, сероотложение сопровождалось растворением гипса. В процессе сероотложения во внутренней части конкрециевидного яснопрозрачного пластинчатого гипса возникают ядра кристаллически зернистой самородной серы, окрашенной в лимонно-желтый цвет. В смежных участках по рассекающим гипс полостям и пери-

ферин монокристаллического гипса отлагаются прозрачные, слабо окрашенные в голубоватый цвет кристаллы целестина, образующие прожилковую или поясную текстуру.

Взаимоотношения между самородной серой и кальцитом хорошо изучены Н. П. Юшкиным (1968). Он показал последовательную смену одних минералов другими в разрезе на стенках минерализованных полостей Шорсуйского месторождения. В направлении от стенки полости к периферии сначала выпадают друзы кристаллов серы ранней генерации; затем кристаллы серы обволакиваются натечным кальцитом в виде относительно маломощной каймы, сменяющейся мелкозернистым. Последний в свою очередь венчается щеткой кристаллов кальцита. Период отложения кальцита прерывается отложением друз кристаллов серы поздней генерации. Описанный нами несколько ранее процесс замещения серой гипса и отложения целестина во времени совпадает с выделением самородной серы поздней генерации.

Фиксируемая последовательность в образовании самородной серы, кальцита и целестина укладывается в определенный ритм минералоотложения, обусловливаемый эволюцией состава минералообразующих растворов. Растворы, формирующиеся в условиях активного и повышенного значения органической составляющей и при наличии некоторого резерва кислорода, естественно, становятся сероводородно-углекислыми. Такой состав растворов и обуславливает на первых этапах их разгрузки серно-кальцитовую ассоциацию минералов.

В качестве примера метасоматического образования вторичных карбонатных пород в процессе карбонатизации на первом этапе ритма минералоотложения можно привести Загайпольское месторождение, описанное Г. Т. Саксеевым (1969). Здесь выявлено, что сероносными являются вторичные карбонатные породы, в то время как первично-сингенетичные безрудны. При затухании окисления органики растворы продолжают насыщаться сероводородом, вместо углекислоты они обогащаются сульфат-ионом и при этом происходит увеличение их общей минерализации. Таким образом, последующий, или как бы второй, этап минералоотложения характеризуется накоплением серно-сульфатной и сульфидной ассоциации минералов. При возобновлении первоначальных геологических и геохимических условий в очаге формирования состава нефтяных вод при их очередной разгрузке вновь выпадает серно-кальцитовая ассоциация минералов, отвечающая уже второму ритму. Это подтверждается изучением истории формирования и минералоотложения месторождения Шорсу, в котором вслед за первым ритмом устанавливаются ассоциации минералов начального этапа второго ритма.

Целестин — сульфат стронция  $Sr(SO)_4$  широко распространен в месторождениях самородной серы. Кристаллизация сульфата стронция во времени сближена с сероотложением и как бы сопровождает его. Изучение взаимоотношения различных минералов, пространственно сближенных в каких-либо участках, позволяет

уточнять время отложения или кристаллизацию каждого минерала в отдельности. Так, в некоторых представительных штуфах, в которых микроскопически ясно устанавливается взаимоотношение между самородной серой, гипсом и целестином можно видеть, как самородная сера отлагается вслед за растворением гипса; местами полупрозрачный гипс содержит в рассеянном состоянии частицы самородной серы. Тем самым сглаживается контрастность перехода от самородной серы к гипсу. Вокруг гипса образуется оторочка хорошо выраженных кристаллов целестина, местами слабо окрашенных в голубоватый цвет. Однако выделений целестина на контакте самородной серы и гипса не наблюдается. Кроме того, если кристаллизация серы происходит внутри полостей пластинчатого крупнокристаллического гипса, и при этом образуются ядра кристаллизации, то выпадение целестина чаще приурочено к более внешним зонам. Обнаруживается также полупрозрачный или матово-прозрачный целестин. Молочно-белые кристаллы целестина, относящиеся к более поздним генерациям, по данным Н. П. Юшкина (1968), содержат включения (около 0,2 мм) битума или битум+водный раствор. В обеих фракциях тип битума осмоленный, реже средний и еще реже маслянистый; отношение хлороформного битума к спирто-бензолному 1:1.

В серных месторождениях целестин, как правило, окрашен в небесно-голубой цвет, реже белый. Среди пестроцветных осадочных отложений в определенных условиях приобретает розовую или красную окраску, что связано с проникновением растворов, содержащих окисные соединения железа. Нередко в этих случаях наблюдаются неравномерно окрашенные отдельные кристаллы целестина. Основание кристалла интенсивно окрашено в розово-красный цвет, но с приближением к вершине окраска исчезает, и кристалл становится бесцветным и яснопрозрачным.

Твердость целестина 3—3,5; уд. вес 3,9. Показатели преломления  $N_g=1,630-1,633$ ;  $N_m=1,624 \pm 0,002$ ;  $N_p=1,621-1,62$ ;  $N_g-N_p=0,009$ . Рентгенограмма исследованного образца целестина полностью соответствует эталону по Михееву (табл. 1). Сближение во времени процесса образования целестина и самородной серы отражается на сходстве состава их элементов-примесей, что видно на примере Шорсу (табл. 2).

Растворы, из которых отлагались целестин и самородная сера однотипны по составу. По данным химического анализа (табл. 3), исследуемый целестин в числе примесей содержит до 3,23% BaO; 0,68% CaO; 0,25% MgO.

По данным Т. К. Каржаува (1956), целестин Гаурдакского месторождения содержит BaO до 1,21%; CaO до 2,6%, MgO — 0,84%, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 2,59%; и отмечены значительные колебания в содержании SiO<sub>2</sub> — от 0,91 до 20,5%. Вероятно, случаи значительного увеличения SiO<sub>2</sub> в целестине можно объяснить микропроращением кварца (или халцедона) и целестина. Среди малых элементов-примесей спектральным анализом обнаруживаются алюминий, железо, марганец, медь, свинец, титан, ванадий, никель, цирконий.

В различно окрашенных целестинах метакхроматизм проявляется в изменении, соответствующем каждому кристаллу окраски. При облучении ртутно-кварцевой лампой красный целестин приобре-

Таблица 1

Рентгенограмма образца № 5  
Условия съемки: излучение Fe,  $D=57,3$  м;  
 $L=0,5$  мм; 40 кэв; 10λ

Исследуемый образец		Эталон целестина по Михееву		Исследуемый образец		Эталон целестина по Михееву	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	3,7731	3	3,781	10	2,0331	10	2,042
2	3,4249	4	3,435	10	1,9915	10	1,999
8	3,2701	7	3,298	5	1,7614	7	1,765
3	3,1719	5	3,181	4	1,6755	6	1,676
8	2,9552	7	2,961	5	1,5922	8	1,595
5	2,7231	6	2,734	2	1,5416	4	1,535
3	2,6681	5	2,668	5	1,4695	8	1,472
1	2,3682	4	2,373	3	1,2007	8	1,202
3	2,2408	4	2,259	4	1,1427	8	1,145
3	2,1264	5	2,139	4	1,1061	7	1,406

тает грязно-желтый с матовым оттенком цвет; розовый с красноватым оттенком — желтоватый; кристаллы голубого цвета становятся стекляннопозрачными, а небесно-синие — прозрачно-белыми.

Таблица 2

Данные спектрального анализа (месторождение Шорсу)

Минерал	Номер образца	Si	Al	Ca	Fe	Mg	Ba	Sc	Mn	Ti	Cu	Pb
Самородная сера	25	3	3	4	2	1	1	2	—	—	1	1
	85а	3	3	4—5	3	3	1	2—3	1	1	Сл.	—
	85б	3	3	5	3	3	1	5	1	1	1	2
Целестин	26	2	2—3	4	4	1	1	2	—	—	Сл.	—
	85в	3	3	4	4	2—3	4—5	5	1—2	—	1	1
	85г	3	3	5	4	3	2	5	1	—	1	1

М. Н. Слюсарева (1932), Н. П. Юшкин (1968) в целестинах Шорсуйского месторождения отмечают аномальное содержание СаО от 7,77 до 11,45% с незначительной примесью ВаО. Аномально повышенные до 3,23% содержания ВаО в целестине мы установили для Южного Узбекистана. Каракумский целестин (Н. П. Юшкин, 1968) с содержанием Вао 31,65% является барито-целестином. Наиболее чистый целестин развит на Предкарпат-

ских месторождениях. С целью установления влияния тех или иных элементов-примесей и концентраций исходных компонентов раствора на форму образующихся при этом кристаллов целестина нами проведены экспериментальные исследования.

Мы установили, что при уменьшении концентрации в исходных растворах катионной группы стронция растут пирамидальные грани, а при увеличении концентрации — призматические. Анионная группа  $\text{SO}_4^{2-}$  в сравнении с катионной обладает более значительной кристаллизационной энергией. Это положение объясняет проявленность пирамидальных граней в условиях разбавленных концентраций исходных компонентов раствора. А для того, чтобы могли образоваться кристаллы призматической формы в концентрациях исходных компонентов необходим сдвиг в сторону увеличения концентрации катионной группы Sr. Выявленная зависимость может быть использована для установления геохимической обстановки минералообразования в природных условиях.

Таблица 3

Данные химического анализа, %

Месторождение	Номер образца	Минерал	SrO	SO <sub>2</sub>	BaO	CaO	MgO	Σ
Джармасай Кагнысай (Южный Узбекистан)	2002	Целестин	52,40	42,97	3,23	0,48	0,25	99,33
	2009	Целестин	55,02	43,73	0,00	0,68	0,20	99,63

В Южном Узбекистане нами замечено, что в песчаных горизонтах мела, в жеодах и пустотах, связанных с трещинами, довольно часто встречаются призматически вытянутые, столбчатые кристаллы целестина, иногда пластинчатые формы с образованием розеток. Когда в пустотах вместе с целестином выделялся гипс, кристаллы целестина принимали короткопризматическую, изометричную форму с хорошо проявленными пирамидальными гранями. Во всех случаях целестин окрашен окислами и гидроокислами железа в розоватый и красновато-розовый цвет.

