

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования Российский университет дружбы народов (РУДН)

На правах рукописи

Георгиевский Алексей Федорович

АФАНИТОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ПРОМЫШЛЕННЫХ ФОСФОРИТОВ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ТИПЫ РУД, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ И УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ (НА ПРИМЕРЕ ОКИНО-ХУБСУГУЛЬСКИЙ БАССЕЙНА).

Специальность 25.00.11 Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых; минерагения.

диссертация

на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Москва - 2016 г.

С о д е р ж а н и е

	Стр.
Введение	5
Глава 1 Фосфоритность Окино-Хубсугульского бассейна.....	14
1.1.Краткий геологический очерк.....	14
1.2.Основные черты геологии и стратиграфии региона.....	20
1.2.1. Характеристика фосфоритных отложений.....	21
1.2.1.1. Общие сведения, строение и корреляция опорных разрезов фосфоритных свит и обоснование их возраста.....	21
1.3.Фосфоритовые месторождения ОХФБ.....	40
1.3.1. Харанурское месторождение.....	40
1.3.1. а. Характеристика фосфоритных пластов	48
1.3.2. Боксонское месторождение	53
1.3.3. Ухагольское месторождение.....	57
1.3.4. Месторождение Улеин – Даба.....	72
1.3.5. Хубсугульское месторождение.....	74
1.3.5. а. Характеристика фосфоритной пачки Онголигнурского участка.....	78
1.3.5. б. Характеристика фосфоритной пачки Урундушского участка.....	96
1.3.5. в. Характеристика фосфоритной пачки Джинхайнского Участка.....	97
1.3.5. г. Характеристика верхней (непромышленной) фосфорит- ной пачки.....	99
1.3.6. Месторождение Манхан – Ула	101
1.3.7. Бурэнханское месторождение.....	102
1.3.8. Цаганнурское месторождение	119
1.4. Минералого-петрографическая характеристика и вещественный состав фосфоритов.....	113
1.4.1. Литологические типы фосфоритов.....	151
1.4.2. Макротекстуры фосфоритов.....	164
1.4.3. Микроэлементный состав и геохимические особенности фосфоритов.....	159
1.5. Условия формирования месторождений.....	205

1.5.1. Стадии и этапы формирования фосфоритов.....	205
1.5.2. Особенности локализации фосфорного оруденения в раз- резе свиты и фосфоритных пачек.....	238
1.5.3. Палеотектонические и фациальные реконструкции условий формирования месторождений и особенности локализации фосфоритов.....	247
1.5.4. Фациальная изменчивость фосфоритоносной забитской (дооднурской) свиты и основные черты палеогеографии ОХФБ в забитское (дооднурское) время.....	268
1.5.5. Особенности локализации фосфорного орудения на площади ОХФБ и некоторые аспекты фосфоритообразования.....	272
1.5.6. Палеоклиматические обстановки времени фосфатонакопления.....	282
1.5.7. Палеосоленость бассейна фосфатонакопления.....	290
1.5.8. К вопросу об источнике фосфора.....	292
1.5.9. Сопоставление ОХФБ с другими бассейнами мира.....	294
1.6.0. Перспективная оценка региона и рекомендации по поискам фосфоритов.....	300
Глава 2. Типы фосфоритовых руд Окино-Хубсугульского бассейна и факторы, влияющие на их обогатимость.....	302
Глава 3. Биоготехнологические методы обогащения минерального сырья.....	311
3.1. Инновационные технологии обогащения фосфатных руд, основанные на биологической деятельности организмов.....	315
3.1.1. Микробиологическое обогащение низкокачественных фосфатных алюмосиликатных руд.....	316
3.1.1.а. Бактериально-химическое выщелачивание фторapatита на основе использования тионовых микроорганизмов.....	320
3.1.1.б. Исследования по аккумуляции фосфатов кальция из продуктивных выщелачивающих растворов.....	322
3.1.2. Микробиологическое обогащение карбонатных фосфатных руд и их техногенных отходов.....	323
3.1.2.а. Экспериментальные биоготехнологические исследования по деструкции и биохимическому выщелачиванию кальцита..	324

3.1.2.б. Результаты биохимического выщелачивания кальцита и доломита культуральными жидкостями из фосфатного сырья.....	330
3.1.2.в. Исследования по эффективности регенерации отработанных культуральных жидкостей.....	344
3.1.2.г. Результаты моделирования микробиологической технологии обогащения карбонатных фосфоритов методами химико-кислотного выщелачивания.....	346
3.1.3. Микробиологическое обогащение комплексных редкометальных фосфатных руд сложного состава и перспективы применения методов биогеотехнологии для очистки фосфоритов от токсичных микропримесей.....	346
Глава 4. Преобразование вещества гипсовых отходов производства ортофосфорной кислоты при их утилизации методом прессования.....	354
4.1. Вещественный состав и петрографические особенности гипсовых отходов Воскресенского химкомбината	355
4.1.1. Общая характеристика фосфогипса.....	356
4.1.2. Петрографическая характеристика рыхлого фосфогипса.....	357
4.1.3. Петрографическая и электронно – микроскопическая характеристика прессованного фосфогипса.....	359
4.1.4. Результаты исследований прессованного фосфогипса при помощи микронзондового анализа.....	370
4.1.5. Минеральный состав прессованного фосфогипса по данным рентгенофазового и термического анализов.....	375
4.1.6. Характеристика гипсового вещества.....	378
4.1.6. а. Результаты рентгено-структурных исследований.....	378
4.1.6. б. Результаты химических исследований.....	380
4.1.6. в. Результаты термического анализа.....	381
4.1.6. г. Результаты изучения гипсового вещества методами инфракрасной спектроскопии и электронно – парамагнитного резонанса.....	384
4.1.6. д. Результаты изучения микропримесей.....	386
4.1.6. е. Результаты изотопного анализа.....	388
4.1.6. ж. Результаты опытов по растворению разновидностей гипса.....	390
Заключение.....	394
Список литературы.....	396

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность и постановка проблемы исследования.

Средняя урожайность зерновых в России в три раза меньше, чем в Западной Европе (2,6 т/га против 7-8 т/га). Страна импортирует до 50% мясо-молочной продукции, находясь под жестким давлением западных экономических санкций. Налицо очевидная угроза национальной безопасности государства. Кардинально изменить положение дел может скорейшая организация высокоэффективного сельскохозяйственного производства, реанимация заброшенных земель, создание мощной кормовой базы для отечественного животноводства. Успешное решение столь масштабной задачи в значительной степени зависит от экономического состояния отраслей промышленности, «обслуживающих» сельское хозяйство, в том числе, производства фосфорных минеральных удобрений. Фосфор – это жизненно важный химический элемент, который участвует в строении клеточной ткани растений и животных. Он входит в структуру их генов, т.е. отвечает за воспроизводство организмов и передачу их потомкам наследственной информации. При дефиците фосфора в почвах у растений нарушаются обменные процессы, и они плохо усваивают калий и азот и не могут нормально развиваться.

Содержание фосфора в почвах определяется объемами вносимых удобрений. В России более половины сельхозугодий относятся к категории низкоплодородных, и, для получения устойчивых урожаев, ежегодное потребление фосфатов по стране должно быть, по данным РАСХН, не менее 1,2 млн т, в то время как реально их объемы не превышают 500 тыс. т P_2O_5 . В странах ЕС для восстановления плодородия почв вносятся от 121 до 242 кг/га минеральных фосфатов, в то время как в России – чуть более 13 кг/га (Ангелов и др. 2015). Причины дисбаланса многофакторные – и одной из важнейших из них является крайне неудовлетворительное состояние отечественной фосфатно-сырьевой базы. Россия по ресурсам фосфатного сырья занимает третье место в мире. Однако, инвестиционно привлекательными являются только апатиты Кольского региона, где сосредоточены практически все действующие горно-добычные предприятия страны. В год ими выпускаются около 10 млн. т фосфатной продукции, главным образом, отправляемой на экспорт. Основная часть ресурсов (~90%) представлена низкокачественными, труднообогатимыми фосфоритовыми рудами, промышленно оцененные запасы которых целиком приурочены к Европейской части страны. До недавнего времени они активно обрабатывались, но сейчас по экономическим причинам консервированы.

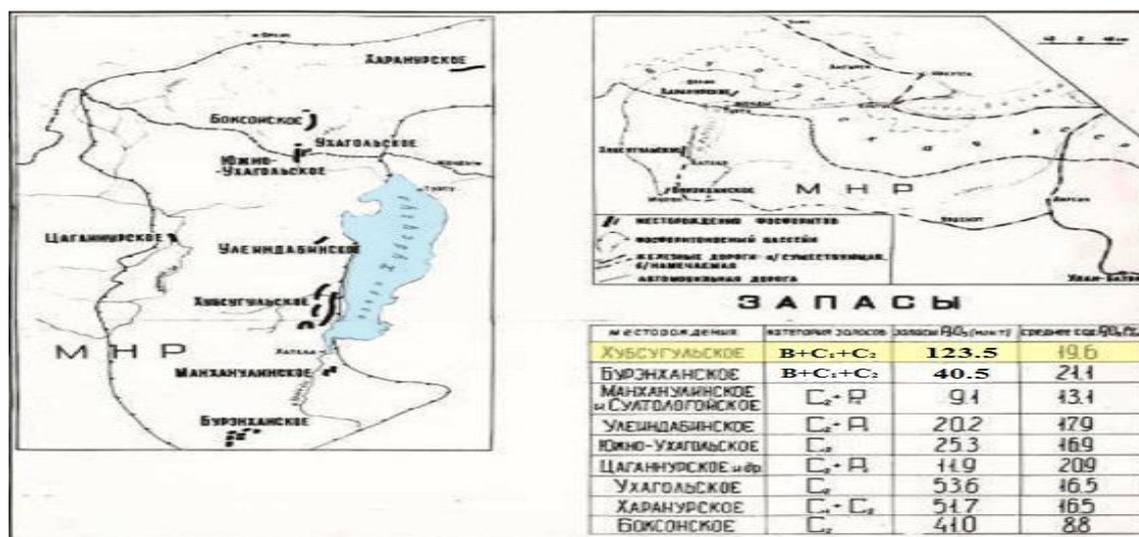


Рис.1. Окино-Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.

Еще более сложная ситуация сложилась в Сибири и Дальнем Востоке, где потребление фосфатов не превышает 30% от существующих нормативов. Здесь, несмотря на значительное количество установленных месторождений, все еще не выявлено объектов для рентабельного производства фосфорных удобрений. Отсутствие качественной сырьевой базы вынуждает импортировать удобрения из соседних государств, либо ввозить их с запада страны, затрачивая на это огромные средства. В свете этого, пристальное внимание привлекают регионы с потенциально промышленными месторождениями, способными в ближайшем будущем, при благоприятной экономической конъюнктуре, стать крупными центрами производства удобрений. В Сибири один из таких регионов известен на юге Бурятии в Юго-Восточных Саянах, где выделяется Окино-Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ОХФБ), занимающий обширные пограничные площади России и Монголии (рис.1). Здесь выявлены 11 месторождений фосфоритов с только разведанными запасами в 360 млн. т P_2O_5 . Половина из них сконцентрированы на трех отечественных месторождениях: Ухагальском, Харанурском, Боксонском. К сказанному следует добавить, что в конце прошлого века по Хубсугульскому и Буренханскому месторождениям в Монголии была подготовлена документация по совместному их освоению. Однако, начавшиеся экономические преобразования в хозяйственных структурах двух государств затормозили реализацию этого проекта. Из сказанного следует, что Окино-Хубсугульский бассейн представляет собой арену мощного промышленного фосфатонакопления и, с этой точки зрения, достоин пристального внимания в практическом и в научном плане. В последнем случае особое место занимает проблема эффективности прогнозно-поисковых работ по выявлению высококачественных либо легкообогатимых фосфоритов. Данная проблема не ограничивается одним конкретным бассейном, а является «больной» темой всей фосфатной геологии в целом. Успешное ее решение зависит от прочности теоретических

разработок, которые должны опираться на знаниях геологических закономерностей локализации фосфоритов и условий их образований. Отечественными геологами еще в прошлом веке был сформулирован комплекс поисковых предпосылок, позволивших на стадии мелкомасштабных прогнозно-поисковых работ установить целый ряд перспективных фосфоритоносных территорий и месторождений.

Вместе с тем, существующие представления о фосфогенезе в значительной степени исчерпали свой потенциал для развития прогнозно-поисковых исследований. Удовлетворительно работая для целей мелкомасштабного прогноза (на формационном уровне), они не способны решить задачи средне - и крупномасштабных поисковых работ, нацеленных на открытие залежей богатых фосфоритов. В свою очередь, необходимая для этого методика средне - и крупномасштабного прогнозирования будет эффективной, если сможет реально отразить факторы, контролировавшие формирование и размещение фосфоритов в пределах месторождений.

Вслед за Н.А. Красильниковой (1966), автор считает, что происхождение различных типов фосфоритов и их месторождений не может быть объяснено одной универсальной гипотезой. Опыт изучения Окино - Хубсугульского и других бассейнов показывает, что нет абсолютно одинаковых месторождений и составляющих их залежей. Каждое из них - индивидуальное природное образование, и без учета этого момента невозможно создать целостную картину фосфатонакопления и, следовательно, вести эффективные поиски месторождений богатых и легко обогатимых фосфоритов. Поэтому в настоящей работе значительное место уделено обобщению геолого-генетических результатов, полученных при проведении предварительной и детальной разведок на основных месторождениях бассейна. С генетических позиций данные месторождения являются наиболее яркими представителями крупных (промышленных) скоплений так называемых слойковых афанитовых фосфоритов. Впервые они, как петрографический тип, были выделены и подробно описаны Н.А. Красильниковой (1966) в Алтае – Саянской складчатой области среди верхнерифей - нижнекембрийских карбонатных толщ. Пик афанитового промышленного фосфатонакопления приурочен к недавно выделенной эдиакарской системе неопротерозоя, с которой связана венд-раннекембрийская глобальная эпоха фосфоритообразования, проявившаяся практически на всех континентах (Яншин и др., 1986). Традиционно эта эпоха считается временем массового формирования микрозернистых фосфоритов, образующих крупные месторождения и фосфоритоносные бассейны. На развитии афанитовых фосфоритов обычно внимание не заостряется, поскольку считается, что они не имеют самостоятельного значения и рассматриваются как производные микрозернистого фосфогенеза. На этом фоне показательны месторождения ОХФБ, где афанитовые руды являются главной

формой мощно выраженного древнего фосфатонакопления, охватившего площади в тысячи км². Помимо ОХФБ, они известны также в Китае, Индии, Австралии, Бразилии, Западной Африке.

С генетической точки зрения афанитовые фосфориты остаются спорными образованиями. Благодаря ритмичному тонкослойчатому строению они долго служили примером хемогенного механизма осаждения фосфата. В широко известной классификации, предложенной А.С. Соколовым (1995), месторождения афанитовых фосфоритов помещены в один хемогенный класс вместе с микрозернистыми фосфоритами и рассматриваются как частный их случай. Однако, такие воззрения не согласуются с результатами предварительных и детальных разведок, а также с данными научно-исследовательских работ в ОХФБ. Анализ геологических материалов показывает, что среди выделяемых типов месторождений, «афанитовые» их разности принципиально отличаются по многим генетическим параметрам.

С фосфатной тематикой тесно переплетаются проблемы обогатимости фосфоритов и утилизации отходов их переработки. С этими проблемами сталкиваются во всем мире, но особенно они актуальны для России, поскольку фосфоритовые руды, стоящие на государственном балансе запасов, относятся к труднообогатимым и нуждаются в многоуровневом технологическом переделе. Несмотря на применяемые сложные и, как правило, дорогостоящие схемы обогащения, получают концентраты в основном невысокого качества, что негативно отражается на себестоимости удобрений. Необходимы совершенно новые идеи, способные дать толчок нестандартным решениям в области «экологически чистых» и экономичных методов обогащения, а также в использовании попутных техногенных продуктов.

Таким образом, принимая во внимание вышеизложенное, **целью работы** настоящей диссертации является: 1. Выявить условия фосфогенеза в начале эдиакарской эпохи фосфатонакопления. 2. Доказать, что специфической особенностью его было формирование своеобразных конкреционно-слойковых афанитовых фосфоритов, месторождения которых следует рассматривать в качестве самостоятельного генетического типа. 3. Предложить на уровне, подготовленном для практического использования, принципиально новые экологически безопасные, эффективные методы обогащения фосфоритов и утилизации отходов их переработки.

Задачи работы. 1).Разносторонняя детальная геологическая характеристика месторождений конкреционно – слойковых афанитовых фосфоритов с целью разработки теоретической модели условий формирования крупных скоплений богатых или легко обогатимых руд данного типа, необходимой для обоснования методики их поисков. В качестве

объекта исследования выбирается ОХФБ, поскольку здесь сосредоточены наиболее значительные разведанные скопления афанитовых фосфоритов. 2). Проведение сравнительного анализа элементов модели с генетическими особенностями месторождений других бассейнов для выяснения правомерности выделения месторождений афанитовых фосфоритов в качестве самостоятельного генетического типа. 3). Анализ теоретических аспектов технологической минералогии фосфоритовых руд ОХФБ и факторы их обогатимости; последовательность формирования технологических свойств руд как отражение стадийности процессов становления и вторичных изменений фосфоритов. Влияние установленных технологических свойств руд на эффективность существующих обогатительных технологий. 4). Разработка принципиально новых, экологичных способов обогащения фосфоритов на основе методов биогеотехнологии с привлечением полезной деятельности микроорганизмов для селективной деструкции минералов и интенсификации процессов очистки фосфатного сырья. 5). Проведение анализа существующих технологий утилизации техногенных отходов переработки фосфатного сырья и обоснование новых возможностей в решении данной проблемы.

Научная новизна. 1). Выделен самостоятельный потенциально-промышленный генетический тип месторождений – афанитовых фосфоритов. Разработана их модельная конструкция, на основе которой установлены факторы, контролирующие размещение месторождений по площади и разрезу и, следовательно, таким образом, получен инструмент для проведения средне – и крупномасштабных прогнозно-поисковых работ на месторождениях данного типа. 2). Впервые обнаружено присутствие в древних фосфоритах фосфорорганических соединений. 3). Выявлены процессы вторичных изменений фосфоритов, последовательность и масштабность их протекания; показано, что они являются важнейшими факторами, определяющими эффективность применения технологических способов и схем обогащения фосфоритов руд. 4). Разработан до уровня практического использования новый экологически чистый и эффективный метод микробиологического обогащения фосфоритов, способный успешно решать задачи по очистке и извлечению фосфата из разных типов руд, концентратов и хвостов обогащения. 5). Установлены процессы, контролирующие результаты микробиальной «атаки» минерального вещества фосфоритовых руд при их обогащении методами биогеотехнологии, что позволяет целенаправленно изменять технологические параметры режимов обогащения. 6). Дано теоретическое обоснование процессов преобразования вещества фосфатных отходов при их утилизации методом прессования. Доказано, что под воздействием динамических нагрузок происходит неоднократная трансформация фосфатно - сульфатного вещества из кристаллического в аморфное состояние, сопровождающаяся атомарно – ионными перегруппировками в его

структуре и изменением прочностных и других физических свойств материалов, получаемых из перерабатываемых отходов.

Фактический материал. Настоящая работа подводит итог тридцатилетних исследований автора по фосфатной тематике Сибири и окружающих ее регионов. Она начата в Государственном институте горно-химического сырья и завершена в Российском университете дружбы народов. В основе ее лежат результаты разведки и подсчета запасов фосфоритовых месторождений, которые изучались в конце прошлого века. Автор принимал активное участие в этих работах, занимаясь типизацией и технологическим опробованием руд и, следовательно, обладал всей полнотой геологических материалов по данным объектам. В ходе типизации им задокументированы и изучены сотни скважин, горных выработок, природных и искусственных обнажений, суммарно вскрывающих не менее 70 км геологических разрезов, из которых 40 км приходится на продуктивные пачки и фосфоритовые пласты. Всего в диссертации использованы данные по более чем трем десяткам месторождений и проявлений фосфоритов Окино-Хубсугульского, Алтае – Саянского, Слюдянского, Уральского, Центрально – Европейского, Каратауского, Средне - Азиатского, Китайского и др. бассейнов. В качестве опорных объектов выбраны крупные разведанные месторождения ОХФБ, где автором изучено от 90 до 100% разведочных выработок. С помощью методов математической статистики были обработаны тысячи анализов по керновым, штучным и групповым пробам, что дало возможность выявить закономерности изменения вещественного состава, строения и локализации в разрезе и по площади рудных тел, пачек, толщ, а также установить их фациальные соотношения с вмещающими отложениями.

За многие годы автором изучены сотни шлифов, аншлифов и иммерсионных препаратов, позволивших получить разностороннее представление о фосфоритах и сопровождающих их породах; составить обширный банк данных по текстурно – структурным и вещественным особенностям руд и на их основе разработать генетическую классификацию фосфоритов. Исследования сопровождались детальным изучением вещества с использованием современных приборных возможностей, включая прецизионные виды анализов мономинеральных фракций. Помимо традиционных определений химического состава пород, руд и минералов проведены сотни замеров их параметров при помощи рентгенофазового, рентгено-структурного, микронзондового, фторометрического, термического, термобарометрического, ИК-спектроскопического, центрифугального, гаммаактивационного, электронно-микроскопического, изотопного, люминесцентно-битуминологического, палеонтологического анализов, а также метода индукционно-связанной плазмы (ISP).

Анализы выполнялись в лабораториях ГИГХСа, МГГУ, ГИНа, ИЛСАНа, ИГиРГИ, ВНИИЯГа, ВНИИСТРОМа, РУДН, ИМГРЭ.

Значительный объем информации получен по каменным коллекциям и шлифотекам, имеющимся на кафедре МПИ РУДН, а также любезно предоставленным автору геологическим музеем ГИГХСа. Помимо этого, в работе использовались данные, накопленные в фондах геологических партий ПГО «Бурятгеология», Бурятского филиала АН РАН, Вос-тСНИИГиМС, ГИГХСа и других организаций. Наконец, при сопоставлении особенностей фосфоритовых бассейнов и месторождений широко привлекались материалы российских и иностранных ученых, опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях.

Фактической основой экспериментальных разделов диссертации по новым обогатительным технологиям и способам утилизации фосфатных отходов были результаты многочисленных опытов, проведенных автором в содружестве с учеными институтов ГИГХС, ИБФМ РАН, ИНМИ РАН, научно-производственных фирм «Агроэко» и «Юнитекс». Проводился многоцелевой отбор бактериальных культур и продуктов их жизнедеятельности (культуральных жидкостей), способных эффективно взаимодействовать с минералами фосфоритовых руд; устанавливались питательные среды и режимы, наиболее благоприятные для развития микроорганизмов и протекания биохимических реакций; изучался механизм и кинетика микробиального взаимодействия с различными видами фосфатсодержащего сырья; нарабатывались необходимые объемы биогенных реагентов; анализировалась эффективность технических и аппаратурных решений при проектировании и строительстве обогатительной установки; оценивались состав и технологические свойства полученных микробиальных фосконцентратов.

Не менее детально изучены фосфатные техногенные отходы. В качестве экспериментальной базы выбраны грандиозные отвалы, накопленные за многие десятилетия на Воскресенском химкомбинате в Московской области. Подобные горы отходов сопровождают все перерабатывающие фосфатные предприятия и, следовательно, решение рассматриваемой проблемы является весьма актуальной задачей. Исходными данными при ее решении были результаты многочисленных опытов по прессованию и выяснению поведения вещества отходов под воздействием нагрузок при разных динамических режимах. В ходе экспериментов преобразование отходов изучалось методами микроскопии, рентгенофазового, ИК-спектроскопического, рентгеноструктурного, изотопного, микрозондового, термического, электронно-микроскопического и ISP анализов. Всего выполнено более сотни различных аналитических определений; поставлены десятки экспериментов по моделированию основных процессов.

Практическая ценность и реализация работы. 1). Впервые разработана и проведена геолого – технологическая типизация руд ОХФБ; отобраны их многотонажные пробы, по результатам изучения обогатимости которых составлялись временные и постоянные кондиции для подсчета запасов разведанных месторождений бассейна. 2). Выявлено влияние вторичных изменений руд на эффективность методов обогащения. 3) Установлены закономерности локализации фосфоритовых залежей, имеющие прикладное значение для поисковых и разведочных работ. 4) Даны рекомендации по поискам фосфоритов в пределах ОХФБ и других районах Сибири (Боксон-Сархойский и Ильчирский синклинии, западный склон Анабарского щита, север Енисейского кряжа, Игарский район, Патомское нагорье, Иркутский амфитеатр.). 5) Материалы диссертации вошли в «Исходные данные для ТЭО перспектив развития региона», учтены при доработке геологической карты м-ба 1:200 000 и объяснительной записке к ней, использовались в отчетах партий ПГО «Бурятгеология», а также в ряде заключений экспертных комиссий Министерства геологии бывшего СССР. 6). Разработан до уровня практического применения новый экологически чистый и эффективный метод микробиологического обогащения фосфоритов, способный успешно решать задачи по очистке и извлечению фосфата из разных типов фосфоритных руд, концентратов и хвостов обогащения. 7) Подтверждены широкие возможности метода прессования для утилизации фосфогипсовых отходов фосфатного производства.

Защищаемые положения. 1. Из эдиакарской эпохи фосфатонакопления выделяется начальный ее этап, когда единственный раз в истории Евразии сложились условия, при которых процессы диагенеза были самодостаточными для формирования промышленных скоплений конкреционно-слойковых афанитовых фосфоритов – уникальных природных образований, возникших при массовой фосфатизации осадков.

2. Месторождения афанитовых фосфоритов – это самостоятельный генетический тип промышленных скоплений руд, поскольку по важнейшим классификационным параметрам – генетическому, палеотектоническому, фациальному и геохимическому они принципиально отличаются от месторождений других фосфоритов.

3. Современные технологии обогащения фосфоритного сырья исчерпали свои возможности. Они не способны дать толчок к повышению рентабельности разрабатываемых и подготовленных к отработке месторождений. Принципиально новые перспективы открывают методы биогеотехнологии, которые позволяют эффективно и экологически безопасно извлекать минеральные компоненты из руд, концентратов и хвостов обогащения под воздействием микроорганизмов или продуктов их метаболизма.

4. Среди отходов фосфатных предприятий львиная доля приходится на техногенный фосфогипс, утилизацию грандиозных отвалов которого сдерживает отсутствие эффективных перерабатывающих технологий. Метод прессования фосфогипса, имитирующий динамометаморфический процесс низких

ступеней, открывает широкие возможности по использованию получаемого искусственного гипсового камня, не уступающего по свойствам природным аналогам. От последних новообразованный гипс отличается структурно-вещественными параметрами, что также способствует успешному применению переработанного фосфогипса.

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались автором на Третьем Всесоюзном семинаре «Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций», Ленинград, (1976), трижды на секции Осадочных пород Московского общества испытателей природы (1976,1982,1984), на Всесоюзных совещаниях «Проблемы поисков и оценки минерально-сырьевых ресурсов», Люберцы (1980), «Проблемы геологии фосфоритов» Талин, (1988), «Эпохи промышленного фосфоритообразования и перспективы развития сырьевой базы» Люберцы (1990), «Фосфориты и глаукониты», Люберцы, (1991), «Фосфориты и фосфогенез», Люберцы (1992), на конференциях профессорско - преподавательского состава и аспирантов МГРИ (1982,1984), на геологической секции Ученого Совета ГИГХС (1976,1984,1985,1989), неоднократно на НТС Окинской Экспедиции ПГО «Бурят-геология», на Всероссийских симпозиумах «Проблемы фосфатной геологии», Люберцы, (1995), «Проблемы фосфатного сырья России», Мелеуз, (1998), на XXXII Научной конференции «Технические науки» РУДН (1996), на конференции «Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природноохранные технологии освоения недр», РУДН (2002), на научной конференции аспирантов, преподавателей и ученых, РУДН (2003), на конференциях «Современные инженерные технологии», РУДН (2004-20013), на III- IX международных конференциях «Новые идеи о науках о Земле» МГГУ (1997, 1999, 2001, 2003, 2005, 2007, 2009), на Всероссийских литологических совещаниях в Санкт-Петербурге (2012 г.), Новосибирске (2014), Москве (2015), а также на геохимическом совещании в г. Сыктывкаре (2014 г.)

Публикации. По теме диссертации опубликовано более 50 статей (19 в журналах ВАК), 2 коллективных монографии, а также написаны 15 научно - производственных отчетов.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из трех частей. В первой части характеризуется фосфоритоносность ОХФБ и обосновывается положение о правомерности выделения месторождений афанитовых фосфоритов в качестве самостоятельного генетического типа; предложена модель промышленного афанитового фосфатонакопления, нацеленная на выявление перспективных объектов.

Вторая часть диссертации раскрывает содержание защищаемого положения по обогащательной проблематике технологически трудных руд, примером которых являются фосфориты ОХФБ. Заостряется внимание на существенных различиях значений теоретической обогатимости фосфоритов и результатов технологических испытаний, проведенных

с использованием разных методов и схем обогащения. Вскрыты минералогическо-петрографические причины этого явления и на фоне низкой результативности традиционных технологий, показаны перспективы нового микробиологического метода.

В третьей части диссертации защищается положение, касающееся утилизации прессованием фосфогипсовых отходов, остающихся после переработки фосфатных руд. Разбираются теоретические аспекты процессов структурно-вещественных трансформаций фосфогипсового вещества при динамических нагрузках; выявляется связь этих изменений с появлением у искусственного гипса физических и кристаллохимических свойств, отличающих его от природного аналога.

Общий объем работы 429 стр., в том числе 109 таблиц и 234 иллюстрации. Библиография включает 502 наименования.

Диссертация выполнена в Российском университете дружбы народов на кафедре месторождений полезных ископаемых и их разведки имени В.М. Крейтера. Автор искренне признателен за большую помощь в написании работы заведующему кафедрой доктору г.-м. н. профессору В.В. Дьяконову, а также благодарит за дружескую поддержку и ценные консультации всех ее сотрудников.