Стратиграфически выше в палеогеновых карбонатных отложениях, переслаивающихся с ангидритами и гипсами, обнаруживается обильное проявление эпигенетичного целестина, окрашенного в голубоватый и голубовато-серый цвет. Здесь кристаллы целестина короткостолбчатые, изометричные, с хорошо выраженными пирамидальными гранями. До получения результатов экспериментальных исследований та или иная форма кристаллов объяснялась по-разному и в предположительной форме. Полученные на первом этапе выводы о влиянии концентрации исходных компонентов раствора на форму кристаллов целестина в общем остаются справедливыми. В последующих экспериментах второго этапа получены уточненные данные о раздельном влиянии концентрации катионной и анионной групп. Выявленная зависимость позволяет

совершенно определенно устанавливать в разных участках разреза палеогеохимическую обстановку минералообразующих растворов, где обнаруживается минерализация.

Исходя из этой закономерности там, где встречены вытянутые, листоватые кристаллы целестина, геохимическая обстановка растворов в момент кристаллизации смещалась в сторону увеличения концентрации катионной группы стронция и уменьшения сульфат-иона. Такая обстановка создавалась в песчаных горизонтах, куда проникали относительно слабосульфатные растворы, насыщенные стронцием за счет сингенетичной, рассеянной, его концентрации. При усилении сульфатности растворов в пустотах выделялся гипс, в этих случаях кристаллы целестина приобретают короткостолбчатый, пирамидальный, изометричный облик.

В палеогене в обстановке чередования по разрезу сульфатно-карбонатных горизонтов в растворах естественно усиливалась концентрация сульфатных ионов. Призматически удлиненные кристаллы целестина в песчаниках указывают на сингенетично или диагенетично обогащенные стронцием горизонты.

Насколько влияют взаимоотношения концентрации катионов и анионов на образование различной формы кристаллов других сульфатных минералов может быть выяснено также опытным путем.

Влияние катиона стронция на форму кристаллов карбоната кальция на примере арагонита приводится в работе Н. П. Юшкина (1968). Прослеженная зависимость удлинения кристаллов арагонита от увеличения примеси SrO может в некоторой степени подтвердить наши выводы о влиянии увеличения концентрации катионной группы на рост призматической грани на примере целестина.

Целестин в палеогеновых карбонатных отложениях в форме изометричных кристаллов и нередко сцементированных гипсом указывает на то, что целестиновые эпигенетичные залежи здесь образовывались в обстановке относительно высокосульфатных растворов. Усиление минералоотложения приурочено к участкам более проницаемым для циркуляции минералообразующих растворов. Таким образом, распределение целестиновой минерализации в палеогеновых карбонатных отложениях главным образом зависит от геолого-тектонических и палеогидрогеохимических условий, в то время как в песчаных горизонтах мелового возраста целестиновая минерализация ближе связана с палеофацциальными условиями накопления песчаных отложений и должна иметь более региональный характер. В связи с этим поискам и разведке в палеогеновых отложениях должны предшествовать геолого-съёмочные работы на выделение структурных особенностей района, а в меловых необходимо детально расшифровывать палеогеографические условия осадконакопления с уточнением фацциально-геохимических особенностей отложений.

Гипс — водный сульфат кальция  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  широко распространен в месторождениях самородной серы и является обяза-

тельным парагенным компонентом как вмещающих пород, так и вновь образующихся эпигенетических ассоциаций минералов. Гипс слагает или самостоятельные пласты и прослои среди вмещающей осадочной толщи, являясь сингенетическим по происхождению, или так же, как самородная сера, выполняет полости трещин и карстовые пустоты в период минералообразования в процессах эпигенеза или перекристаллизации. Пластовый гипс — мелкозернистый, имеет сахаровидный излом, плотное сложение. Прожилковый и выполняющий карстовые пустоты гипс обычно крупнокристаллический, пластинчатый, с хорошо выраженной совершенной спайностью. Среди крупных кристаллов гипса часто

Таблица 4

**Химический состав гипса (месторождение Шакарлы-Астана)**

Номер проб	CaO	MgO	MnO	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма	Примечание
2047	31,95	0,54	—	—	0,30	46,17	0,00	20,72	99,68	
2025	31,90	0,11	—	0,00	0,00	46,33	—	20,77	99,11	
2045	38,90	7,01	0,08	0,00	0,00	44,80	0,00	10,01	99,80	
				-0,25	-0,08					
2007	30,56	0,80	—	0,00	0,14	46,75	—	—	—	Сокращенный анализ
2046	31,60	0,22	—	—	0,22	46,80	—	—	—	

встречаются бесцветные, прозрачные разности. Окрашен в белый, розовый или розово-красный цвет. Пигментирующим веществом являются окислы железа. При пропитывании битумом гипс приобретает буровато-черную окраску. По результатам химического анализа устанавливается, что гипс содержит MgO от 0,11 до 0,8%;

Таблица

**Состав элементов-примесей гипса (%) по данным спектрального анализа (месторождение Шорсу)**

Номер образца	Si	Al	Na	Fe	Mg	Ba	Sr	Mn	Ti	Cr	Cu	Ag	Bi
27	1,0	0,5	0,5	0,05	0,5	0,001	0,05	0,01	0,01	—	0,001	—	0,01
1526	1,0	1,0	0,5	1,0	1,0	0,001	0,05	0,05	0,5	0,001	0,001	0,001	—
156г	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,001	0,5	0,001	0,05	—	0,001	—	—

SrO от 0,08 до 0,3%; в некоторых случаях обнаруживается BaO до 0,25% (табл. 4). Кроме перечисленных компонентов, из других элементов-примесей, спектральным анализом обнаруживаются кремний, алюминий, железо, марганец, титан, медь, натрий, хром, висмут, серебро (табл. 5).

По подсчетам Н. П. Юшкина (1968) доля парагенного самородной сере гипса в различных месторождениях не превышает 1—2%. Выделяется 2 типа: 1) гипс, образующийся за счет перекристаллизации гипсоангидритов сероотлагающими растворами;

он отделяет серные руды от вмещающих гипсов и их реликтов; 2) гипс, одновременно отложившийся с самородной серой в минерализованных полостях, встречается реже.

Гипс, образующийся в минерализованных полостях в процессе сероотложения, обычно является парагенным целестину. В этом процессе формируются полиминеральные друзы по составу: гипс—целестин—самородная сера. Величина кристаллов гипса не превышает 10—12 мм. Иногда он образует в кровле пустот сталактиты, перекристаллизованные в монокристаллы. Образующийся при перекристаллизации среди гипсоангидритов крупнокристаллический гипс самоочищается от посторонних примесей, но как устанавливает Н. П. Юшкин (1968), в нем увеличивается изоморфизм стронция и бария. Последние заимствовались из поступающих сероотлагающих растворов.

В гипсах района Ширабада в семи пробах химическим анализом установлено присутствие  $V_2O_5$  (0,05—0,1%). Определения произведены в лабораториях ИГиГ АН УзССР аналитиком И. Лихойдовой. Гипсы на месторождениях встречаются на разных глубинах. Исследования плотности или суммарного изотопного состава воды, полученной из гипсов, по данным А. С. Уклонского, В. М. Глушенко, Л. П. Крайновой (1965), показывают, что на разных горизонтах она изменяется.

Гипсы, содержащие вкрапления самородной серы без признаков циркуляции поверхностных вод, имеют в составе воду более тяжелую — от +1,75 до +0,4γ, что соответствует значениям плотности нефтяных вод. В близповерхностных зонах гипсы с включениями самородной серы имеют воду более легкого типа = 0,0γ, что отвечает плотности поверхностных вод.

Образование эпигенетических сульфатных минералов в основной массе происходило с участием растворов нефтяного типа. В приповерхностной зоне или в полостях циркуляции роль нисходящих поверхностных вод в минералоотложении и в процессах перекристаллизации гипса усиливалась. Этими данными может подчеркиваться возможность смешения вод в процессах минералоотложения.

<i>Естественный цвет</i>	<i>Метахроматизм</i>
Темно-бурый	Проявляется более темная окраска
Темно-коричневый	Коричневая окраска
Коричневый	Цвет усиливается до ярко-коричневого
Желтовато-коричневый	Коричневато-желтый с зеленоватым оттенком
Желтовато-зеленый	Усиливается до ярко-желтовато-зеленого
Желтый с зеленоватым оттенком	Усиливается до ярко-желтого
Светло-желтый	Усиливается до ярко-желтого с зеленоватым оттенком

Светло-желтый с зеленоватым оттенком  
 Зеленовато-серый  
 Зеленоватый с желтым оттенком  
 Светло-зеленовато-желтый

Желтовато-зеленый, цвет усиливается  
 Цвет усиливается  
 Проявляется прозрачно-зеленый цвет  
 Цвет усиливается с преобладанием зеленого оттенка

Разбавление плотности воды минералообразующих растворов за счет поверхностных инфильтрационных вод на примере изучения месторождения Шорсу находится в согласии с общей тенденцией степени разбавления седиментационных вод морского происхождения. Результаты определения содержания дейтерия в рассолах различных районов Советского Союза, полученные во ВНИИЯГГ (Пиннекер, 1968), позволяют установить определенную зависимость в степени разбавления вод, а именно — понижение содержания дейтерия происходит от рассолов более молодых артезианских бассейнов к более древним. Повышенное содержание дейтерия отмечается исключительно в рассолах молодых артезианских бассейнов, а малое — в древних. Изотопный состав вод концентрированных рассолов в отложениях палеозоя Сибирской платформы даже напоминает инфильтрационные воды.