С особой благодарностью автор вспоминает своих учителей - крупнейших ученых и специалистов в области фосфатной и осадочной геологии светлой памяти Н.А. Красильникову, А.С.Соколова, В.З. Блисковского, Б.Г. Гуревича, С.В. Тихомирова, В.Ф. Заузолкова, Э.Л. Школьника.

Глава 1. ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ОКИНО-ХУБСУГУЛЬСКОГО БАССЕЙНА

1.1. Краткий геологический очерк бассейна.

Окино –Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ОХФБ) приурочен к сложно построенному одноименному прогибу, которой имеет Г – образную форму и заполнен позд-непротерозойскими – раннепалеозойскими толщами. Бассейн занимает пограничные территории северной Монголии (Хубсугульский аймак) и южной Бурятии (Окинский район). В Монголии он меридионально протягивается вдоль западного побережья озера Хубсугул на 300 км при ширине 120 км. В пределах России его простирание резко меняется на широтное, и в этом направлении он прослеживается еще на 250 км (Рис.1). Глубинными линеаментами ОХФБ на севере отделен от Сибирской платформы, а на востоке, юге и западе соответственно - от Джидинской, Идэрской и Тувинской складчатых зон. Площадь бассейна 60 тыс. км². В основном в него входят центральные хребты и южные отроги ЮВ Саян, которые характеризуется слабой населенностью и удалены от железнодорожных магистралей на 150-200 км.

Окино-Хубсугульский бассейн и заполняющие его фосфоритоносные отложения принадлежат Тувино-Монгольскому массиву [171,184,17] - крупной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса, обрамляющего с юга Сибирскую платформу.

Центрально-Азиатский складчатый пояс имеет крайне сложное и резко выраженное дифференцированное строение, отражающее многоэтапное и длительное развитие его структур в разные эпохи складчатости. Сложная история становления пояса породила неоднозначность представлений о характере геологии региона и структурных его элементах. Типичным примером служит Тувино-Монгольской массив, где, вот уже почти сорок лет, не затихают острые дискуссии по тектоническому строению и стратиграфии слагающих его толщ. Поскольку в центре этих дискуссий зачастую оказываются фосфоритоносные отложения, заполняющие Окино-Хубсугульский прогиб, необходимо кратко остановиться на этой проблеме.

В 70-х годах прошлого века, в связи со всплеском популярности среди российских геологов идей плитной тектоники, активно происходило доизучение и переосмысление результатов картирования зон байкальской складчатости юга Сибири.

Тувино – Монгольский массив, и особенно его восточная часть, где расположен Окино-Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, привлек к себе внимание геологов по трем причинам. Во первых, в отмеченные годы здесь широким фронтом проводились поисково – съемочные и разведочные работы по оценке фосфоритоносности докембрийских карбонатных толщ, заполняющих Хубсугульский, Ухагольский, Боксон – Сархойский и Ильчирский прогибы, которые в совокупности и образуют ОХФБ.

Во вторых, ранее в пределах региона были установлены гипербазитовые [ильчирский комплекс (V)] и базитовые [боксонский комплекс (V)] пояса, сопровождаемые выступами кристаллического фундамента [гарганская (А), хараталогойская (PR₁₋₂), бутугольская (PR₁₋₂) глыбы]. Кроме того, наряду с ними, вокруг отмеченных фосфоритоносных прогибов, закартированы гигантские площади метаморфизованных основных и кислых вулканитов либо вулканогенно – терригенных толщ неясной возрастной принадлежности (сархойская и дабанжалгинская свиты, окинская серия). Наконец, здесь также известны огромные поля протерозойских и мезозойских гранитоидов.

В третьих, в регионе развиты субширотные и субмеридиональные разломы, формирующие сеть мелких и крупных блоков, значительно усложняющих понимание его структуры.

Эти три вышеотмеченные причины дали толчок для детальных биостратиграфических и тектонических исследований как в пределах ОХФБ, так и в других структурах Тувино – Монгольского массива.

Громкий резонанс получили данные биостратиграфов. Ими была доказана принадлежность кремнисто – вулканогенных толщ дабанжалгинской свиты и окинской серии к ордовик – силурийским и, возможно, девонским образованиям. Тем самым, правомерными стали представления о Тувино – Монгольском массиве как байкальской структуре, претерпевшей ремобилизацию в каледонский этап тектогенеза [17,18, 59, 236].

Другим принципиально важным фактом стали фаунистические находки ордовик-силурийского облика [34, 295, 445, 463, 464, 488], выявленные среди отложений свит, возраст которых, по данным строматолитовых и микрофитолитовых датировок, традиционно рассматривался как позднедокембрийский или раннекембрийский [4,5,51,132-135,268,269,305,307, 357,440,444,446-448,459,462,465,467,469,470,484,489,490] Это стало основанием для возникновения довольно популярных представлений о преимущественно чешуйчато - покровном строении Тувино – Монгольского массива и, следовательно, о тектонически нарушенной последовательности в напластовании его толщ [34,59,131,295,310,338,339,463,488]. Появились также воззрения о чешуйчатой структуре основных фосфоритовых месторождений ОХФБ: Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского [338]. Такая ситуация, по понятным причинам, не может остаться без внимания и требует анализа имеющихся материалов.

В пределах ОХФБ фосфоритоносная толща - забитская свита в России и хэсенская свита - в Монголии, на протяжении более 500 км залегают в 300 – 400м ниже по разрезу отложений, которые охарактеризованы остатками трилобитов алданского надъяруса нижнего кембрия [5, 43, 47, 51, 132,134-137, 143, 146, 152, 155, 177, 183, 217, 218, 219, 237, 258, 266, 268, 287, 304, 330, 357, 443, 447- 449 , 459, 465- 467, 469- 472, 489, 492, 495,500]. На основании этого до недавнего времени фосфоритоносные отложения относились к докембрию или к самым низам кембрия [43, 61, 74, 136, 137, 152, 171, 177, 183, 191, 218, 258, 266, 268, 286, 304, 305, 357, 443, 465, 466, 468, 471-473, 484, 492, 493, 496, 499]. Подобные представления хорошо согласуются с данными абсолютного возраста пород [41, 236, 259], а также с результатами палеонтологических исследований микрофитолитов и строматолитов фосфоритоносной толщи и вмещающих ее отложений (табл.1.1.1, 1.1.2) [445, 446].

Принципиально иные материалы получены бурятскими геологами, усилиями которых в разрезах Харанурского и Ухагольского месторождений при растворении образцов выявлены палеонтологические остатки, определенные как граптолиты ордовикского возраста (табл.1.1.3.) Кроме того, в фосфоритах Харанурского месторождения Язмиром М.М. были обнаружены остатки радиолярий *Entastinia* sp. распространенные от нижнего кембрия до силура.

Таблица 1.1.1
Органические остатки в фосфоритоносной толще Ухагольского, Боксонского и Харанурского месторождения.

№ п/л	месторождения			Возраст	Привязка в разрезе толщи
	Ухагольское	Боксонское	Харанурское		
Органические остатки					
1	2	3	4	5	6
1	Osagia nimin Z,-Zhur, Os.corticosa Nar,Vesiculerites restus Z.-Zhur, V. lobatus Reifi; V.enormis Z,-Zhur, Volvatella Vodosa Z,-Zhur; Ambigolamellatus horridus Z,-Zhur;	Osagia nimia Z,-Zhur, Vesiculerites enormis Z,-Zhur; V. Lobatus Reifi; Volvatella sp.; Glebosites sp. Vermiculites sp; Nubecularites abustus Z,-Zhur		v	Верхняя часть
	Nubecularites f.n.; Vesiculerites enormis Z,-Zhur;	Vesiculerites restus Z.-Zhur; Volvatella aff. Vadosa;Radiosus aff. Vitreus Z,-Zhur; Vesi-culerites f.n.; Nubecularites f.n.	Osagia, Volvatella, Nubecularites .	v	Средняя часть
	Vesiculerites both uydioformis (Krasnop); V.obscurus Volvatella Vodosa Z,-Zhur; Nubecularites abus-tus Z,-Zhur; Phytessructura sp; Osagia nimin Z,-Zhur, Radiosus aff. Vitreus Z,-Zhur	Vesiculerites restus Z.-Zhur, Vesiculerites sp; Asterosphaeroides sp; Phytostruc sp; Vesiculerites enormis Z,-Zhur;Nubecularites sp.		v	Нижняя часть и основание
2			Volvatella, vadosa Z,-Zhur Vesiculerites lobatus Reifi; Osagia nimin Z,-Zhur,	v	Верхняя часть
	Volvatella, vadosa Z,-Zhур; V. Enormis Z,-Zhur; V. Lobatus Reifi; V. Concretus Z,-Zhур; Obrouchevella parva roitlinger; Volvatella, vadosa Nubecularites abustus Z,-Zhur Z,-Zhur;Ambigolamellatus horridus Z,-Zhur;	Vesiculerites restus Z.-Zhur, Vesiculerites lobatus Reifi; Volvatella, vadosa Z,-Zhu	Osagia nimin Z,-Zhur, Volvatella, vadosa Z,-Zhur Ambigolamellatus horridus Z,-Zhur;	v	Средняя часть (фосфоритные пачки и пласты)
			Ambigolamellatus horridus Z,-Zhur; Volvatella, vadosa Z,-Zhur; Osagia nimin Z,-Zhur,	v	Нижняя часть и основание

1 –данные Г.А. Воронцовой [443]; 2 –данные А.Ф. Георгиевского (определения микрофитоцитов проведены З.А. Журавлевой, водорослей –М.Е. Раабен)

Таблица 1.1.2
Строматолиты в карбонатных отложениях Боксонского и Харанурского месторождений.

Месторождения		возраст	толща
Боксонское	Харанурское		
строматолиты			
1	Stratifera aff.rara Korol; Linella simica Kryl.; Voxonia gracilis Korol; Planocollina serrata Korol; Columnnaefacte elongate Korol.; Conophyton lituus Masl. Colleniella hemispherica Korol.	V	Надфосфоритная и верхи фосфоритной
2	Djevbia grumulosa Doln		
	Paniscollenia aff emegrens Komar.	V (R ₃ ;V)	Низы фосфоритной

1- данные В.И. Алексеева [446]

2- данные А.Ф. Георгиевского (определения М.Е. Рабен)

Таблица 1.1.3

Скелетные остатки в образцах пород фосфоритной толщи ОХФБ

№	Месторождения	№ обр.	Место взятия образца	Характеристика органических остатков	Возраст	Определения
1	Харанурское	х-46-100	Фосфоритная пачка	Текоризы тубоидных граптолитов среднеордовикского облика	O ₂ (?)	Обут А.М.
2	Харанурское	х-46-106	Фосфоритная пачка	Текоризы тубоидных граптолитов среднеордовикского облика	O ₂ (?)	Обут А.М.
3	Ухагольское	2025	Низы фосфоритноносной толщи	Граптолиты безостные: Didymograptus (?) sp. Indet; Dicollograptus (?) sp. Indet	O	Сидяченко А.И.

1,2 –данные Ю.П. Катюхи [287], 3- данные Ю.П. Бутова [445]

Таким образом, имеются две группы фактов, одна из которых утверждает докембрийский или раннекембрийский возраст фосфоритноносной толщи, другая – ордовик – силурийский. Причем, первый случай, очевидно, свидетельствует о нормальной последовательности в залегании отложений ОХФБ, второй служит доказательством существования кембрийских покровных пластин, надвинутых на O – S свиты. Иными словами, налицо противоречие, удовлетворительное объяснение которому до сих пор еще не найдено. Поясним сказанное на примере граптолитов, находки которых, на первый взгляд, являются бесспорными аргументами в пользу O – S возраста фосфоритноносных отложений. С этой целью уместно напомнить данные по бассейну Каратау, где, как известно, выделяются типовые разрезы докембрийских и нижнепалеозойских толщ. Здесь фосфоритноносная чу-

лакtausкая свита перекрывается шабактинской свитой и подстиляется каройской серией. В основании шабактинской свиты описаны трилобиты ленского надъяруса нижнего кембрия, а в верхней части каройской серии выделен чичканский опорный горизонт вендских форм строматолитов. На основании этого возраст чулактауской свиты датируется нижним кембрием [211,212,256]. Однако такая точка зрения оспаривалась Л.И. Боровиковым, которым в породах каройской и подстилающей ее кокджонской серий были описаны ископаемые остатки хитинозоа и обрывки граптолитов из семейства *Diplograptidae* [26, 27]. Опираясь на них, Л.И. Боровиков считал вышеотмеченные серии, а также чулактаускую свиту, образованиями O – S возраста, на которые, по его мнению, надвинуты кембрийские толщи шабактинской свиты. Несмотря на столь весомый материал эти представления не находят поддержки, т.к. в пределах Каратауского бассейна в непрерывных обнаженных разрезах неоднократно описывался постепенный, не тектонический характер перехода от чулактауской свиты к шабактинской [112-115, 144, 145, 325, 326]. Теперь, если вновь обратиться к стратиграфии ОХФБ, нетрудно заметить ситуацию, практически аналогичную рассмотренной для Каратау. Весьма характерно, что и здесь никем еще не описан тектонический контакт нижнекембрийских отложений с фосфоритоносной толщей, включающей граптолиты. Таким образом, складывается любопытная картина: в фосфоритоносных бассейнах, удаленных друг от друга на тысячи км, под отложениями с трилобитами нижнего кембрия залегают толщи, где встречен комплекс ископаемых остатков с морфологическими признаками O – S организмов. Иными словами, в двух независимых случаях палеонтологические данные резко расходятся с геологическими. Это является достаточным аргументом, что бы усомниться в справедливости представлений об O – S возрасте толщ и заставляет искать другие объяснения имеющимся фактическим материалам. Можно предположить, по крайней мере, следующие три варианта их интерпретации [76, 355]: 1. Органические остатки представляют неизвестную биоту эдиакарской фауны, возможно являющуюся родоначальной для граптолитов; 2. Граптолиты и хитинозоиды распространены значительно ниже по стратиграфической шкале, чем считалось до сих пор; 3. Появление в докембрийских отложениях O – S микроостатков объясняется их заносом из молодых толщ циркулирующими подземными водами. Последний вариант выглядит наиболее реальным, т.к. Воронцовой Г.А. в фосфоритоносных отложениях установлены остатки чешуи и костей рыб мезозойского возраста, присутствие которых, иначе как вмывом, объяснить просто невозможно [450]. К сказанному следует добавить выявленные в фосфоритах Хубсугульского месторождения микрофоссилии, относимые к томмотскому ярусу нижнего кембрия [291]. Если учесть, ко всему прочему, что, оспаривается биогенная природа отдельных «органических» находок [238,357], то становится оче-

видной слабая обоснованность ордовик – силурийских датировок фосфоритоносной толщи и, соответственно, неправомерность представлений о чешуйчато – покровной структуре фосфоритовых месторождений ОХФБ [173].

Завершая тему, остановимся на реальном возрасте фосфоритоносных отложений ОХФБ, представленных на территории России забитской, а в Монголии хесэнской свитами. Однако, поскольку с данной проблемой тесно переплетаются вопросы стратиграфии региона, а также строения и корреляции разрезов отмеченных свит, то рассмотрим более подробно все эти моменты.