<i>Горизонт</i>	<i>Гипс</i>	<i>Плотность</i>
630	Белый, сахаровидный, с мелкими включениями самородной серы (карьер в 20 м к востоку от шахты «Восточная»)	0,0
560	Белый, поперечноволоконистый, по трещинкам заполнен карбонатом	0,0
	Прожилковый в мергелях, белый, поперечноволоконистый	+2,0
	Прожилковый в мергелях, прожилки переходят в серные	14,0
	Монолитный, мелкозернистый, полупрозрачный	+1,58
530	Среднекристаллический с тонкими жилками доломитизированного известняка	+1,0
	Сахаровидный, в виде гнезд, в красновато-серых известняках, в контакте мелкие включения	-0,44
	В доломитизированном известняке, белый, сахаровидный, с включениями самородной серы	+4,0
	В доломитизированном известняке, белый, полупрозрачный	+4,0
500	Прожилковый (густая сеть прожилков)	+0,2
	Сахаровидный, с включениями самородной серы	+2,5
	Прозрачный, пластинчатый, с включениями желтой самородной серы	+1,75
	Белый, полупрозрачный, участками сахаровидный	+1,00
	Белый, поперечноволоконистый	+1,50
	Беловато-серый, полупрозрачный	+1,50

Ангидрит ( $\text{CaSO}_4$ ) в серных месторождениях в парагенезе с самородной серой не устанавливается. Его история образования или предшествует серонакоплению, или связана с последующими более поздними этапами обезвоживания гипса. Н. П. Юшкин (1968) отмечает, что гипсоангидритовой среде при формировании полостей растворения ангидрита предшествовала его гипсофикация. Таблитчатые формы ангидрита более устойчивы. Ангидрит Шорсуйского месторождения содержит 0,06%  $\text{SrO}$  и 0,05%  $\text{BaO}$ .

Барит ( $\text{BaSO}_4$ ) в серных месторождениях Средней Азии не обнаруживается, лишь в Каракумах отмечается барито-целестин с содержанием  $\text{BaO}$  до 30%. Некоторое обогащение барием (до 3,23%  $\text{BaO}$ ) отмечается в Южном Узбекистане. Предкарпатские месторождения, относящиеся к Средиземноморской провинции, отличаются постоянным присутствием парагенного сере барита (Юшкин, 1968). Так, в серных рудах месторождения Роздола, в верхних горизонтах, содержание барита больше, чем целестина. В некоторых месторождениях встречаются участки, полностью сложенные баритом.

Бариты серных месторождений содержат незначительные изоморфные примеси стронция и кальция, не превышающие в сумме 1%. Из других примесей в сотых долях процента обнаруживаются  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; в тысячных долях присутствуют  $\text{Na}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Cu}$ . Для баритов Немировского месторождения отмечается повышенное содержание  $\text{Pb}$  (сотые доли процента).

Бариты Предкарпатских месторождений молочно-белого, серого или с различными оттенками коричневого цвета. Распространены также бесцветные водяно-прозрачные кристаллы.

Бариты на различных месторождениях имеют свои морфологические особенности. На одних (Роздольное) широко распространены призматическая и толстотаблитчатая формы кристаллов, на других (Немирово) наиболее характерной формой баритов является различной толщины таблитчатая.

## Карбонаты

Кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ) в эпигенетической ассоциации минералов серных месторождений достаточно распространен.

На месторождении Чангырташ (Юшкин, 1968) основная масса карбонатов представлена арагонитом, а в Газли нами установлена ассоциация магнезит-арагонита.

В кальците (Юшкин, 1968) в числе изоморфных примесей присутствуют  $\text{MgO}$  до 0,75%;  $\text{BaO}$  — 0,07%;  $\text{SrO}$  — 0,92%;  $\text{MnO}$  — 0,77%. Количество полуторных окислов достигает 0,2%,  $\text{SiO}_2$  до 0,2%. В количествах, не превышающих сотые доли процента, спектральным анализом обнаруживаются такие элементы-микроримеси, как медь, никель, олово, серебро, титан, ванадий, цирконий, фосфор. Отмечаются отличительные особенности состава кальцитов, образовавшихся в разных месторождениях. Для кальцитов месторождения Роздола отмечены повышенные количества

SrO, а среди микропримесей присутствуют серебро, олово, никель, ванадий, фосфор. В кальцитах Шорсуйского месторождения перечисленные микропримеси не обнаруживаются. Кристаллы кальцита часто бесцветны или водяно-прозрачны, а также слабо окрашены в желтоватый оттенок. Битум в кальцитах окрашивает его в черный цвет.

Н. П. Юшкин (1968) отмечает, что дипирамидально-скаленоэдрические кристаллы предкарпатских месторождений так же, как и на Шорсу, бесцветны, а ромбоэдрические за счет повышенного содержания марганца чаще светло-желтой окраски. Удельный вес кальцитов 2,718 (Шорсу); 2,673—2,757 (Предкарпатские месторождения).

Бесцветные кристаллы кальцита имеют показатели преломления, соответствующие чистым разновидностям;  $N_p = 1,486 + 0,022$ ,  $N_m = 1,658 + 0,002$ . У светло-желтых показатели преломления несколько повышены. Наиболее широко распространены агрегаты кальцита (Юшкин, 1968) — друзы, щетки и друзовые корки. Натечный кальцит нередко образует сталактиты. На поверхности сталактита нарастают хорошо ограненные кристаллы серы. Изучение взаимоотношения кристаллов серы и кальцита показывает, что кристаллы серы, отчасти включенные в кальцит, сохраняют идиоморфизм граней, в то время как рост граней в контакте кальцита с кристаллами серы прекращается.

Арагонит — ромбическая модификация  $\text{CaCO}_3$  встречается там, где во вмещающих породах развиты доломиты. В Средней Азии в значительном количестве обнаружен на месторождении Чангырташ, а в Газли находится в ассоциации с магнезитом. Арагонит более детально изучен из месторождения Шорсу (Юшкин, 1968). В арагоните из Шорсу изоморфно входящими в решетку определены  $\text{MgO}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ . Содержания окиси стронция повышенное — 1,08—1,56%. При этом устанавливается соответствие повышенных содержаний окиси стронция с более удлиненными призматическими кристаллами арагонита. Из элементов-примесей обнаруживаются медь, алюминий, марганец, железо, титан, кремний, реже никель, свинец. В длиннопризматическом арагоните на порядок больше меди и марганца и меньше алюминия в сравнении с короткопризматическими кристаллами. Арагонит Чангырташского месторождения содержит на два порядка выше бария, но в нем не обнаруживаются медь и никель, и на порядок ниже содержания титана и кремния. Удельный вес у длиннопризматических кристаллов выше, чем у короткопризматических.

В сравнении с кальцитом арагонит содержит в 3—5 раз больше стронция. Арагонит чаще в виде игольчатых кристаллов образует сферолиты разной величины. В некоторых случаях в центре сферолита находится самородная сера, в других — кальцит.

На месторождении Газли арагонит приурочен к участкам серопроявления. Здесь он обнаруживается в виде крупнокристаллических, длиннопризматических шестовато-лучистых образований, в которых проявляется зональная текстура. Окрашен в светло-се-

рый с желтоватым оттенком цвет. Более мелкие кристаллы арагонита отлагаются в маломощных полостях трещин, образуя прожилковый тип. В незаполненных пустотах арагонит имеет натечный вид и образует сферолиты. Местами арагонит цементирует обломки мергелистых глин и тонко- или скрытокристаллический магнезит. На поверхности кристаллов наблюдаются выделения самородной серы.

Магнезит — карбонат магния ( $MgCO_3$ ); среди эпигенетично образованных минералов на участке Газлинского месторождения находится в проращении с арагонитом и кальцитом в виде стяжений линзовидной формы. Размер линз достигает 0,2 м по направлению удлинения. Магнезит имеет скальвание, напоминаю-

Т а б л и ц а 6

Рентгенограмма образца

Исследуемый образец		Эталон		Исследуемый образец		Эталон	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	3,0555	1	(3,03)	4	1,4087	5	1,404
10	2,7677	10	2,74	4	1,3808	6	1,352
4	2,5111	5	2,500	6	1,3387	7	1,336
5	2,3230	4	2,316	2	1,2550	3	1,249
10	2,1084	9	2,101	1	1,2399	2	1,237
5	1,9399	6	1,935	1	1,2046	2	1,200
4	1,8803	2	1,871	7	1,1805	5	1,189
2	1,7708	2	1,766	2	1,1603	1	1,156
10	1,7030	10	1,697	2	1,1311	1	1,126
1	1,6452			2	1,10 <sup>36</sup>	3	1,100
1	1,5551	1	1,549	10	1,0683	8	1,085
2	1,5091	3	1,503	5	1,0532	5	1,049
3	1,4844	5					
			1,425				

щее опал. Твердость 4—4,5. Удельный вес 3,1—3,2. Магнезит окрашен в белый, розовато-белый, серый, темно-серый и бурый цвет.

Рентгеноанализ исследованного образца магнезита сходен с эталонными по Михееву (табл. 6). По результатам химического анализа природной смеси магнезита с арагонитом и кальцитом в наиболее чистой разности магнезита определяется содержание  $CaO=4,1\%$ . Из других примесей около 1% содержится железа, десятые доли процента — кремния, алюминия, иногда натрия, стронция, марганца, титана, свинца, цинка и тысячные — бария, меди.

Из других карбонатных минералов в парагенезисе с серой (Юшкин, 1968) очень редко встречается карбонат стронция — стронцианит —  $SrCO_3$  и только на некоторых месторождениях (Крымское, побережье Мексиканского залива) он обнаружен в ассоциации с кальцитом и арагонитом.

Химический состав магнезита в проращении с арагонитом и кальцитом (месторождение Газли) следующий:

	Номер образца		
	26а	26б	159
CaO	4,10	23,10	27,00
MgO	43,43	28,14	20,84
Нерастворимый остаток	0,20	2,60	—
П. п. п.	51,42	46,04	43,73
Сумма	99,15	99,88	—

Единичные, малых размеров кристаллы смитсонита  $ZnCO_3$  и натеки малахита  $Cu(OH)_2CO_3$ , обнаруживаются на месторождениях побережья Мексиканского залива. На Роздольском, в Предкарпатье, Б. И. Сребродольским (1962) описаны родохрит и марганцовистый кальцит  $(Ca, Mn)_2CO_3$ . В составе этих минералов в качестве примесей определены медь, магний, алюминий, титан.

### Сульфиды

Пирит —  $FeS_2$  обнаруживается в небольших количествах на всех серных месторождениях в виде мелких кристаллов чаще кубического габитуса или в виде неправильной формы зерен. Поверхность серно-кальцитовых друз на месторождении Шорсу (Юшкин, 1968) покрывается корочкой пирита, а затем сферолиты целестина нарастают на пирит. На Роздольском месторождении обнаруживаются сталактиты, гроздья и почки, сложенные пиритом, а в серных рудах отмечается сажистый, синевато-черного цвета мельниквит (пирит).

В пиритах находятся примеси Al, Mg, Ca, Si, Mn, Ti, Ba, Ni, Cu.

Характерными элементами-примесями пирита Гаурдакского месторождения являются: Sr, Zn, Cr, Mo, Co, V; для Роздольского — Zn, V, Zr, La, для Шорсуйского — следы Be. На зернах пирита в Трускавецких месторождениях (Лазаренко и др., 1962) отмечаются радиально-лучистые зональные корочки марказита.

Пирит обнаруживается в виде вкраплений мельчайших зерен в магнезите (Газли) и других минералах. Пирит и марказит на серных месторождениях присутствуют во вмещающих породах сингенетично-диагенетичного типа. На месторождении Ширабад пирит и марказит залегают в глинистых отложениях палеогена в виде конкреций и гнезд, образуя стратифицированный горизонт. Эти колчеданные конкреции содержат в повышенных количествах селен, серебро, и в них обнаруживается золото, которое присутствует в гидрогетитах.

Галенит ( $PbS$ ) является особенно характерным минералом для Трускавецких месторождений (на Липках), в которых руды

местами считаются галенитовыми с содержанием PbS до 30%. Галенит в виде мелких кристаллов вкрапливается в глинистую вмещающую породу и реже обнаруживается на стенках пустот. В серных кепроках соляных куполов галенит встречается вместе с пиритом и сфалеритом (побережье Мексиканского залива). В Трускавецких месторождениях галенит обнаруживается в прожилках гипса в песчаниках, а также в виде включений в кристаллах самородной серы. Галенит содержит примеси Zn, Ca, Cd, Fe, Co, Si, Al (в процентах); As, Cr, Ti, Mn (сотые доли процента) и Ag, Zr, Ba, Ni — следы.

**С ф а л е р и т** ( $ZnS$ ) описан в сероносных кепроках соляных куполов. Обнаруживается в виде скрытокристаллической разности и образует скопления, гнезда, прожилки, натечные зональные агрегаты. Сфалерит содержит: Zn — 65,56%; Fe — 0,58; Cd — 0,76; Mn — 0,08; S — 33,02%; сотыми и тысячными долями определяются: As, Co, Ca, Si, Ni, Al, Mg. Окрашен в белый, кремово-желтый, реже коричневый до черного цвет.

**Г а у э р и т** ( $MnS_2$ ) установлен и изучен Б. И. Сребродольским (1962) в Роздольском месторождении. В его составе находятся: Mn — 46,14%, Fe — 0,58; S — 53,16;  $SiO_2$  — 0,68; Zn — 0,34;  $H_2O$  — 0,49%. Общее количество микропримесей равно 0,16%. В их число входят: Mg, Al, Cu, Pb, Ni, Sr, Cr, Ti, Ag.

### Фториды и хлориды

**Ф л ю о р и т** ( $CaF_2$ ) обнаружен на Гаурдакском месторождении в парагенезисе с самородной серой. Его количество достигает 31,78% (Юшкин, 1968). В рудах находится в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Флюоритовые кристаллы окрашены в фиолетово-черный цвет. На Большепатовском месторождении минерал ассоциирует с зонами кальцитово-серных прожилков и гнезд. В кальците образует гнезда или идиоморфные кубические кристаллы, ребра которых достигают 10 мм. Флюорит содержит в сотых долях процента Al, Mg, Na; в тысячных — Si, Fe, Ti, Cu, La, Ba, Li; в десятитысячных — Mn и следы — Ni, Zr.

**Г а л и т** ( $NaCl$ ) в осушенных минерализационных полостях месторождения Шорсу образует трубчатые сталактиты, отрастающие на друзах серы. В виде кубических кристаллов так же в пустотах обнаруживается и на других месторождениях (Трускавецкое).

### Окислы

**К в а р ц** ( $SiO_2$ ) отлагается в виде мелких кристаллов совместно с кальцитом на стенках пустот. Находится в скоплениях в виде халцедона и кварцина. Окислы кремния концентрируются в главной массе у подошвы серных залежей.

**Х а л ц е д о н** ( $SiO_2$ ) на месторождении Туюнтау в Средней Азии в сероносном известняке образует гнездообразные включения,

а также корочки и сталактитоподобные выделения на стенках пустот. В рудах Шорсу и Чангырташа встречается лишь в виде округлых концентрически зональных зерен. На средневолжских месторождениях в серно-кальцитовых телах халцедон выполняет центральные части остаточных пустот. Халцедон обнаружен лишь на одном месторождении Предкарпатья в виде мелких бледно-голубых сферолитов, покрывающих поверхность кристаллически зернистой серы. Кроме явно эпигенетического или переотложенного халцедона во вмещающих отложениях серных месторождений может находиться сингенетично-диагенетичный. Так, в палеогене Южного и Центрального Узбекистана в карбонатных отложениях палеогена повсеместно встречаются желваки, линзы, линзовидные прослои мощностью до 0,2 м серого, голубовато-серого халцедона. В районе Азкамар слой халцедона мощностью 0,2 м простирается на 10 м, к востоку сменяется уплощенными караеобразными телами, достигающими в диаметре 1,0 м. Халцедон фациально замещается доломитом, содержащим халцедон и опал. В связи с тем, что во вмещающих отложениях серных месторождений широко распространен минерал сингенетично-диагенетичного типа в карбонатных сероносных горизонтах вполне вероятно нахождение его остаточных разностей. Число месторождений, в которых этот минерал встречается в парагенезисе с серой, ограничено. Чаще его образование связано с зоной окисления. В процессах сернокислотного выщелачивания серных руд образуется опал. В Гаурдакском месторождении он обнаружен в зоне неизменных серных руд и может считаться парагенным самородной сере. В Южном Узбекистане халцедон и опал изучены и описаны С. К. Смирновой (1967).

### Органические минералы

Органические соединения часто пропитывают минералы, изменяя их окраску в темные тона. Нередко самородная сера обогащена битумами. В свою очередь органические соединения, находящиеся на серных месторождениях, нередко до предела насыщены серой, тем самым подчеркивается их тесная парагенетическая связь с битумами. Битумы или выполняют минерализационные полости, или захватывают кристаллы серы в процессе их роста. В случае дегазации нефти образуются озокериты, представляющие собой промышленный интерес (Шорсу и другие месторождения), а в процессах окисления нефти без доступа кислорода в начальных стадиях образуются мальты, затем асфальты и асфальтиты.

В итоге обзора минералов эпигенетического ряда серных месторождений показано как меняется концентрация разнообразных макро- и микроэлементов-примесей в минералах разного типа соединений. Мы полагаем, что систематизированные данные помогут нагляднее разобрать историю минералоотложения в серных месторождениях и выделить отдельные этапы, затем ритмы начального

и более позднего периодов минералообразования, интенсивность проявления минералообразующих растворов и их потенциальные возможности как в образовании определенных концентраций, рудных минералов, так и накапливающихся в них элементов-примесей.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ В ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

К настоящему времени благодаря поисковым и геолого-разведочным работам накоплен обширный материал, позволяющий рассматривать распределение концентрации ряда рудных элементов в связи с распространением определенных фациальных комплексов. Наибольшее число систематизированных данных о минерало-геохимических ассоциациях собрано по двум разновозрастным формационным этажам. Нижний этаж сложен древними осадочно-метаморфизованными комплексами пород, в ряде случаев докембрийского возраста. Верхний этаж, относящийся к девон-карбону в значительном объеме представлен карбонатными и терригенно-карбонатными комплексами пород. Сюда приурочены полиметаллические месторождения, детально изученные Е. Л. Абрамович, Г. М. Чеботаревым, М. Д. Трояновым, К. А. Набиевым, А. Асаналиевым. В Каратауской зоне (Южный Казахстан) известны полиметаллические месторождения типа Мергелимсай. По имеющимся данным выявленные полиметаллические месторождения в структурно-фациальных комплексах верхнего девон-карбонного этажа расположены в различных структурно-тектонических зонах — Каратауской, Тянь-Шаньской, Кураминской, Карачагырской, Учкулач-Урагюбинской. Для некоторых из них характерно проявление унаследованной сингенетично-диагенетичной минерализации, но в главной массе руды представлены наложенной эпигенетичной. Наиболее четко стратиформность рудных залежей выражена в месторождениях Сумсарского района и Калканаты, где руды по своему минералогическому составу являются галенит-сфалеритовыми. В районе Чаткальской (Тянь-Шаньской) структурно-фациальной зоны в переходном интервале нижней части верхнего девона от терригенных красноцветных песчаников франского яруса к известнякам фамена в районе Тепарского купола (Троянов, 1969) залегают медистые отложения. Последние представлены темно-серыми песчанистыми доломитами, черными «сланцами» и серыми песчаниками.