1.2.Основные черты геологии и стратиграфии региона.

Строение региона и слагающие его стратиграфические комплексы, их взаимоотношения и особенности хорошо видны на примере геологической и тектонической схем северной (русской) и южной (монгольской) частей Окино – Хубсугульского бассейна (рис. 1.2.1, 1.2.2, 1.2.3). Как следует из результатов картирования, «рамой» для отложений, заполняющих фосфоритоносные прогибы ОХБ, служат древние гнейсовые и амфиболитовые комплексы, дорифейские карбонатно - сланцевые образования, протерозойские и палеозойские гранитоиды, базитовые и гипербазитовые пояса, а также молодые ордовик – девонские вулканиты.

Интересующие нас фосфоритоносные отложения, на всем протяжении вмещающих их прогибов, образуют в совокупности с подстилающими и перекрывающими толщами законченный трансгрессивно – регрессивный мегацикл осадконакопления, охватывающий возрастной интервал от верхнего рифея до верхнего кембрия. На территории России и Монголии в строении мегацикла участвуют свиты и серии, названия которых, а также их сочетания и взаимоотношения в разрезе даны в табл. 1.2.1. Как видно из таблицы, основанием мегацикла служат вулканогенные и вулканогенно – терригенные толщи в объеме сархойской или дархатской серий. В средней его части господствуют карбонатные породы боксонской и хубсугульской серий, представленных внизу доломитами, а сверху – известняками со скелетной фауной. Завершается мегацикл глинисто – терригенными отложениями ямантуингольской или мангатгольской свит.

Пример строения мегацикла показан на рис. 1.2.4. Здесь же отображены все основные литологические, палеонтологические и др. особенности слагающих его толщ.

Отмеченная в таблице и на рисунке последовательность в напластовании отложений носит устойчивый характер и рассматривается в качестве одного из отличительных признаков фосфоритоносного разреза.

Таблица 1.2.1.

Основные характеристики стратиграфических комплексов отложений, участвующих в строении осадочного мегацикла, развитого на территории Монголии и России.

литологический состав	ХФБ (Монголия)		ОФР (Россия)		возраст
	стратиграфические единицы				
существенно терригенный	Яматуингольская свита		Мангатгольская свита		Є ₂₋₃
существенно карбонатный (вверху-известняковый, внизу-доломитовый)	х у б с е р и у я л с к а я	Хоридулинская свита	б о с к е р и н с к а я	Хужиртайская свита	Є ₁₋₂
		Эрхзнурская свита		Табинзуртинская свита	V-Є ₁
		Хэсэнская свита Онголигская свита		Забитская свита (четвертая подсвита) Забитская свита (третья подсвита) Забитская свита (вторая подсвита) Забитская свита (первая подсвита)	V (?)
	Дархатская серия		Сархойская серия (свита)		R ₃ -V

Примечание: жирным шрифтом выделены фосфоритоносные свиты

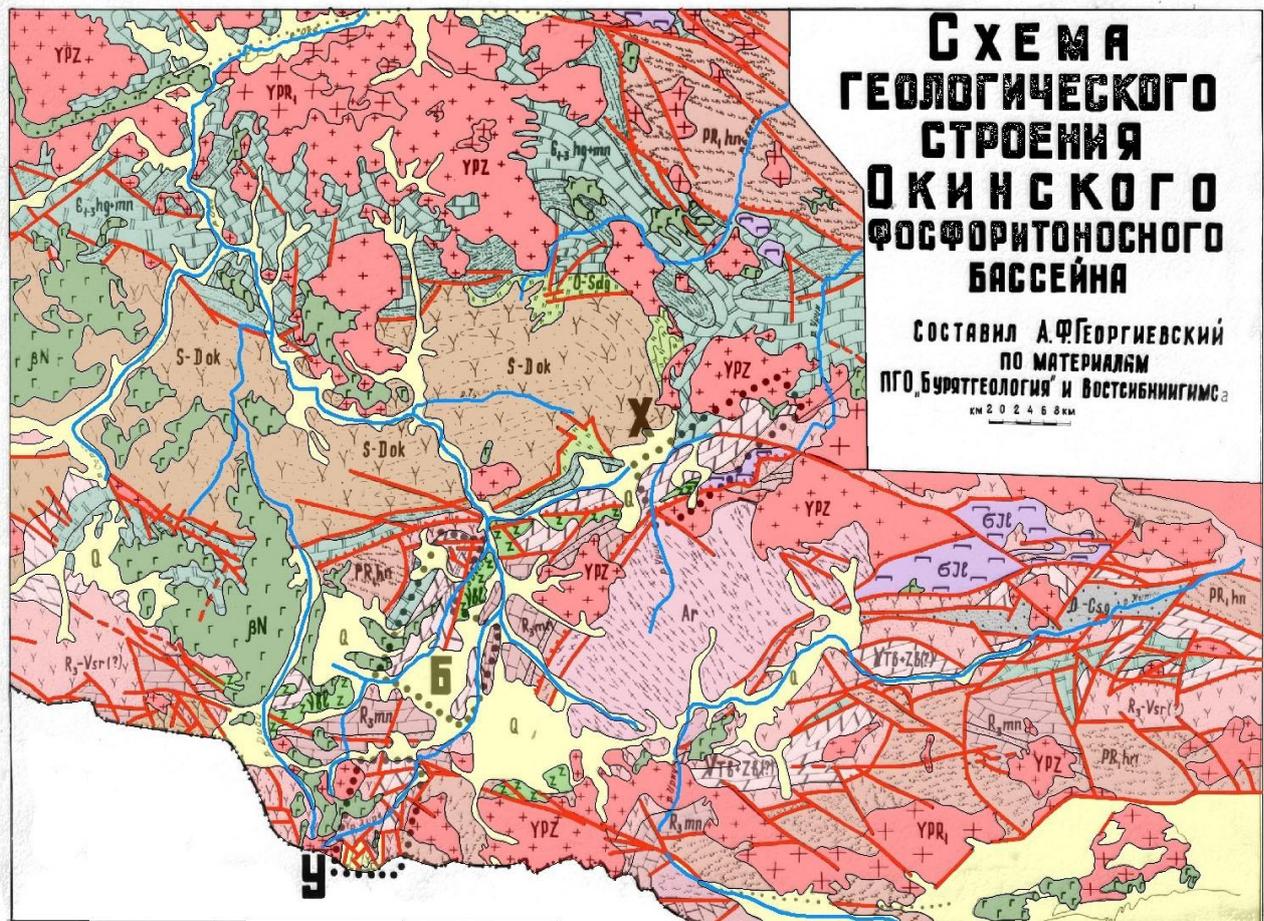
1.2.1. Характеристика фосфоритоносных отложений.

1.2.1.1. Общие сведения, строение и корреляция опорных разрезов фосфоритоносных свит и обоснование их возраста.

Фосфоритоносность связана с нижней доломитовой частью боксонской и хубсугульской серий. Продуктивными являются забитская и дооднурская свиты, которые вверх по разрезу переходят в доломиты соответственно табинзуртинской и хоридулинской свит. В свою очередь из дооднурской свиты в последние годы выделяют онголикскую, хэсэнскую (фосфоритоносную) и эрхэлнурскую (хармаинскую) свиты (табл.1.2.1, рис.1.2.1.1 (а)).

При прослеживании фосфоритоносных отложений по территории ОХФБ на сотни км с севера на юг естественно возникают вопросы по корреляции разрезов и возрастной датировке пород. Суть этих вопросов заключается в следующем.

В Окино - Хубсугульском фосфоритоносном бассейне основные скопления пятиоксида фосфора локализуются в забитской и дооднурской (хэсенской) свитах, образуя многочисленные проявления и 9 месторождений фосфоритов (рис.1.). Наиболее крупным среди последних является расположенное в Монголии Хубсугульское месторождение, с разведанными запасами около 120 млн. т Р₂О₅.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | |
|---|---|
| <p> Четвертичные отложения</p> <p> Неогеновые базальты</p> <p> Девон-Карбон. Сагансайрская свита. Конгломераты, гравелиты, песчаники</p> <p> Силур-девон. Окинская серия. Песчаники, конгломераты, сланцы, туфы, прослои эффузивов кислого состава</p> <p> Ордовик-силур. Дабанжалгинская свита. Кремнистые сланцы, фтаниты, редкие прослои известняков и доломитов</p> <p> Нижний-верхний кембрий. Мангатгольская и хужиртайская свиты-глинисто-карбонатные сланцы, алевролиты, песчаники, подчиненно-карбонаты, изредка-туфы. Хужиртайская свита - преимущественно известняки</p> <p> Венд(?) Табинзуртинская и забитская (фосфоритоносная) свиты, преимущественно-доломиты; в забитской свите - фосфоритные пачки</p> <p> Венд-верхний рифей(?) Сархойская свита. Песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, кислые и основные эффузивы и их туфы, изредка-прослои известняков и доломитов</p> | <p> Верхний рифей. Монгошинская свита. Известняки и доломиты с редкими пачками сланцев и кварцитов</p> <p> Средний протерозой. Иркутская свита. Мрамора, кварциты, сланцы, амфиболиты</p> <p> Нижний протерозой. Хангарульская свита. Гнейсы, кристаллические сланцы, мрамора</p> <p> Архей. Шарыжалгайский Комплекс. Гнейсы, кристаллические сланцы, мрамора</p> <p> Интрузии гранитов палеозойского (а) и протерозойского (б) возраста</p> <p> Боксонский интрузивный комплекс (венд). Преимущественно габбро, габбро-диабазы и диориты</p> <p> Ильчирский интрузивный комплекс (венд). Серпентиниты, дуниты, пироксениты, перидотиты.</p> <p> Основные разломы (а,б,в) и надвиги(г). а - установленные, б - предполагаемые, в - перекрытые четвертичными отложениями</p> <p> Площади фосфоритовых месторождений. X- Харнурского, б- Боксонского, У- Ухагольского</p> |
|---|---|

Рис. 1.2.1.

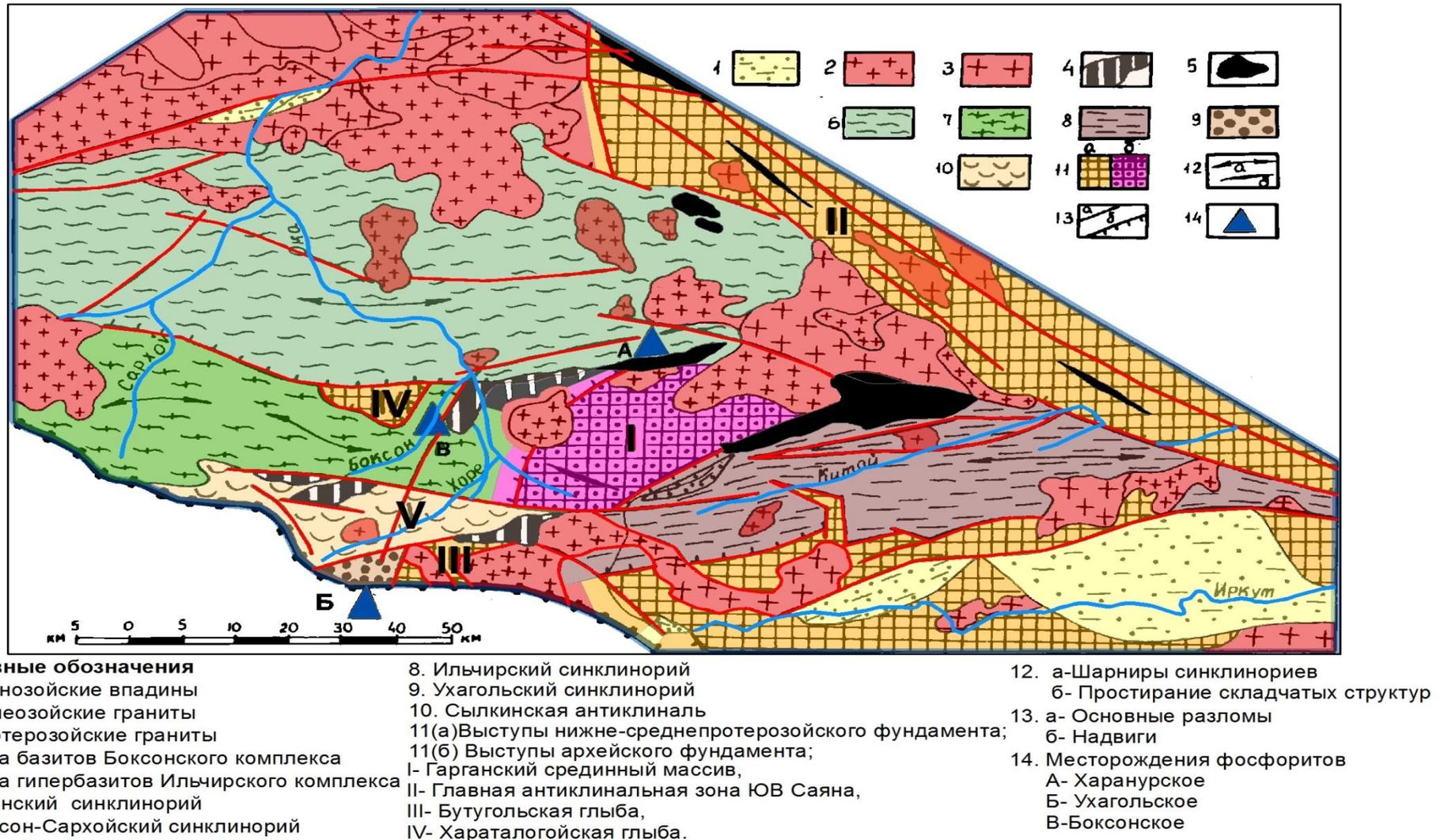
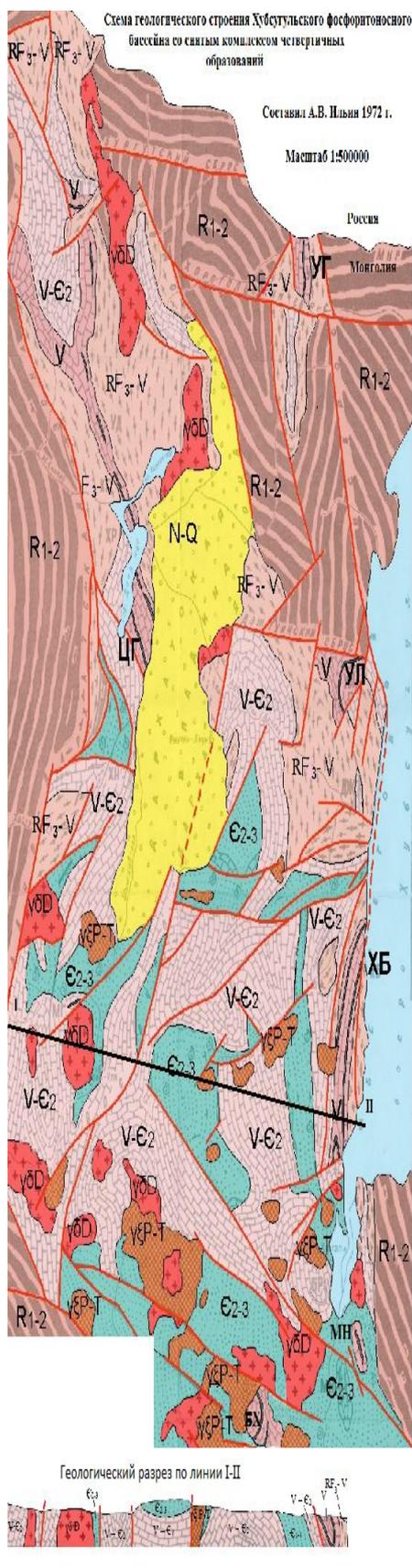


Рис.1.2.2. Схема основных тектонических структур Окинского фосфоритоносного района. Составил А.Ф. Георгиевский по материалам ПГО «Бурятгеология» и ВостсибНИИГИМС



Образования неоген-четвертичного комплекса

Хубсугульская серия



Верхняя часть (средний-верхний кембрий) терригенные отложения



Средняя часть (венд - средний кембрий) существенно известняковые отложения



Нижняя часть (венд) - доломиты, фосфоритовая пачка



Дархатская серия (верхний рифей и венд) - песчаники, алевролиты, конгломераты, риолитовые и дацитовые порфиры



Окинская свита (нижний - средний рифей) - серицитовые и хлоритовые сланцы, кварциты

Палеозойские интрузии



Граносиениты, сиениты, ургиты (сангиленский комплекс - пермь - триас)



Граниты, гранодиориты (тесский комплекс - девон)



Фосфоритная пачка



Разлом



Геологическая граница



Месторождение фосфоритов



Озеро

Рис. 1.2.3. Схема геологического строения Хубсугульского фосфоритового бассейна со снятым комплексом четвертичных отложений. Составил Ильин, 1973 (с дополнениями и изменениями Георгиевского А.Ф.)