Содержание меди (0,14%) устанавливается в более темных участках породы с относительно большим количеством органического вещества. Медистые отложения в виде пластовых залежей песчанистых доломитов и серых песчаников прослеживаются на десятки километров. Среднее содержание меди равно 0,09%. В них присутствуют также мышьяк, свинец, цинк, висмут при содержании  $n \cdot 10^{-3}$ , серебро —  $n \cdot 10^{-4}$  %.

Проявление медьсодержащих минералов в галенит-сфалеритовой ассоциации Учкулачской зоны выражено главным образом в эпигенетичной форме, являющейся более рассеянной в нижних интервалах разреза и более контрастно дифференцированной в виде отдельных пластовых мономинеральных залежей халькопирита и галенит-сфалерита.

Сравнивая различно удаленные зоны с проявленной эпигенетичной минерализацией в осадочно-метаморфизованных комплексах верхнего этажа, находим, что региональная горизонтальная зональность недостаточно четко выражена. Во всех случаях эпигенетичная минерализация проявляется в виде галенит-сфалеритовой ассоциации. Можно, однако, отметить, что северо-восточная зона стратиформных месторождений (Сумсар) отличается большей мономинеральностью, преимущественным распространением галенита, в то время как на юго-западе ассоциация минералов представлена в равной степени галенитом и сфалеритом, в достаточных количествах развита пирит-пирротинная минерализация, а в некоторых горизонтах проявляется медьсодержащая ассоциация минералов.

Нижний этаж древнего осадочно-метаморфизованного комплекса по минералого-геохимической ассоциации резко отличается от верхнего. Среди эпигенетично образованных минералов, включая процессы гипергенеза, распространены апатит, гематит, гидротит, пиролюзит, бирюза и др. Здесь выделяются Каратауская, Тянь-Шаньская, Южно-Ферганская, Каратюбинская, Кызылкумская зоны.

В региональном плане в древних (от кембрия до силура) осадочно-метаморфических комплексах достаточно четко проявлена горизонтальная зональность минералого-геохимических ассоциаций. К северу от Приташкентской области в Каратауской структурно-геологической зоне кембрийских метаморфических комплексов хорошо выражена монофосфатная провинция. Фосфоритосные горизонты пространственно сближены по разрезу с фациями восстановительной среды, с которыми связана ванадиеносность отложений. В северо-восточной части, на территории Киргизии, в докембрии проявлена железорудная провинция, вверх по разрезу в ордовике сменяющаяся железо-марганцевыми рудопрооявлениями (Медведев, 1964). В этой зоне в соответствующих интервалах разреза обнаруживается редкометалльная минерализация.

Во вскрытых частях разреза кембрий-силурийских отложений Карачатырской структурно-геологической зоны также известны проявления редкометалльной минерализации. Далее на запад в Агалык-Нуратинском регионе редкометалльные геохимические ассоциации сопровождаются несколько подчеркнутой меденосностью. Усиление медистости отложений характерно для Кызылкумов (Коктау, Каскыртау) и молибденоносности (Ауминзатау и др.). О Кызылкумах можно говорить как о провинции, где проявлена более смешанная минералого-геохимическая ассоциация. В этих условиях облегчены возможности к смешению различных ком-

понентов в процессах эпигенетичной миграции элементов, в том числе и в гипергенных процессах, с образованием в ряде мест относительно хорошо проявленной бирюзовой минерализации.

Таким образом, в общих чертах на востоке рассматриваемой территории в наиболее древних комплексах можно выделить железо-марганцевую провинцию, на северо-западе — фосфоритоносную с проявленной ванадиеносностью, а на западе, юго-западе провинцию более смешанных геохимических ассоциаций (медно-редкометалльные и золоторудные).

Если считать, что прослеживаемые на десятки километров в Чаткало-Кураминской зоне медистые отложения в виде пластовых залежей песчанистых доломитов и серных песчаников в районе Тепарского купола (Троянов, 1969) относятся к девону, а медно-редкометалльные формационные комплексы Центральных Кызыл-кумов являются более древними, то, следовательно, мы имеем дело с возрастным омоложением меденосных формационных комплексов с запада через Ухумфаришскую зону, где известны аналогичные меднорудные проявления. На восток до Тепарского купола возрастное скольжение направлено с юга (Агалык) на север. В противоположность медной и медно-редкометалльной минерализации омоложение монофосфатных формаций, в общем, происходило с севера на юг, что подтверждается в последнее время обнаружением (Посохова, 1969) в районе Заамина среди силурийских сланцев монофосфоритных линзующихся горизонтов мощностью до 2 м и прослеживаемых от Заамина до Санзара. Чередование в разрезе различно проявленных фациальных комплексов и их омоложение в региональном плане в других структурно-геологических зонах показывает, что и в древних формационных комплексах проявлялось возрастное скольжение как внутриформационного, так и межформационного типа (Баскаков, 1964) на примере мезокайнозоя.

Аналогично регионально распространенному медно-редкометалльному оруденению выявлены в таком же региональном плане медные рудопроявления в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы (Кутырев, 1969), а также в отложениях позднего докембрия Западного Прибайкалья в бассейне Малой Лены (Салихов, Безродных, 1970). В первом случае максимальные концентрации меди приурочены к песчанистым доломитам определенных фациальных типов, накопление которых происходило в условиях спокойной седиментации заливов и лагун, а также в подводных дельтах. Усиление медной концентрации отмечается в разрезах с резким фациальным профилем и приурочено к зонам стыка участков с резко различными условиями седиментации. Прослеживается и в данном случае возрастное скольжение отложений из одного литофациального комплекса в другой, при этом сравнительно высокие концентрации меди устанавливаются в тех разрезах, где молассовидная формация, минуя красноцветную, переходит в пестроцветную. В западном Прибайкалье в Ушаковской сви-

те позднего докембрия медная минерализация также связывается с лагунно-дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями.

Приведенные примеры достаточно определенно раскрывают перспективные стороны древних осадочно-формационных комплексов для обнаружения в них медного оруденения. На примере Кызылкумской провинции смешанных геохимических ассоциаций можно проследить в горизонтальном направлении и по разрезам определенные переходы в содержаниях элементов. Если в районе Коктау ведущим элементом может являться медь, то к западу (Ауминзинское рудопроявление) первое место по усилению концентрации занимает молибден.

Таким образом, в разных разрезах близкие по составу осадочно-метаморфические отложения должны быть исследованы при выявлении их рудоносности с позиций комплексного извлечения нескольких компонентов. Поиски и разведка руд для выявления концентрации одного какого-либо ведущего элемента должны проводиться комплексно. Одновременно необходимо оконтуривать зоны распространения ряда рудных элементов для комплексного их извлечения.

Комплексное изучение позволит углубить наши знания о закономерностях распространения осадочно-метаморфических комплексов, дополнительно получить данные о распространении в них рудных элементов с целью выявления кондиционных рудных залежей.

В формационных комплексах верхнего этажа широко распространена редкометальная минерализация (Mo, W и др.) линейного типа, связанная с явно наложенными процессами минералогенеза в контактовых зонах. Как показывает минералого-геохимический анализ, проведенный нами (Баскаков, 1970), в месторождениях сульфидного типа, приуроченных к различным формационным комплексам, последовательность образования минералогических ассоциаций в эпигенезе подчинена четко выраженной ритмичности, что подчеркивает роль вмещающей среды в формировании минералообразующих растворов.

В более молодых формационных комплексах в нахождении и распространении оруденения очевидна роль литофациального фактора. Можно лишь отметить, что если в древних комплексах линейность эпигенетично проявленной минерализации характерна рудопроявлениям полиметаллической ассоциации, то в более молодых девон-карбовых отложениях линейность оруденения, связанная с приконтактными зонами, наиболее показательна для редкометальных Mo, W и других минералого-геохимических ассоциаций. Полиметаллическая минерализация в этом этаже в равных соотношениях обнаруживается и в виде стратиформных залежей и в виде линейно или локально проявленных зон эпигенетичной минерализации.

Несколько подробнее рассмотрим рудопроявления в древних комплексах. В Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня в районе хребта Джетымтау в докембрийских отложе-

ниях В. Г. Королевым, Ю. В. Жуковым (1956) были открыты месторождения железных руд. Несколько позже (1957—1963 гг.) Л. Д. Медведевым (1964) в этом же районе исследовалась рудоносность нижнепалеозойской (нижнеордовикской) железисто-марганцевистой толщи.

Выявленные железные руды по возрасту и отношению к другим рудным проявлениям являются наиболее древними и приурочены к позднекембрийской свите Джетымтау. В углисто-кремнистых породах нижнего кембрия обнаруживается молибден-ванадиевая минерализация, а железисто-марганцевистая толща тяготеет к нижнеордовикской кокбельской свите. Последняя подразделяется на нижнюю сланцевую часть (70—150 м) и верхнюю, состоящую из песчаников, сланцев и железисто-марганцевистых пород, ритмично переслаивающихся между собой. Мощность ее варьирует от 200 до 350 м. Железисто-марганцевистые рудоносные породы прослеживаются тремя горизонтами мощностью от 20 до 50 м и более.

Максимальные концентрации марганца и железа связаны с кремнистыми породами, образующими третьи элементы ритма кокбельской свиты. По структурно-текстурным особенностям кремнистые породы могут быть отнесены к яшмам и подразделены на субрадиоляриевые (с содержанием реликтов радиолярий и реже спикул губок от 15 до 45%) и кристаллические (до 5—10%).

Яшмы в основном сложены халцедон-кварцевой массой криптомикрозернистой структуры с рассеянной вкрапленностью гематита, браунита и гаусманита. Рудные минералы обуславливают макро- и микрослоистую текстуру яшм. Кроме рассеянного состояния, рудные минералы сконцентрированы с образованием конкреций и линзовидных слоев. В составе гипергенных минералов обнаруживаются: псиломелан-вад, лепидокрокит, гидрогетит, лимонит. В прожилках вместе с кварцем присутствуют кальцит и доломит; в тектонических брекчиях яшм устанавливаются хлориты.