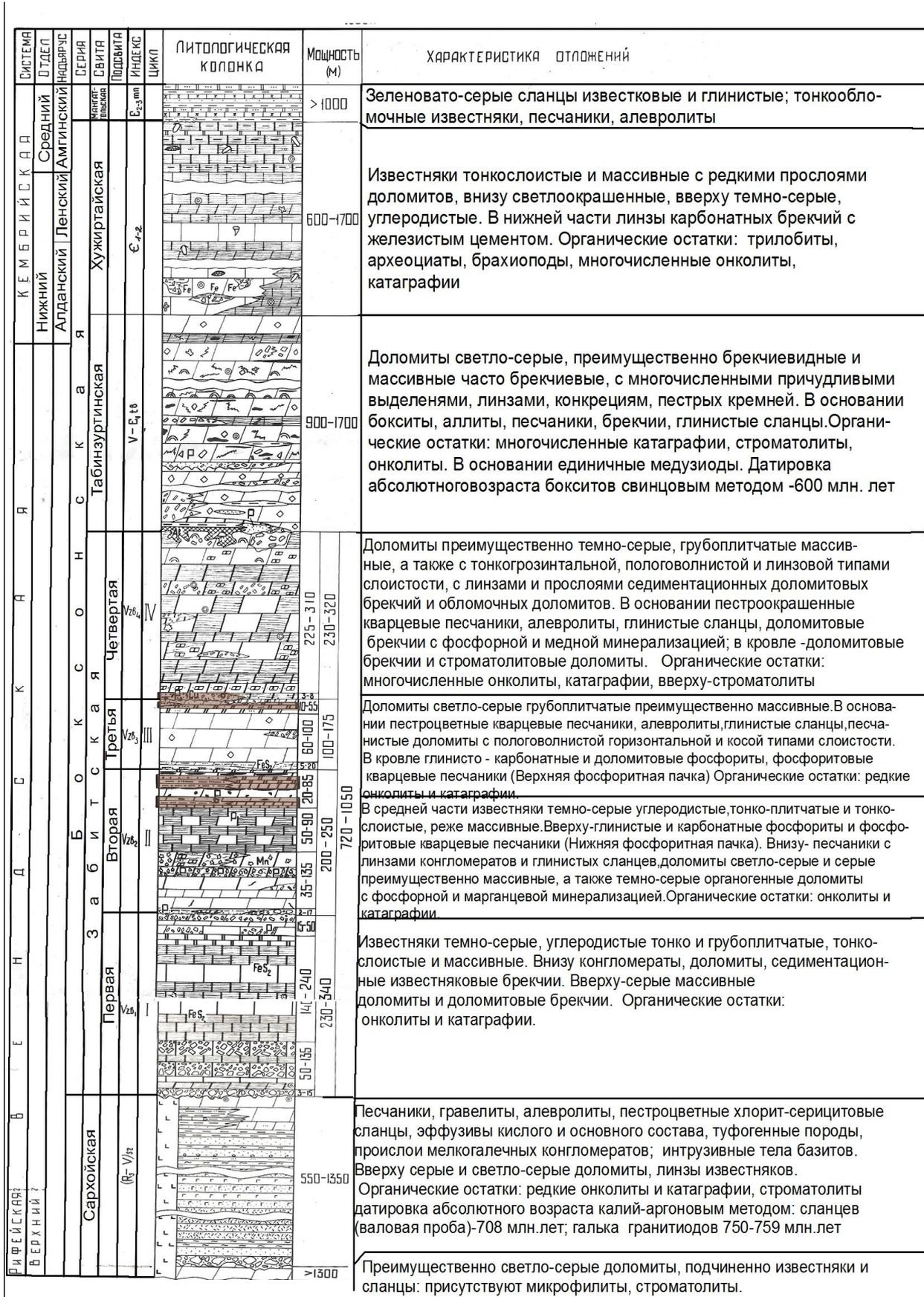


Рис. 1.2. 4. Сводный литолого-стратиграфический разрез верхнерифей - кембрийского мегацикла ОХФБ (на примере месторождений севера бассейна). Составил Георгиевский А.Ф.

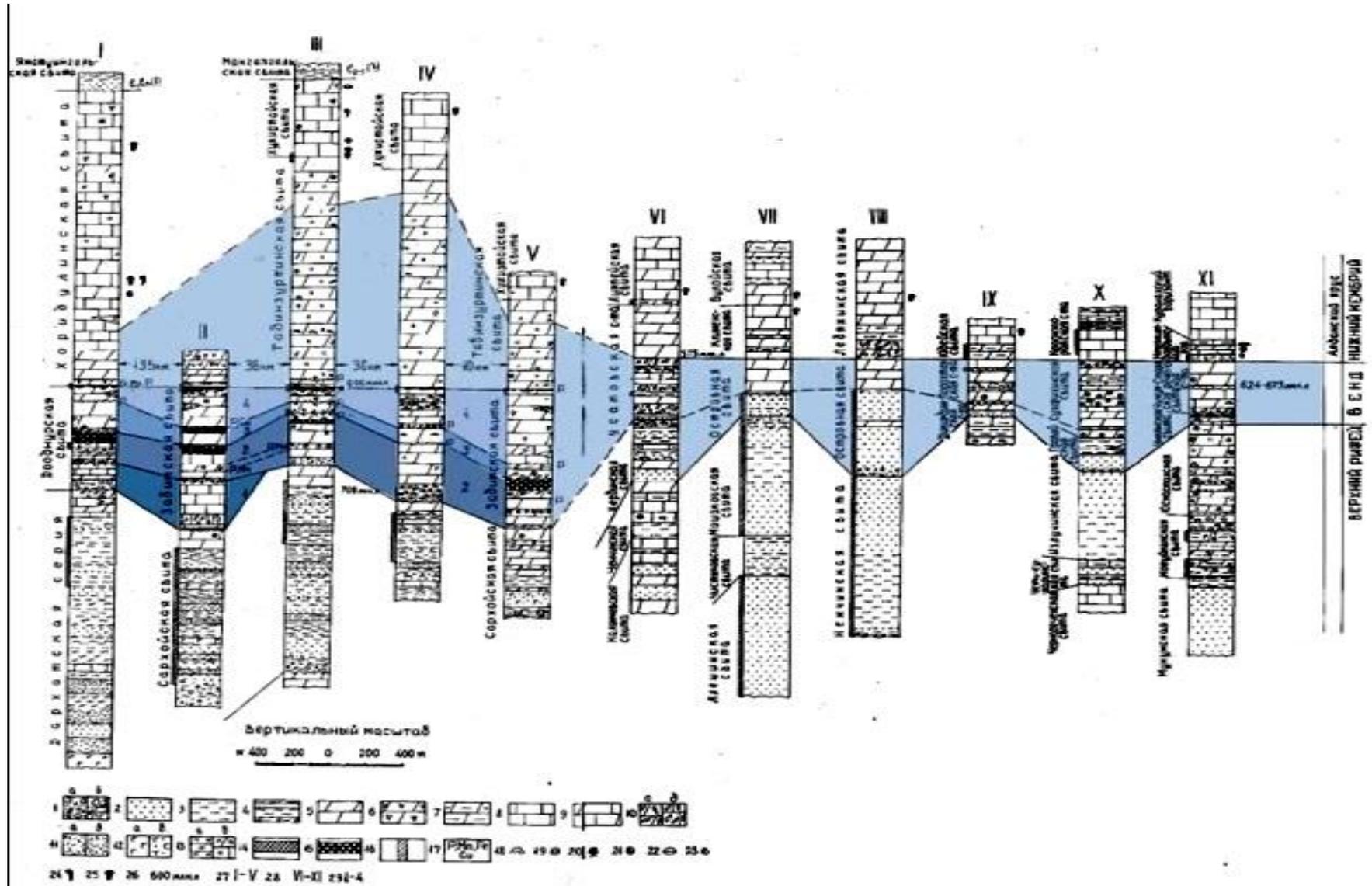


Рис.1.2.5. Сопоставление фосфоритонесных разрезв Окино-Хубсугульского бассейна с типовыми разрезами рифей – нижнекембрического обрамления Сибирской платформы. Составил А.Ф. Георгиевский.

Подписи к условным обозначениям рис. 1.2.5 «Сопоставление фосфоритоносных разрезов Окино – Хубсугульского бассейна с типовыми разрезами рифей – нижнего кембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления».

1- конгломераты (а- полимиктовые, б- доломитовые); 2- песчаники; 3 - алевролиты; 5 – доломиты массивные и слоистые; 6 – то же, брекчевидные; 7 – мергели и глинистые доломиты; 8 - известняки; 9- переслаивание известняков и доломитов; 10 – брекчии доломитовые (а) и известняковые (б); 11 – эффузивы кислого и среднего состава (а) и их туфы (б); 12 – то же, основного состава (а) и их туфы (б); 13 – горизонты силицитов (а) и породы с выделениями кремней (б); 14 – бокситы, аллиты; 15 – фосфоритные пачки; 16 – горизонты пестроцветных пород; 17 – фосфорная, марганцовистая, железистая и медная минерализация в породах; 18-24 - органические остатки: 18 - строматолиты; 19 - онколиты; 20-21 - хиолиты; 22 – брахиоподы; 23 – гастроподы; 24 – археоциаты; 25- трилобиты; 26- (600млн. л) - радиоизотопные датировки возраста пород, 26-радиоактивные датировки возраста пород, 27-28-номера разрезов: I-V- Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, VI-XI-складчатого обрамления Сибирской платформы. I-Хубсугульский [по 183, 304, 496 и данным автора], II- Ухагольский [по 304, 305, 444, 484 и данным автора], III-[по 304, 307, 51, 148 и данным автора], IV-Ондельтойский [по данным автора], V-Харанурский [по данным автора с привлечением материалов 500, 304, 36, 465, 466], VI-Патомского нагорья, VII- юга Енисейского кряжа, VIII- севера Енисейского кряжа, IX- западного склона Алданского щита, X-Игарского района, XI- западного склона Анабарского щита (VI- VIII, X- по данным [356, 358], IX - по [363], XI- по [58]); 29-номера осадочных циклов забитской свиты.

Полные (или опорные) разрезы фосфоритоносных свит известны на Ухагольском, Харанурском, Боксонском, Хубсугульском месторождениях, а также проявлении Ондельтой (рис. 1.2.1.1(а)). На других площадях они обнажаются в виде отдельных фрагментов. Как можно судить по опорным разрезам, по своим параметрам свиты отвечают понятию фосфоритоносной кремнисто- карбонатной формации, в составе которой выделяются карбонатная и кремнисто – терригенно- карбонатная подформации [268,343]. Первая представлена разрезами Боксонского месторождения и Ондельтойского проявления, вторая – разрезами Ухагольского, Харанурского и Хубсугульского месторождений. Боксонский и Ондельтойский разрезы имеют простое и монотонное строение, доломитовый состав слагающих пород и выделяются светлой окраской и широким развитием водорослевых разностей (рис.1.2.1.1(б), 1.2.1.1(в)).

Отличительной чертой ухагольского, харанурского и хубсугульского разрезов является сложное строение, которое обусловлено появлением среди доломитов пачек углеродистых известняков и прослоев углеродистых терригенных сланцев (табл. 1.2.1.1.а) (рис. 1.2.1.1(а)). Мощность пачек известняков до 200м, прослоев сланцев – первые десятки метров (рис. 1.2.1.1(а)). Более резко разрезы подформаций различаются по фосфоритоносности. Фосфоритоносные отложения локализируются в средней части продуктивных

свит и представлены нижней (главной) и верхней фосфоритными пачками, разделенными толщей доломитов мощностью 100 – 130 м (рис. 1.2.5; 1.2.1.1(а)). Мощность нижней пачки 10 – 130 м, верхней -5-40 м. Запасы месторождений связаны с нижней пачкой. Верхняя пачка практически интерес представляет лишь на Ухагольском месторождении.

Таблица 1.2.1.1.(а)

Типы пород и их соотношение в разрезах фосфоритонесной кремнисто-карбонатной формации месторождений ОХФБ (%)

Типы пород	Месторождения			
	Хубсугульское	Ухагольское	Харанурское	Боксонское
1	2	3	4	5
доломиты	66,6	51,1	71,9	76,6
известняки	16,2	27,5	15,1	0
псефитовые породы	8,0	10,8	5,4	21,4
сланцы	2,2	4,0	3,9	<1,0
песчаники и алевролиты	0	1,9	0	1,0
фосфориты	5,6	4,6	3,2	<1,0
силициты	1,4	<1,0	<1,0	<1,0
изверженные породы кислого и среднего состава	0	0	<1,0	0

Примечание: 2 - дооднурская свита; 3,4,5 – забитская свита.

2,3,4- кремнисто –терригенно- карбонатная подформация;

5- карбонатная подформация

Нижняя (главная) фосфоритная пачка наиболее просто построена на Боксонском месторождении, где сложена светло – серыми, преимущественно водорослевыми и обломочными доломитами, включающими 1 – 2 пласта низкокачественных онколитовых доломитовых фосфоритов (P_2O_5 – 8%).(рис. 1.2.1.1(в)) В отличие от нее фосфоритные пачки других вышеотмеченных месторождений характеризуются сложным строением и пестрым набором пород. Последний представлен переслаивающимися различными доломитами, сланцами, фосфоритами, известняками, алевролитами, песчаниками и силицитами. Еще одна особенность пачек выражена в разнообразии фосфоритов, среди которых выделяются более двух десятков разновидностей, различающихся по составу, структурам, текстурам и качеству (P_2O_5 от 7 до 30%).