Биогенно-хемогенная природа яшм устанавливается по реликтам кремнистых организмов, тонким прорастаниям нерудных и рудных минералов и одновременным осадконакоплениям кремнистого, рудного и органического материала. По сравнению с песчаниками и сланцами яшмы (кремнистые железисто-марганцевистые осадки) являются более глубоководными и удаленными от берега с периодическим проникновением течения струй кислородсодержащих вод. Течениевые струи устанавливаются по прослойкам тонко- и мелкозернистых песчаников.

В процессе метаморфизма первичная сланцевая текстура становится менее выраженной. Кремнистые железо-марганцевые бедные руды нередко черной окраски. Среднее валовое содержание марганца в них достигает 12%, при колебаниях от 9—10 до 27%; количество железа равно 11,8%. Средняя суммарная карбонатность 3,5%. По сравнению с предыдущими кремнистыми породами в железо-марганцевых бедных рудах содержание кремнезема

снижается в среднем до 50,3%. Отношение марганца к железу изменяется от 5:1 до 1:2. Содержание фосфора в рудах варьирует в  $n \cdot 10^{-1}$  процента. Концентрация фосфора изменяется из расчета одного процента марганца от 0,003 до 0,004%.

Спектральным анализом в числе элементов-примесей в яшмах, рудоносных яшмах и железо-марганцевых бедных рудах устанавливаются молибден и галлий — 0,001%; свинец, олово, ванадий — 0,001—0,01%; кобальт, никель, хром, барий — 0,01—0,1%. Наибольшие содержания в  $n \cdot 10^{-1}$ % для никеля, кобальта и хрома связаны с рудами. В нерудных кремнистых породах их содержание на один порядок снижается. Геохимическая ассоциация элементов семейства железа, проявленная в кремнистых рудоносных породах, может указывать на значительную роль ультраосновных пород в области питающей провинции, при выветривании которых образовались исходные компоненты для накопления рудоносных железо-марганцевых пород.

Сравнивая минералого-геохимические ассоциации Каратауской и Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон, можно отметить, что несмотря на резкие сдвиги в концентрациях элементов — накопление фосфора в Каратауской зоне, а железа и марганца — в Чаткало-Нарынской по сумме элементов, находящихся в породах этих структурно-фациальных зон с учетом ряда элементов примесей, имеются общие черты состава их питающих провинций. В этой ассоциации медь, висмут, мышьяк не фиксируются.

Медная минерализация во вторичных проявлениях в виде минерала узбекиита незначительно отмечена в древних комплексах Южной Ферганы (Карачатырская зона). Далее, на запад, в аналогичных древних комплексах Агалыка и Нуратау их меденосность несколько усиливается. В относительно значительных масштабах в виде самостоятельных медных минералов зоны окисления или в ассоциациях бирюзовой минерализации она прослеживается в Кызылкумах — Коктау, Каскыртау и др.

Изучение медного оруденения в средне- и верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы и сделанные Э. И. Кутыревым (1969) выводы о закономерностях размещения медного оруденения в различных фациальных комплексах могут быть использованы в исследовании и уточнении меденосных древних фациальных комплексов на территории Средней Азии и в частности в Кызылкумах. В порядке некоторого сравнения приведем основные геологические позиции размещения медного оруденения в эвенкинской свите среднего—верхнего кембрия и туранской свите верхнего кембрия. По всей территории медистые отложения развиты неравномерно как по площади, так и в разрезе. Медная минерализация приурочена к определенным горизонтам. В Ленской зоне их 6, в Приенисейской — 10. Максимальные концентрации меди приурочены к песчанистым и доломитистым известнякам и песчанистым доломитам. Рудная минерализация представлена преимущественно халькозином с терригенной примесью и пиритом, халькопиритом с преобладанием доломитовых разностей в карбонат-

ных породах. В Ленской зоне в отличие от Приенисейской максимальные количества меди до 7% содержатся в песчаниках подводнорусловых фаций силикатно-карбонатного состава. Оруденение связывается с определенными фаціальными типами отложений. К ним относятся водорослевые, песчанистые и глинистые известняки и доломиты, накопление которых происходило в условиях спокойной седиментации заливов и лагун, а также песчанистые известняки лагунных и прибрежно-морских фаций и подводно-дельтовые карбонатные песчаники. Медная концентрация отмечается в разрезах с резким фаціальным профилем и приурочена к зонам стыка участков с резко различными условиями седиментации. Прослеживается миграция (возрастное скольжение) во времени медистых отложений из одного литолого-фаціального комплекса в другой.

Формационный анализ вскрывает некоторые дополнительные стороны в обнаружении медного оруденения. Сравнительно высокие концентрации меди устанавливаются в тех разрезах, где молассовидная формация, минуя красноцветную, переходит в пестроцветную. Когда молассоиды непосредственно сочетаются с красноцветными, оруденение проявляется очень слабо или отсутствует. В условиях накопления медистых отложений образовывались песчаники и заливно-лагунные типы медистых сланцев. Первые в Ленской зоне образуют полосы длиной 100—150 км и шириной 15—20 км, вторые представлены полосами изометричной или эллиптической формы до 200 км. Более богаты медистым оруденением лагунно-дельтовые отложения. В широко развитых мелко-водно-морских осадках отмечается вкрапленность халькопирита и пирита. Эти осадки с относительно бедным оруденением образуют полосы шириной в 30—50 км (до 100 км) и длиной до 500 км.

При сравнении меденосных фаціальных комплексов Кызылкумов с рудоносными средне- и верхнекембрийскими отложениями юга Сибирской платформы обнаруживаются некоторые общие черты. В Кызылкумских меденосных формациях усиление медной концентрации связано в одних случаях с тонкосланцеватыми кремнисто-аргиллитовыми литофациями застойных зон или заливно-лагунного типа медистых сланцев. К этому типу относятся меденосные отложения Коктау, Тамдытау, Северной и Восточной зоны Каскыртау или кремнисто-карбонатные литофации (Ауминзатау).

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты. Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Акрамходжаев А. М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, 1960.
- Акрамходжаев А. М. [и др.]. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Ферганской впадине. Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Ангелов А. И., Баскакова М. И., Крапунова А. А. Обогащение фосфоритной руды Риватского месторождения. В сб. «Обогащение фосфоритных руд», Труды ГИГХСа, вып. 8, 1962.
- Арипов Э. А. [и др.]. Комплексное изучение глиен Чимшонского месторождения. Труды ВИНТИ, 1970.
- Архангельский А. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Амударьи. 1914.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность Западного Узбекистана. Ташкент, 1960.
- Баскаков М. П. Возрастное скольжение фосфоритных фаций в мезозое и кайнозое. ДАН УзССР, 1951, № 7.
- Баскаков М. П. Значение возрастного скольжения и других особенностей осадочных формаций в вопросах прогнозирования полезных ископаемых. «Узб. геол. ж.», 1959, № 3.
- Баскаков М. П. Фосфоритносность осадочных формаций Узбекистана и направление поисково-разведочных работ. «Узб. геол. ж.», 1961, № 3.
- Баскаков М. П. Анализ осадочных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
- Баскаков М. П. Разновидности, кристаллографические формы и элементы-примеси целестина. Материалы III научной сессии, вып. 326, М., 1966.
- Баскаков М. П. Минералоотложение в эпигенетических процессах эволюции состава природных растворов. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 23, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Баскакова М. А. К геохимии меди меденосных горизонтов нижнемеловой красноцветной толщи юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узб. геол. ж.», 1967, № 1.
- Баскакова М. А. Минералы меди нижнемеловой красноцветной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В кн. «Литология и полезные ископаемые Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Баскакова М. А. Распределение малых и редких элементов в меденосных горизонтах и вмещающих их породах нижнемеловой красноцветной толщи отрогов Гиссарского хребта. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 25, 1972.
- Бедер Б. А. Минеральные ресурсы Узбекистана. Ташкент, 1937.
- Бергман А. Г. Соляные озера и месторождения Средней Азии, Л., Химтеоретиздат, 1935.

- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Труды ИМГРЭ, вып. 12, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Васильковский Н. П. Геология гор Супетау, Ак-Бель и Ак-Чоп. Труды Таджикской базы АН СССР, т. IV, М.—Л., «Геология и геохимия», 1935, № 5.
- Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. Труды Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, 1951.
- Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. 1913.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, М., Изд-во «Наука», 1954.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. III, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вернадский В. И. Биосфера. М., Изд-во АН СССР, 1967.
- Виноградов А. П., Боровик-Романова. К геохимии стронция. ДАН СССР, т. XVI, 1945, № 5.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. В кн. «Геохимия», 1956, № 1.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. «Геохимия», 1956, № 2.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, «Геохимия», 1962, № 7.
- Власов К. А. Редкие элементы в земной коре. В кн. «Геохимия минер. и генетич. типы мн. редких элем.», т. 1, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Вялов О. С. Сопоставление палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма. ДАН СССР, т. 110, 1956, № 4.
- Габрильян А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности Ферганской депрессии. Изд-во АН УзССР, 1957.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, т. I и II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Герасимова В. В. Геолого-литологическая характеристика и условия формирования соленосной свиты Северо-Западной Ферганы. Труды ВНИИГ, вып. XI, М., 1960.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудопроявлении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 6.
- Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. «Изв. вузов», сер. геол. и разв., 1961, № 8.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Глотов В. Е. О связи сульфидного телетермального оруденения с битуминозностью на примере Корякско-Камчатской складчатой области Северо-Востока СССР. «Литология и полезные ископаемые», М., 1969, № 6.
- Грамм М. Н. Неогеновые отложения. В кн. «Стратиграфия УзССР», т. II, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы. Записки Узб. отд. всес. минер. об-ва, Изд-во «Фан» УзССР, вып. 9, 1956.
- Грим Р. Е. Минералогия глин (перевод с английского), М., ИЛ, 1959.
- Гроховский Л. М. Краткие итоги работ Арало-Каспийской сульфатной экспедиции за 1953—1957 гг., вып. 4., М., 1959.
- Джаббаров Н. Д. Изучение физико-химических свойств естественных и термоактивированных глин Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
- Дзен-Литовский А. И. Новое месторождение ископаемого природного сульфата натрия. «Природа», 1945, 1963, № 2, № 6.
- Дитмар В. И., Тихомиров В. И. Пермская галогенная формация Южного Казахстана. «Литология и полезные ископаемые», 1957, № 6.
- Жураев Ш. Сравнительная количественная характеристика фосфоритовых об-