Таким образом, перечисленные различия подформаций свидетельствуют о значительной фациальной изменчивости фосфоритонесных отложений в пределах ОХФБ. Учитывая это, необходимо остановиться на методике корреляции разрезов.

Затрагиваемый вопрос имеет принципиальное значение, т.к. в последнее время ряд авторов отстаивают представление о разновозрастности Хубсугульского, Ухагольского и Харанурского месторождений с одной стороны, и Боксонского - с другой [34, 59, 161, 338, 449,464,488,501].

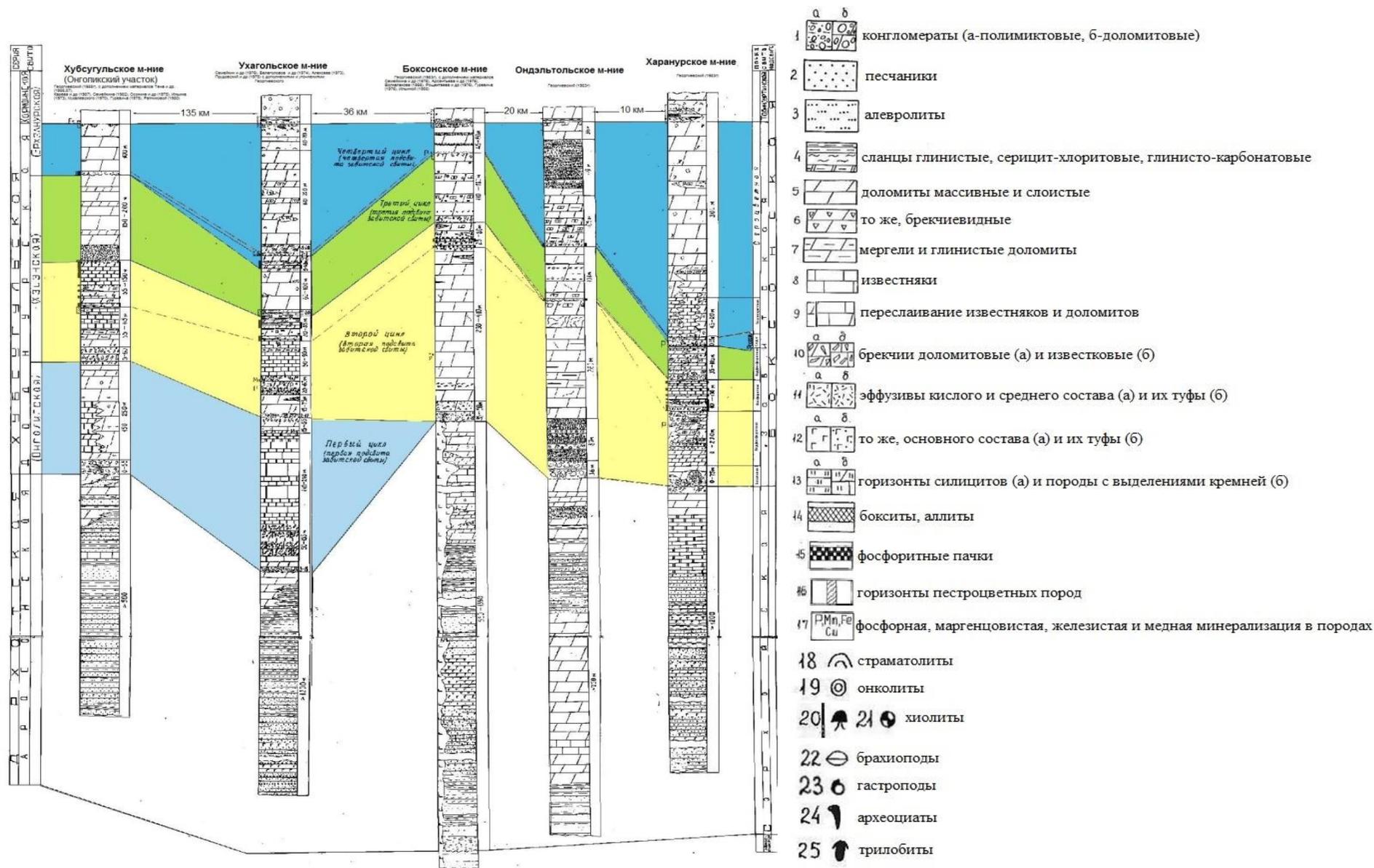


Рис. 1.2.1.1(а). Сопоставление разрезов фосфоритонесных отложений Окينو-Хубсугульского бассейна. составил А.Ф. Георгиевский.

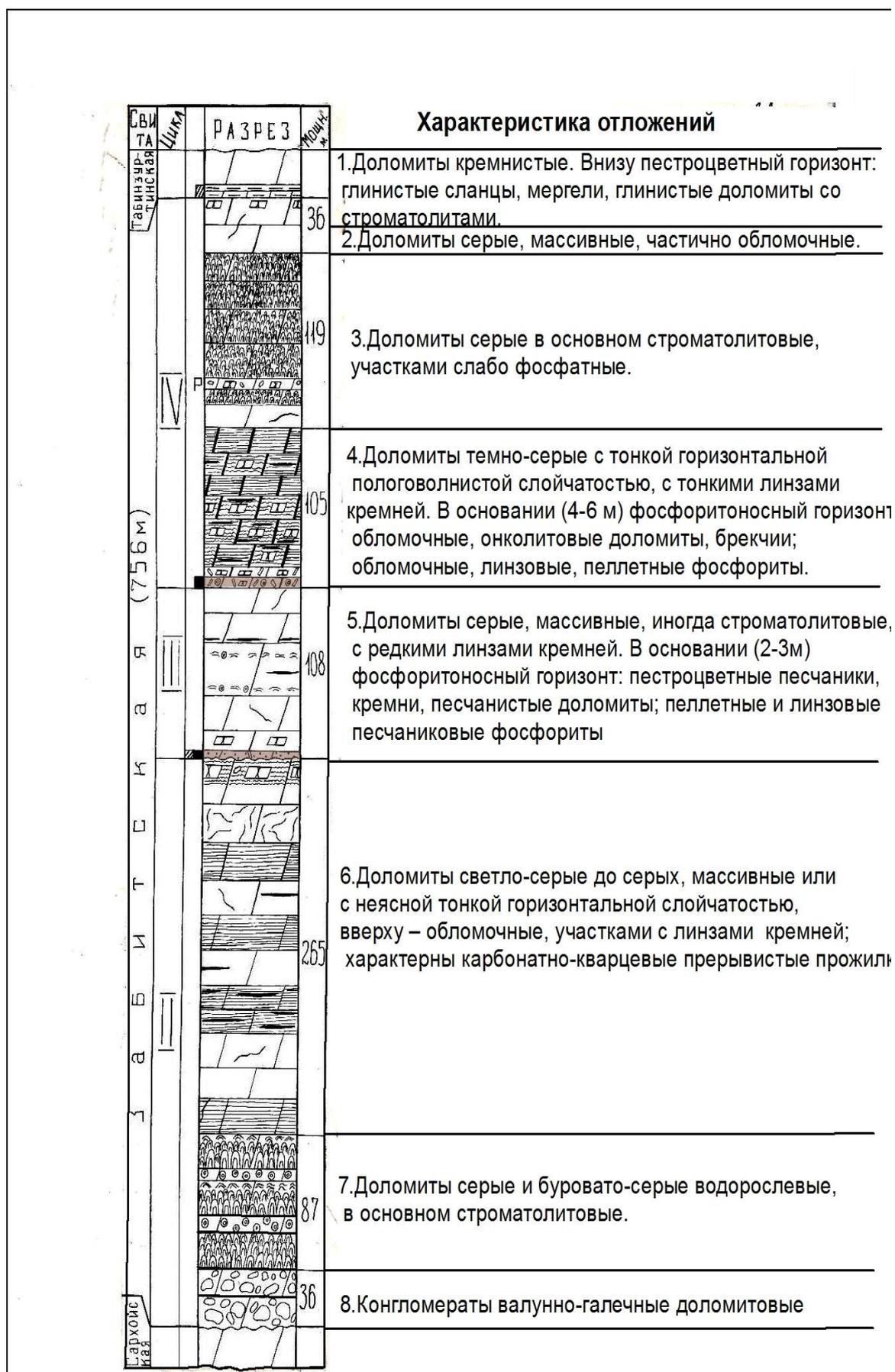


Рис.1.2.1.1(б). Литологический разрез забитской свиты Ондельтойского проявления. Составил А.Ф. Георгиевский.



Рис.1.2.1.1.(в). Литологический разрез забитской свиты Боксонского месторождения фосфоритов (участок Структурный). Составил А.Ф. Георгиевский.

Эти взгляды базируются на различиях литологического состава толщ, а также на находках в ухагольских и харанурских отложениях остатков граптолитоподобных организмов. Неправомерность первой предпосылки доказывает нижеизлагаемый материал по корреляции разрезов фосфоритоносных свит. Что касается остатков организмов, то, как было показано в разделе 1.1, делать по ним заключений о возрастных соотношениях толщ нельзя ввиду неясной природы остатков.

Таблица 1.2.1.1.(б)

Характерные признаки отложений продуктивных свит фосфоритовых месторождений ОХФБ.

Характерные признаки отложений	Месторождения			
	Ухагольское	Харанурское	Хубсугульское	Боксонское
1	2	3	4	5
1.Залегают с размывом, а местами с угловым несогласием на толще, сложенной внизу терригенно-вулканогенными, в средней части - вулканогенно-терригенными, вверху карбонатными породами. U –Pb методом возраст вул-канитов датируется в 708млн. лет (259).	+	+	+	+
2.Перекрываются толщей кремнистых,светлоокрашенных доломитов, стратиграфически выше которых следуют известняки с остатками экзоскелетной фауны E_1 ; в доломитах многочисленные линзы, конкреции и причудливые выделения пестроокрашенных кремней	+	+	+	+
3.Ограничиваются перерывами в осадконакоплении, нижнее из которых устанавливается по базальным конгломератам, верхнее фиксируется по подошве пачки бокситовых пород в основании вышележащей толщи. Pb методом возраст бокситов датируется в 600 млн.лет.	+	+	+	+
4.Обладают циклическим строением	+	+	+	+
5.Включают 2 пачки фосфатных пород, которые локализуются в средней части разреза (P_2O_5 до 38%)	+	+	+	+
6.Включают в нижней части разреза пачку фосфатно-марганцовистых пород (P_2O_5 до 4%:)	+			+

Продолжение таблицы 1.2.1.1.(б)				
1	2	3	4	5
7. Включают в средней части разреза горизонт пестроокрашенных доломитов и сланцев	+		+	+
8. Характеризуются существенно ильменит - магнетит –циркон–хромитовой ассоциацией акцессорных минералов	+	+	+	+
9. Характеризуются каолинит-гидрослюдисто-серицитовой ассоциацией глинистых минералов	+	+	+	+
10. Обладают сходным микроэлементным составом	+	+	+	+
11. Выделяются одинаковым микроэлементным составом фосфоритов, который представлен элементами, связанными с карбонатной (Sr, Mn); графито-алюмо-сили-катионной (Zn, Cu, Ni, Sr, Ba, Cr, V, Ga); железогидроокисной (Cu, Ni, Cr, V, Ga) и собственно фосфатной частью пород (As, Sr, Ba, U).	+	+	+	+
12. Результаты возрастной датировки пород методами хемотратиграфии	600 млн. лет		580 млн. лет	580 млн. лет

Примечания: 1,2,3,5 – общеизвестные положения, подтвержденные наблюдениями автора; 4, 8, 10 – данные Семейкина и др. [492], а также автора; 6,7- данные Белоголового и др. [442], а также автора; 9 – 11- данные автора; 12- данные Вишневецкой [46].

Из перечисленных признаков свит выделим цикличность строения. Впервые на это обратили внимание П.В. Осокин [268, 471] и И.Н. Семейкин [304,305,490]. Работы автора в основном подтвердили их выводы. В целом они сводятся к следующему.

На Ухагольском и Хубсугульском месторождениях разрез свиты состоит из 4-х, а на Боксонском и Харанурском месторождениях - из 3-х седиментационных циклов, представленных периодически повторяемым трансгрессивно – регрессивным рядом осадков (рис. 1.2.4, 1.2.1.1(а)). Каждый цикл начинается и заканчивается относительно мелководными отложениями с повышенным содержанием обломочных компонентов. В средней части циклов заключены тонкогоризонтальнослоистые карбонатные породы, с признаками относительно глубоководных условий осадконакопления. Каждый последующий цикл нередко начинается с размыва и имеет мощность от 50 до 500 м. Характеристика их приведена на рис. 1.2.1.1(а). Три верхних ухагольских цикла прослеживаются на Боксонском и Харанурском месторождениях, тогда как отложения нижнего (первого) цикла здесь от-

сутствуют и разрез начинается со второго цикла, залегающего с размывом на сархойской свите (рис. 1.2.1.1(a)). Соответственно мощность забитской свиты составляет на Ухаголе 630 - 1070м, Боксоне – 550- 700м, Харануре – 500 – 820м. Цикличное строение наблюдается и на Хубсугульском месторождении (рис. 1.2.1.1(a)), где в дооднурской свите мощностью 510 - 930м выделяется 4 цикла, в целом хорошо коррелирующихся с забитскими циклами Ухагольского месторождения [304].

Таким образом, изложенные данные (табл.1.2.1.1.б) однозначно показывают, что в пределах ОХФБ фосфоритовые месторождения принадлежат к единому литолого – стратиграфическому интервалу, который представлен двумя разновозрастными свитами: забитской - на севере и дооднурской - на юге ОХФБ. В разрезе положение фосфоритоносных свит четко обозначено следующими главными моментами.

1). Свиты заключены между вулканогенно – терригенным комплексом и карбонатной толщей, внизу доломитового, вверху – известнякового состава с трилобитовой и археоциатовой фауной нижнего кембрия.

2). Внутри отмеченного стратиграфического интервала распространение фосфоритоносных свит ограничивают перерывы в осадконакоплении, фиксируемые базальными конглобрекциями в основании и бокситовым горизонтом - в кровле продуктивного разреза. При этом, опираясь на указанные литологические маркеры, изотопными методами достаточно уверенно определяется время формирования свит. Начало их накопления, судя по абсолютному возрасту вулканитов, подстилающих базальный горизонт, оценивается примерно в 708 -713 млн. лет [41]. Конец – как следует из изотопной датировки бокситов, приходится на 600 млн. лет [147 -150]. Последняя цифра хорошо согласуется с находками в бокситах остатков вендских медузоид, представленных *Ovatosctum conceutricum glaesner et wade* [149]

Следовательно продолжительность накопления фосфоритоносных свит составляет около 108-113 млн. лет. Однако, эти значения однозначно завышены, поскольку во многих разрезах между забитскими (дооднурскими) базальными конглобрекциями и отмеченными вулканитами залегают еще доломиты и терригенные породы сархойской (дархатской) серии мощностью 400 – 450 м (рис. 1.2.1.1(a), 1.2.4, 1.2.5). Учитывая это, приведенные цифры логично скорректировать примерно до 50-45 млн. лет.