- разований Обизаранга и степени их фосфатизации, «Узб. геол. ж.», 1967, № 4.
- Жураев Ш. Об образовании фосфатных зерен в алайских отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ДАН УзССР, 1970, № 1.
- Жураев Ш. Основные виды фосфатных образований в алайских отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта, «Узб. геол. ж.», 1970, № 3.
- Закиров М. З. История исследования монтмориллонитовых (бентонитовых) глин Узбекистана. В кн. «Бентониты Узбекистана», Изд-во АН УзССР, 1963.
- Закиров М. З. О фосфоритовых проявлениях Кермининского месторождения Бухарской области (Узбекская ССР). В кн. «Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана». Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Закиров М. З. Коллофан — типичный минерал аридного климата. ДАН УзССР, 1967, № 5.
- Закиров М. З. Коэффициент дисперсности глин как показатель динамичности бассейна. Труды ТашГУ, 1968.
- Закиров М. З., Хеиров М. Б., Королев Ю. М. Рентгенометрическое исследование глин Юго-Западного Узбекистана, «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
- Закиров М. З., Абдуллаходжаев А. А. Бентониты и их значение в сельском хозяйстве Узбекистана. «Сельское хозяйство Узбекистана», 1969, № 8.
- Закиров М. З., Мирсаидов М. М. Алунит из глин Чимиона (Узбекская ССР), «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.
- Закиров М. З., Григоренко В. А. О гипергенном изменении монтмориллонита из Шорсу (Узбекская ССР), ДАН УзССР, 1969, № 10.
- Закиров М. З., Саидходжаев Ш. Г. Гипергенные процессы в монтмориллонитовых глинах Узбекистана. В кн. «Исследование и использование глин и глинистых минералов», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1970.
- Закиров М. З. Главнейшие поисковые критерии бентонитовых и бентонитоподобных глин. В кн. «Исследование и использование глин и глинистых минералов», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1970.
- Закиров М. З. Генетические особенности образования эоценовых глин Узбекистана. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.
- Закиров М. З., Соколова М. Ф., Мирсаидов М. М. О полигорских глинах Ферганской впадины. «Узб. геол. ж.», 1972, № 1.
- Закиров М. З., Мирсаидов М. М. Влияние гипергенных процессов на качество бентонитовых глин. «Узб. геол. ж.», 1973, № 1.
- Зеленова О. И. Литология фации и технологические особенности отложений алайского яруса Таджикской депрессии. Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 53, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Ибайдуллаев Н. О. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1968, № 3.
- Ибайдуллаев Н. О. О распределении редких элементов в различных типах фосфатизированных костных остатков палеогеновых отложений Кызылкумов, «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
- Ибайдуллаев Н. О. О наличии биогенного процесса в образовании некоторых фосфоритовых горизонтов палеогена Кызылкумов (Западный Узбекистан). Тезисы докладов I Всесоюзного Совещания по палеобиогеохимии палеоэкологии. Изд-во Азерб. ГУ, Баку, 1969.
- Ибайдуллаев Н. О. Фосфоритоносность палеогеновых отложений Центральных Кызылкумов и их перспективы. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
- Ибайдуллаев Н. О. Вещественный состав и генезис фосфоритов палеогена Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1972, № 6.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Ильяшенко В. Я. Палеогеновые фосфориты Западного Узбекистана. В сб.

«Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана». Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

- Ильясенко В. Я. Фосфориты палеогеновых отложений Центральной части Средней Азии. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 6.
- Ильясенко В. Я. Геология фосфоритов мезозоя и кайнозоя Узбекистана и соседних районов Средней Азии и закономерности их геологического размещения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
- Ишниязов Д. П. [и др.]. Генетические типы мезозойских и кайнозойских галогенных формаций Узбекистана. Тезисы докладов, Изд-во «Наукова думка», 1971.
- Каледа Г. А. Некоторые данные о литологическом контроле гидротермального рудного оруденения. «Изв. вузов», сер. геология и разведка, 1960, № 11.
- Калицкий К. П. Целестин из нефтяных месторождений Шорсу. Труды Геолог. Комитета, вып. 167. Петроград, 1918.
- Каржаув Т. К. О характере и значении метасоматических замещений в образовании вторичных залежей целестина. «Изв. АН УзССР», 1955, № 6.
- Каржаув Т. К. Целестин в мезо-кайнозойских отложениях «пустынных районов Средней Азии». «Изв. Туркм. ССР», сер. физ.-техн., хим. и геол., 1964 а, № 3.
- Каржаув Т. К. Некоторые особенности проявлений целестиновой минерализации в мезозойских и кайнозойских отложениях Средней Азии. Труды проблемной лаборатории осадочных формаций и руд, вып. 3, М., Изд-во «Недра», 1964 б.
- Каржаув Т. К., Ибайдуллаев Н. О. Редкоземельные элементы в костных остатках рыб из меловых и палеогеновых отложений Центральных Кызылкумов. В сб. «Литология и полезные ископаемые мезозойских осадочных формаций Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Каржаув Т. К. [и др.]. Новые находки фосфоритов в палеогеновых отложениях Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.
- Каржаув Т. К., Смирнова С. К. Целестин в бухарских слоях Южного Узбекистана. В сб. «Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Карпунин А. М. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Таджикской депрессии. ДАН Тадж. ССР, т. VII, 1964, № 1.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Кесь А. С. Основные этапы развития Аральского моря. В сб. «Проблема Аральского моря», М., Изд-во «Наука», 1969.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. «Изв. АН СССР», т. I, 1946 и т. II, 1947.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гиперогенеза. Кн. 1 и 2, Минск, Изд-во «Наука и техника», 1967.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Макеев П. С. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов. Каракалпакия, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода карбонатов глинистых серных руд. «Геохимия», 1968, № 8.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мило Ж. Геология глин. Л., Изд-во «Недра», 1968 г.
- Минашина Н. Г. и Шувалов С. А. Пути использования земельных ресурсов Средней Азии под дальнейшее орошение и борьба со вторичным засолением. В кн. «Проблемы преобраз. природы Средней Азии», М., Изд-во «Наука», 1967.

- Миралимова Н., Отакузиев Э. О коллофановом фосфорите из бентонитового месторождения Каттакурган. В сб. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Миропольский Л. М. К генезису целестина в пермских отложениях окрестностей Казани и Юго-Восточной России. Труды об-ва естествоиспытателей природы при Казанском университете, вып. 4, 1926.
- Моисеева М. И. Минералогия Кураминского хребта. Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Записки ВМО, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Наковник Н. И. Вертикальная зональность постамагматического метасоматизма в формации вторичных кварцитов и пропилитов. Записки ВМО, ч. 92, вып. 4, 1963.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Панков М. А. Процессы засоления и рассоления почв Голодной степи. «Изд-во Мин. культуры УзССР», Ташкент, 1962.
- Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Петров В. П. Геологическое значение изменчивости и устойчивости глинистых минералов. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Петровская. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. Труды ВНИГРИ, вып. 76, М., 1967.
- Петрушевский Б. А., Зайцев Н. С., Ларин Н. И. Каратагские фосфориты. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. К вопросу о поступательно периодическом (стадийном) развитии фациальных ландшафтов. Бюллетень САГУ, вып. 25, Ташкент, 1947.
- Попов В. И. О разграничении сингенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород. «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 1.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. М., Изд-во «Недра», 1966.
- Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Роль входящих растворов в процессах альпийского рудогенеза в покровных осадках Средней Азии. Тезисы докладов на V Всесоюзном металлоген. совещании, Фрунзе.
- Попов В. И., Гусева А. К. Зональность рудопроявлений Средней Азии, парагенных с нефтью и газом. В сб. «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии», М., Изд-во «Недра», 1964.
- Поярков Н. Ф. Солеотложение Денгиз-Куль в теплый период года. Автореф. канд. дисс., Изд-во АН УзССР, 1955.
- Пуаре И. Б. Ходжентские месторождения поваренной соли, Труды ГГРУ, вып. 100, 1931.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. ч. 1, М.—Л., 1940.
- Раджабов Ф. Ш. Геология и рудоносность Сока-Заркентского участка. «Изв. АН УзССР», 1940, № 2—3.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Рубанов И. В. К минералогии современных солевых отложений Голодной степи. Вып. 15, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Рубанов И. В. Новая находка содовой минерализации в Средней Азии. ДАН УзССР, 1961, № 10.
- Рубанов И. В. Типы современных солевых отложений пустынных районов Узбекистана. В кн. «Полез. ископ. энерг. пес. пустынь и их использо-», Изд-во АН ТуркмССР, 1963.