Таким образом, формирование забитской и дооднурской фосфоритоносных свит укладывается в возрастные рамки вендской системы, что в целом подтверждают данные хемотратиграфии (600 - 580 млн. лет), полученные в последние годы по карбонатным породам хубсугульской и боксонской серий [46, 275]. Очевидно, сделанный вывод логично распространить и на продуктивные пачки других месторождений ОХФБ, заключенных

среди отложений отмеченных свит. Дополнительным аргументом для таких представлений служит комплекс вендских микрофитолитовых и строматолитовых сообществ, выявленных в фосфоритах и вмещающих их породах (табл. 1.1.1 и 1.1.2). Особенно важными являются находки в рудах Ухагольского месторождения остатков водорослей *Obruchevella parva reitlinger* (табл. 1.1.1), что позволяет датировать отложения нижним вендом [308].

Несмотря на очевидность приведенных доказательств принадлежности фосфоритоносных свит к **вендской системе**, имеется ряд спорных моментов, требующих обсуждения. Прежде всего, это касается укоренившихся взглядов о формировании месторождений юга бассейна в томмотский век раннего кембрия и, следовательно, их образование по времени совпало с массовым появлением на Земле первых скелетных организмов, сложенных, в основном, из фосфата.

Долгое время эти представления активно пропагандируются учеными – палеонтологами ПИН РАН [109, 110, 142, 146, 151, 286, 291, 292, 368, 382]. В качестве отправной точки для таких взглядов, главным образом, служат редкие (единичные) находки в фосфоритах Хубсугульского месторождения фосфатизированных планктонных организмов: акритархи *Tasmanites tenellus Volkovan*, *Leospheridium* и проблематики *Archaeoides granulatus Qian* [110, 291].

Дополнительный комплекс фосфатизированной микробиоты вскрыт при помощи сканирующей электронной микроскопии. Ее использование позволило установить широкое развитие в фосфоритах фрагментов бактериально-водорослевых матов, псевдоморфоз по пурпурным и другим водорослевым микроорганизмам. Принимая во внимание все это, а также то, что в 600-650м в вышележащей хоридулинской свите найдены остатки атдабанских археоциат и трилобитов, фосфоритовые месторождения и вмещающая их хэсенская (дооднурская) свита, отнесены к томмотскому ярусу нижнего кембрия.

Такая интерпретация фактического материала противоречит известным геологическим данным. Прежде всего, это наглядно вытекает из положения фосфоритоносной свиты и на севере, и на юге ОХФБ стратиграфически ниже бокситового горизонта, который по палеонтологическим и радиоизотопным определениям имеет вендский возраст. Далее, следует иметь в виду, что томмотский век характеризуется как время массового появления микробиоты с первичным фосфатным скелетом. В нашем случае выявленные в фосфоритах органические остатки в отмеченную категорию не попадают. Кроме того, наряду с вышеуказанными акритархами, в рудах Хубсугульского месторождения фиксируются спиралевидные водоросли рода *Obruchevella* (*O. delicate*, *O. parva*) [142, 286], характерные для венда [308].

Дополнительным аргументом в пользу вендского возраста фосфоритоносной толщи Хубсугульского месторождения служат результаты корреляции разрезов ОХФБ с опорными разрезами рифея – нижнего кембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (рис. 1.2.5). Как видно из рисунка, на гигантских просторах от Тувино – Монгольского массива на юге до Анабарского щита на севере, и от структур Енисейского кряжа на западе до Алданского щита на востоке, отчетливо проявлена общность в строении разрезов. Внизу – это существенно вулканогенно - терригенные и терригенные свиты, далее с размывом следуют доломитовые отложения, которые выше переходят в известняковые толщи со скелетной фауной нижнего кембрия.

Наконец, принципиально важным являются опубликованные результаты детального палеонтологического изучения опорного разреза венд – нижнекембрийских отложений Дзабханской структурно-формационной зоны Монголии [53, 146, 151, 219]. (рис. 1.2.1.1(г)) Зона расположена в 250 - 300 км юго-западу от южного окончания Хубсугульского прогиба и рассматривается рядом исследователей в качестве его продолжения [142, 153, 291]. К такому выводу их подталкивает как очевидное сходство в строении разрезов, так и наличие здесь фосфоритоносных отложений.

В разрезе зоны выделяют снизу вверх следующие свиты: 1). Дзабханскую - вулканогенную (R_3); 2). Цаганоломскую (V) суммарной мощностью 1100м. Представлена внизу доломитами, вверху - известняками с прослоями доломитов, в том числе онколитовыми и строматолитовыми; в основании свиты - конглобрекции и песчаники; 3). Баянгольскую (C_{1t}) мощностью 1150м. Сложена алевро-песчаниками с пачками водорослевых известняков с томмотским комплексом микрофауны; залегает без видимого несогласия; 4). Саланыгольскую (C_{1at-b}) мощностью около 470м. На конгломератах лежат биогермные известняки с остатками археоциат атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия.

Фосфоритоносными являются две свиты: цаганоломская (V) и баянгольская (C_{1t}). Цаганоломский или вендский фосфоритоносный уровень представлен тонкими, но выдержанными, слоями бедных афанитовых фосфоритов [153,142].

Фосфориты томмотского (баянгольского) уровня – это маломощные прослои (до 0,5м) зернистых пород из мелкообломочного (псаммитового) фосфатного материала, заключенного в карбонатном цементе [118, 142, 292].

По результатам сканирующей электронной микроскопии вендские и томмотские фосфориты принципиально отличаются друг от друга. В первом случае, как и в фосфоритах Хубсугульского месторождения, фосфатные выделения переполнены фосфатизированной бактериально-водорослевой микробиотой. Во втором случае – это классический пример широкого развития остатков первых мелких скелетных ископаемых, получивших

в международной практике условный термин SSF. Среди них в томмотских фосфоритах резко доминируют многочисленные фосфатные раковины и ядра беззамковых брахиопод, размером менее 2мм. Количество их столь велико, что сложенные ими породы рассматриваются как самые ранние из известных в истории Земли ракушечные фосфориты. Столь разительные отличия в формах обособлений фосфатного вещества в вендских и томмотских фосфоритах делают их ультрамикроструктуры важнейшим диагностическим признаком этих пород.

Теперь вновь, возвращаясь к фосфоритам Хубсугульского месторождения, еще раз подчеркнем аналогичность ультрамикроструктур их и вендских фосфоритов Дзобханской зоны. Очевидно, такой факт не может быть случайным, а является важным доказательством именно вендского, а не томмотского возраста Хубсугульского месторождения. Не вызывает сомнений, что установленная закономерность также не случайна. Она подтверждает возрастную близость сравниваемых стратиграфических комплексов. Следовательно, как Хубсугульское месторождение, так и вмещающая его дооднурская (хэсэнская) свита являются образованиями вендской системы. В более широком плане это означает, что в пределах ОХФБ фосфогенез связан с вендским этапом осадконакопления.

К сожалению, предложенная трактовка фактического материала небезупречна. Для полного понимания ситуации не хватает полноценных изотопных и палеонтологических датировок для определения положения фосфоритоносных свит по ярусным интервалам вендской системы. В какой - то степени вопрос разрешается благодаря учреждению в Международной стратиграфической шкале (МСШ) самой поздней в неопротерозое эдиакарской системы [403]. В целом по возрастным характеристикам она близка к венду, но по ярусно не расчленяется (табл.1.2.1.1.в).

Таблица 1.2.1.1.в

Соотношение стратиграфических элементов Общей и Международной стратиграфических шкал верхнего неопротерозоя [402,353,282].

В.-Европейская платформа	Сибирская платформа	Австралия	
Стратиграфические комплексы			
Вендская система			
Ровенский (гориз.) (V ₂)	ю д о о м т с д к е и л й	Аимский(V ₂) 540 млн. лет (Немакит-далдынский) горизонт	544 млн.лет Эдиакарская система 635 млн. лет
Котлинский(гориз.) (V ₂)		Усть-Юдомский(V ₂) (Эдиакарский) горизонт	
Редкинский(V ₂)(Эдиакарский)(гор.) 558млн.лет		Терригенная толща(V ₂) 600млн. лет	
Лапланский (гориз.) (V ₂) 600млн. лет		Маастакская свита,2 нижних пачки ушаковской свиты,тассеевская серия 650 млн. лет	
Серебрянская серия (V ₁)		Оледенение Мариино 650 -635 млн. лет	

Решением Уфимского стратиграфического совещания (1990г) возраст подошвы венда в абсолютном летоисчислении принят в 650 ± 20 млн. лет. Как было отмечено выше, имеющиеся у нас ориентировочные данные по изотопной геохронологии и хемотратиграфическим исследованиям показывают, что возраст фосфоритоносных свит ОХФБ укладывается в интервал от 650-645 млн. лет до 600 - 580 млн. лет [330]. Исходя из этих значений, и сопоставляя их с граничными возрастными датировками горизонтных (ярусных) подразделений таблицы 1.2.1.1.(в) приходим к выводу, о формировании фосфоритоносных свит ОХФБ примерно в начале эдиакарского периода или в предъюдомскую эпоху венда.

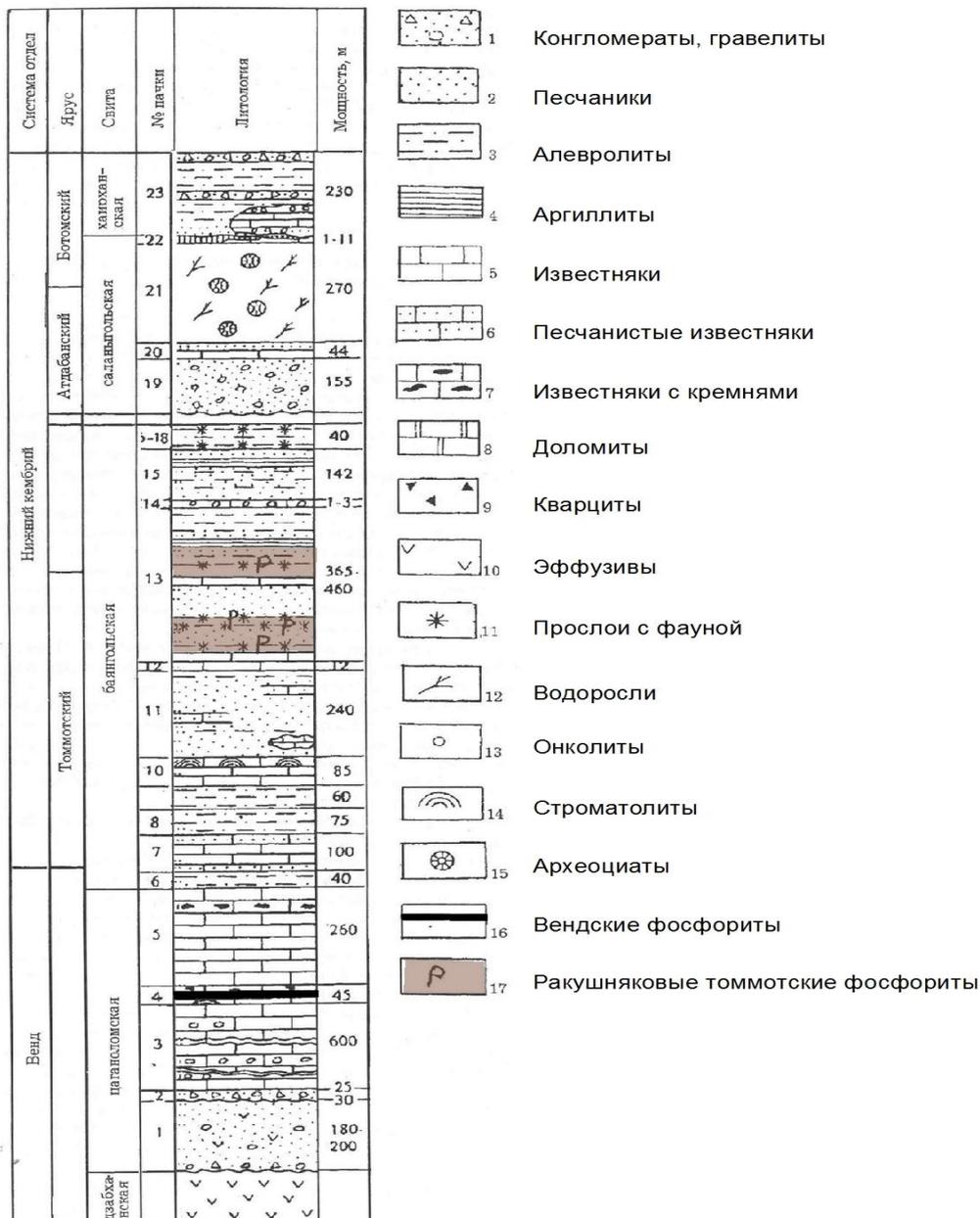
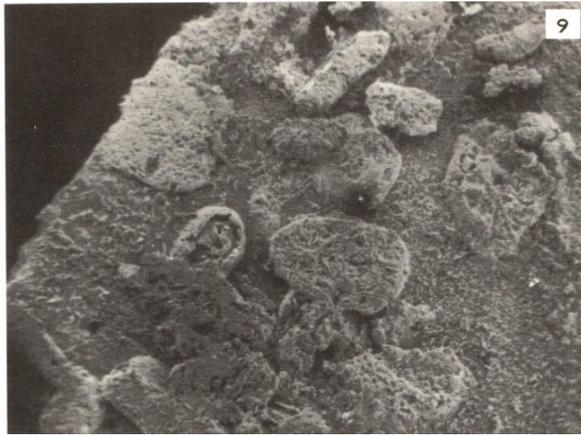
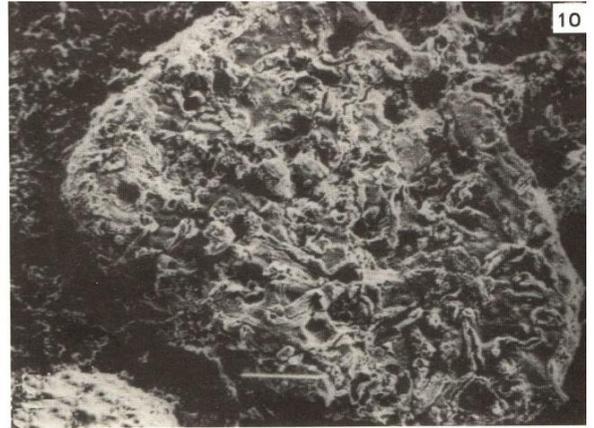


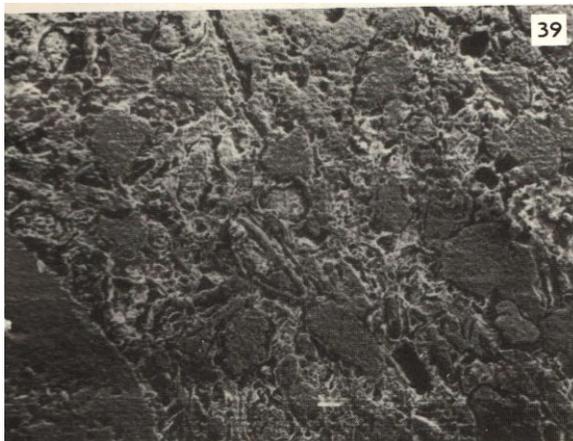
Рис.1.2.1.1.(г). Разрез венд – нижнекембрийских отложений Дзабханской структурно-формационной зоны Монголии (р. Салааны-Гол) [142].