- Рубанов И. В. К условиям накопления современных солевых отложений Узбекистана. «Узб. геол. журнал», 1963, № 5.
- Рубанов И. В., Мирахмедов М., Шарипова А. Ангидрит в современных солевых отложениях Сарыкамьшских озер. ДАН СССР, т. 158, 1964, № 3.
- Рубанов И. В., Неумеечева Н. Е. Некоторые особенности распределения лития, рубидия и цезия в современных солевых отложениях Узбекистана. ДАН УзССР, 1964, № 6.
- Рубанов И. В. Геология и минерало-геохимическая характеристика солевых отложений озера Денгиз-Куль. В сб. «Литология и осадочные полезные ископ. Узб.», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Рубанов И. В., Лунев В. Г. К вопросу об условиях накопления гипса в континентальных отложениях. «Узб. геол. ж.», 1966, № 1.
- Рубанов И. В. О плиоцен-антропогенном континентальном соленакоплении в пустынных районах Узбекистана. Труды III научной сессии ТашГУ, Изд. ТашГУ, 1967.
- Рубанов И. В. К условиям накопления континентальных солевых отложений. В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1972.
- Рубанов И. В., Давидзон С. П. Галогенез Барсакельмесской котловины на Устюрте. Записки Узб. отд. минер. об-ва, вып. 24, 1971.
- Рубанов И. В., Ишниязов Д. П. Состав и генезис глинистых минералов соляных озер Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1971, № 3.
- Сайдходжаев Ш. Г., Минакова Н. К. К стратиграфии нижних секций палеогена Ферганской впадины. В сб. трудов ИГИРНИГМ, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Сайдалиева М. С. Тектоника и закономерности формирования и размещения залежей нефти и газа Ферганской впадины. Автореф. доктор. дисс., Ташкент, 1969.
- Самойлов Я. В. К вопросу генезиса некоторых осадочных пород. В сб. «О целестине Туркестана», посвященном 25-летию научной деятельности В. И. Вернадского, 1914.
- Сартбаев М. К. Ритмичность и оруденение меловых отложений Южного склона Алайского хребта. В сб. «Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «ИЛИМ», 1966.
- Сафонова Л. И., Шамсутдинов З., Рубанов И. В. Влияние почвенно-геологической среды на развитие черного саксаула в Юго-Западных Кызылкумах. «Проблемы освоения пустынь», Ашхабад, 1972, № 1.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Каракум). В сб. «Вопросы минералогии осадочных пород», Львов, 1956.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Труды ВНИГРИ, спец. сер., вып. 2, Л., 1952.
- Слюсарева М. Н. Целестин района Шорсу. Осведомительный бюллетень научно-исследовательских работ треста «Средазгеолразведка», 1932, № 1.
- Смирнова С. К. Целестин в бухарских отложениях Сурхандарьинской депрессии. «Узб. геол. ж.», 1967, № 6.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. «Советская геология», 1958, № 5.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. В сб. «Геология месторождений горнохимического сырья», М., Госхимиздах, 1959.
- Соколов А. С. О генезисе самородной серы. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.
- Соколов А. С. Состояние и основные проблемы геологических исследований по самородной сере. В сб. «Геология месторождений самородной серы», М., Изд-во «Недра», 1969.
- Соседко А. Ф. Новые данные о месторождениях целестина в Туркмении, 1932.

- Соседко А. Ф. Полезные ископаемые Кызылкумов. «Социалистическая наука и техника», 1937, № 7.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре, броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В сб. «Вопросы минералогии, петрографии и геохимии», М., Изд-во «Наука», 1946.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III, 1962.
- Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Труды Ин-та нефт.-геол. разв., сер. А, вып. 112, 1939.
- Тахтамышев Н., Саттаров Н. С., Рубанов И. В. О гипсах и гипсоносных почвах Маликчульской степи. «Проблемы освоения пустынь», 1971, № 2.
- Тесленко Г. И. Диатомозные опоки сузакского яруса Ферганы. Труды Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4, 1950.
- Тесленко Г. И. О бентонитовых глинах Узбекистана. Материалы по геологии, минералогии и использованию глин (информационный бюллетень), М., 1960.
- Тетюхин Г. Ф. К вопросу о формировании четвертичного покрова Карнабчульской степи. Труды САГУ, нов. сер., вып. 12, 1958.
- Туаев Н. П. Южное продолжение нефтеносного района Хаудаг. Материалы по геологии Средней Азии, вып. 8, 1936.
- Уклонский А. С. Алуниты и квасцы Средней Азии и проблема их использования. Минеральные богатства Средней Азии, Труды ОНТИ Химтеорет., Л., 1935.
- Уклонский А. С. Геохимическая характеристика Шорсуйского серного района. В сб. «Полезные ископаемые Шорсу», Ташкент, 1935.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд-во УзФАН СССР, 1940.
- Ферсман А. Е. Русские месторождения сульфидных глин. Петроград, 1919.
- Хекс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений, М., Изд-во «Мир», 1964.
- Чалов П. И., Тузова Т. В., Мусин Я. А. Изотопное отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в природных водах и его использование для ядерной геохронологии. «Геохимия», 1964, № 5.
- Черневский Н. Н. К минералогии возгонов угольных пожаров. ДАН УзССР, 1969, № 10.
- Чухров Ф. В. О глинистых минералах сульфидных месторождений. В сб. «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР», М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Эгамбердыев М. Э. Новые фосфоритовые горизонты в верхнемеловых и палеогеновых осадочных формациях (Кызылкумы). В сб. «Научные работы аспирантов АН УзССР», Ташкент, 1958.
- Юсупова С. М. Коллоидно-химические свойства глин Узбекистана. Изд-во УзФАН СССР, 1941.
- Юшкин Н. П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. «Геохимия», 1962 а, № 8.
- Юшкин Н. П. Геологические особенности и генезис серных месторождений Шорсу. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962 б, № 4.
- Юшкин Н. П. О минеральном парагенезисе осадочных месторождений самородной серы. «Минералог. сборник», вып. 7, 1963.
- Юшкин Н. П. Возраст экзогенных месторождений серы. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 1.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза. В сб. «Геология месторождений самородной серы», М., Изд-во «Недра», 1969.

- Яковлева Н. А. Серное месторождение Шорсу и роль тектоники в его образовании. В сб. «Геология месторождений самородной серы», М., Изд-во «Недра», 1969.
- Barnes V. E., 1933 Metallic minerals in anhydrit caprock Windfield salt dome, Louisiana. Amer. Mineralogist, vol. 18, no. 8.
- Bragg W. L., 1924 B. The refractive indices of calcite and aragonite. Proc. Roy. Soc. London, vol. 105, a.
- Brown L. S., 1930. Types occurrence and probable origin of Texas celestite. Amer. Mineralogist. vol. 15, no. 3.
- Goldman M. J., 1952. Deformation al metamorphism and mineralization in gypsum—anhydrite caprock. Bull. Geol., Soc., America, t. 50.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Н. П. Петров, Д. П. Ишнйязов, М. М. Мирахмедов. Сульфатоносные отложения Узбекистана . . . . .	6
Т. К. Каржаув. Эпигенетический целестин в мел-палеогеновых образованиях . . . . .	25
И. В. Рубанов. Неоген-антропогеновые сульфатоносные образования . . . . .	49
Н. П. Петров, Ш. Жураев, Н. Ибайдуллаев, Н. Миралимова. Фосфатоносность палеогеновых отложений Западного и Юго-Западного Узбекистана . . . . .	75
М. З. Закиров, Г. И. Тесленко, М. Мирсаидов. Глины палеогена Ферганской впадины . . . . .	98
М. П. Баскаков. Минералообразование в процессах эпигенеза в послепалеозойских осадочных отложениях Южного и Западного Узбекистана . . . . .	131
Литература . . . . .	155

ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА  
И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

*Утверждено к печати*  
*Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева,*  
*Отделением «Науки о Земле» АН УзССР*

Редактор Л. Ежова  
Художник П. Н. Хапилин  
Технический редактор Х. У. Карабаева  
Корректор Т. Исмагуллаева

Р05321. Сдано в набор 27/11-73 г. Подписано к печати 25/IV-73 г. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бум. тип. № 1. Бум. л. 5,375. Печ. л. 10,75. Уч.-изд. л. 11,0. (1 вкл.). Изд. № 435. Тираж 650.  
Цена 1 р. 23 к. Заказ 80.

Типография Изд-ва «Фан» УзССР, г. Ташкент, ул. Черданцева, 21.  
Адрес Изд-ва: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

В 1973 г.  
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „ФАН“ УзССР  
ВЫЙДУТ В СВЕТ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Покровский А. В.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА  
(ПОД РЕД. ЧЛ.-КОРР. АН УзССР И. Х. ХАМРАБАЕВА).

На русском языке. 15 изд. л. 1000 экз. Цена 1 р. 90 к.

В работе приводятся результаты изучения своеобразных древних метаморфических толщ Южного Узбекистана, ранее слабо освещенных в литературе.

Дана детальная характеристика структурно-тектонической позиции, строения, состава и минеральных парагенетических пород фации, условий формирования этих толщ, а также особенностей проявления метаморфических процессов в различных структурно-формационных зонах. Показана важная роль метаморфизма в составлении сиалической оболочки земной коры и эндогенном рудообразовании.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, особенно занимающихся проблемами тектонико-магматического развития подвижных зон, метаморфизма и рудообразования.

Касымов С. М., Исламов А. И. и др.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ  
(ПОД РЕД. ЧЛ.-КОРР. АН УзССР Н. А. КЕНЕСАРИНА).

На русском языке. 25 изд. л. 1000 экз. Цена 2 р. 90 к.

В работе впервые обобщены результаты многочисленных инженерно-геологических исследований Средней Азии.

Изложены принципы инженерно-геологического районирования территории Средней Азии. Описаны природные условия, основные черты геологического строения, геоморфологические условия. Дается инженерно-геологическая оценка всех геолого-генетических комплексов пород, развитых в каждом регионе, описываются их вещественный состав и физико-механические свойства. По каждому региону даются рекомендации по освоению территории для комплексного строительства.

Монография рассчитана на геологические, проектные, строительные организации, а также на преподавателей вузов.

Цена 1 р. 23 к.

878