Общий вид фосфоритов Хубсугульского месторождения. Протравленная поверхность пластины. СЭМ. Ув. 50^x



Электронно-микроскопическое строение хубсугульских фосфоритов, сложенных фосфатизированными чехлами нитей цианобактерий. СЭМ. Ув. 200^x



Общий вид фосфоритов Дзабханской зоны (вендский уровень фосфатизации). Протравленная поверхность. СЭМ. Ув. 100^x



Электронно-микроскопическое строение фосфоритов Дзабханской зоны (вендский уровень фосфатизации). СЭМ. Ув. 700^x



Электронно-микроскопическое строение микроракушняковых фосфоритов Дзабханской зоны (томотский уровень фосфатизации). СЭМ. Ув. 170^x и 500^x



Рис. 1.2.1.1. (д). Сопоставление электронно-микроскопического строения фосфоритов Хубсугульского месторождения и Дзабханской зоны Монголии (соответственно вендский и томотский фосфоритоносные уровни). [142]

Итак, подводя итог всему вышесказанному, еще раз подчеркнем главное.

В пределах ОХФБ месторождения фосфоритов связаны с отложениями забитской и дооднурской (хэсэнской) свит, которые являются стратиграфическими аналогами. Свиты характеризуются сложнопостроенными разрезами из доломитов, известняков, силицитов и терригенных пород. Породы в разрезах повторяются закономерно, образуя три – четыре осадочных цикла, которые отражают чередование периодов обмеления и углубления морского бассейна. Заключенные среди свит промышленные скопления фосфоритов относятся, скорее всего, к нижневендским - нижнеэдиакарским образованиям неопротерозоя.

1.3. Фосфоритовые месторождения ОХФБ.

Фосфоритами в Окино-Хубсугульском бассейне считаются породы, содержащие 7% P_2O_5 и более. Такая цифра принята на месторождениях в качестве бортового содержания, при котором проводился оперативный подсчет запасов. Учитывая это в настоящей работе термин «фосфорит» употребляется в том же смысле, как используется он на практике.

В ОХФБ промышленно – значимые скопления фосфоритов сосредоточены на 9 месторождениях. Все они, за исключением Цаганнурского, локализируются вдоль восточного борта Хубсугульского прогиба, протягиваясь прерывистой цепью с юга на север на протяжении 250км (рис. 1). С точки зрения разведанности запасов и понимания особенностей геологического строения наиболее изученными являются Харанурское, Боксонское, Ухагольское, Хубсугульское и Буренханское месторождения. Представления о других более мелких месторождениях (Манханулинское, Улеиндабинское, Цаганнурское, Сутологойское) значительно менее полные, поскольку на этих объектах проведены только поисковые работы.

1.3.1. Харанурское месторождение.

Месторождение было открыто в 1976 г. Ю.П. Бутовым [445,34]. В дальнейшем разведкой и оценкой его запасов занималась Харанурская партия Окинской экспедиции ПГО «Бурятгеология» [465, 466, 499, 500]. Типизация руд и технологическое их изучение проводились институтом горно-химического сырья (ГИГХС) [451,498]. Тематические исследования выполнялись в институтах ГИГХС и ВостСибНИИГГиМС [451,490].

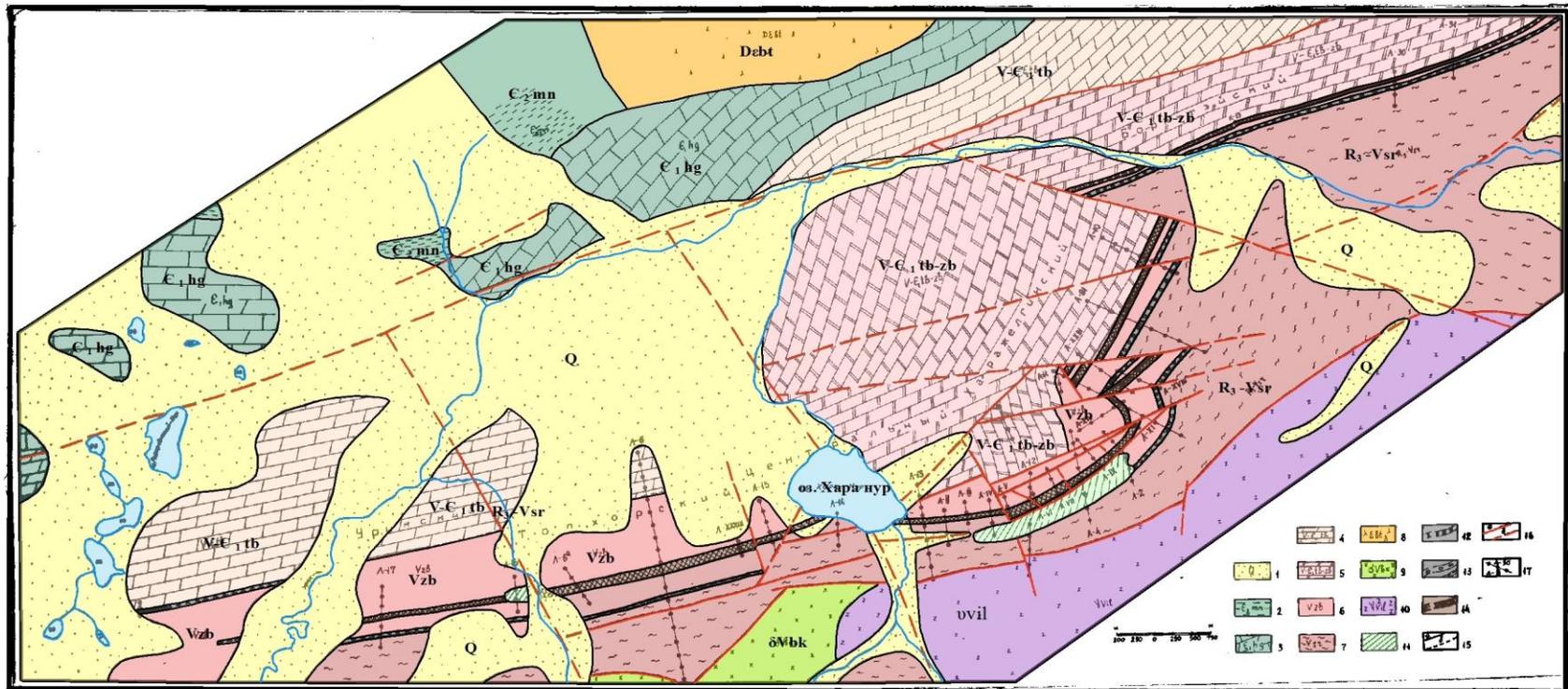
Месторождение находится в верхнем течении р. Урик и связано с кремнисто – терригенно-карбонатной формацией. Оно протягивается на 25 км узкой полосой близширотного простирания, выклиниваясь в западном и восточном направлениях. С юга ограничено массивами ультраосновных и основных пород, с севера - полями кембрийских карбонатных толщ (рис. 1.3.1.1). Выходы продуктивной пачки плохо обнажены, поскольку проходят по сильно заболоченным, покрытым лесом, слабо расчлененным горным склонам.

Запасы месторождения сосредоточены на Урикском, Топхорском, Центральном, Харажелгинском и Боргутейском участках. Из них 90% локализируются на участках Харажелгинском и Топхорском, которые и могут рассматриваться как возможные объекты промышленной обработки. **В тектоническом плане** месторождение приурочено к центриклинальному замыканию крупной синклинойной структуры и представляет моноклиналь с углами падения пород от 30° до 80° (52°) и азимутом падения $350-360^{\circ}$ (рис. 1.3.1.2.. Структура моноклинали блоковая, образованная в основном сочетанием систем разрывных нарушений северо – западного и северо – восточного простирания. Северо – западные нарушения, как правило, являются границами участков месторождения. Фосфориты приурочены к карбонатной забитской свите, строение которой показано на рис. 1.2.1.1(а), 1.5.3.1 и в табл. 1.3.1.1. Таблица 1.3.1.1.

Характеристика забитской свиты Харанурского месторождения

Цикл	Пачка	Характеристика отложений (снизу - вверх)	Мощность, м
1	2	3	4
II	Базальная	Полимиктовые гравелиты, доломитовые валунно-галечные конгломераты и седиментационные брекчии, онколитовые доломиты, мергели; вверху светло-серые массивные доломиты	0-75
	Подфосфоритная	В основании доломиты темно-серые тонкослоистые; выше- серые с пологоволнистой, линзовой и горизонтальной слоистостью; далее седиментационные доломитовые брекчии и онколитовые доломиты.	0-230
	Фосфоритная	Фосфориты брекчиевые и конглобрекчиевые, слойковые и органоморфные; доломиты, глинистые сланцы; прослой известняков; вверху и внизу породы часто с обильной примесью терригенного кварца.	10-130
III	Надфосфоритная	Пятнистоокрашенные светло-серые и серые седиментационные доломитовые брекчии, доломиты тонкообломочные и органогенные; вверху доломиты тонкогоризонтальнослоистые.	35-100
	Фосфатсодержащая	Доломиты бурые, светло- и темно-серые, глинистые, обломочные; доломитовые фосфатсодержащие седиментационные брекчии; глинистые сланцы с прослоями известняков и фосфоритов	0-35
IV	Темноцветная	Известняки темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью; фациально переходят в доломиты. В основании обломочные породы с обильным терригенным кварцем..	45-120
	Сероцветная	Доломиты серые массивные, прослоями брекчиевые; вверху со строматолитами	300 Общая мощность свиты 500 -850м

Схематическая геологическая карта Харанурского месторождения (масштаб 1:25000)
Составили Кокунин В.В., Шуляк Г.Б., Важенина Е.В. с дополнениями и изменениями А.Ф.Георгиевского

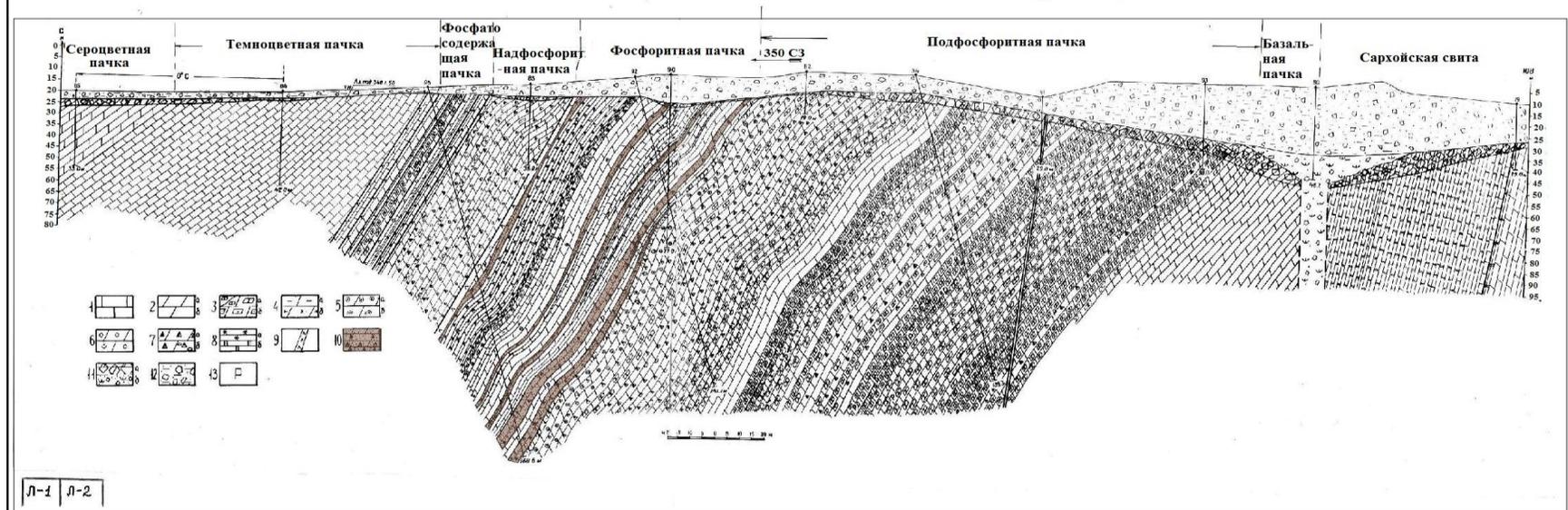


Условные обозначения

Четвертичные отложения	Табинзуртинская и забитская свиты нерасчлененные. Доломиты светлосерые, серые и пятнисто окрашенные, прослоями сильнокремнистые.	Ботогольский комплекс. Сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты	Базальный горизонт табинзуртинской свиты. Аллиты, пестроцветные доломиты, сланцы
Средний-верхний кембрий	Венд	Боксонский комплекс. Габбро-диориты, серпентиниты, диориты	Базальный горизонт забитской свиты. Конгломераты, гравелиты, брекчий, мергели
Мангатгольская свита. Карбонатно-глинистые сланцы.	Забитская свита. Доломиты от светло до темносерых, известняки темносерые, карбонатные и глинистые сланцы, фосфориты, кремни	Ильчирский комплекс. Дуниты, гарцбургиты, серпентиниты такльк-карбонатные породы	Фосфоритная пачка
Нижний кембрий	Верхний рифей-венд	Карстовые образования	Разлом
Хужиртайская свита. Известняки, доломиты.	Сархойская свита. Измененные андезитовые порфириты, доломиты, сланцы, туффиты		Геологическая граница
Венд-нижний кембрий			Речка
Табинзуртинская свита. Доломиты светлосерые, серые, часто кремнистые			

Рис. 1.3.1.1.

Геологический разрез Харанурского месторождения (линия I3)



- 1 - Известняки; 2-6 - Доломиты; 2 - тонкогоризонтальнослойчатые (а) и массивные (б);
- 3 - тонкообломочные с псаммитовой структурой и пологоволнистой и горизонтальной слойчатостью (а), с гравийной структурой (б);
- 4 - глинистые (а) и в тонком переслаивании со сланцами (б);
- 5 - Онколитовые (а) и строматолитовые (б); 6 - брекчиевидные;
- 7 - Доломитовые брекчии: взламывания (а), перемыва и конглобрекчии (б); 8 - Сланцы глинистые (а) и карбонатно-хлоритовые (б);
- 9 - Дайки кварцевых и дацитовых порфиров;
- 10 - Пласты фосфоритов; 11 - Эллювиальные (а) и карстовые (б) образования; 12 - Четвертичные моренные отложения;
- 13 - Фосфатсодержащие породы

Рис. 1.3.1.2. Составил Георгиевский А.Ф.

В пределах месторождения свита резко изменчива и характеризуется 6-ю типами разреза, различающимися составом и мощностью отложений (рис.1.5.3.1). Типы разреза отражают фациальные зоны палеобассейна, площади которых в основном совпадают с выделенными на месторождении участками. Наиболее отчетливо фациальные зоны выражены на уровне фосфоритной пачки, отражающей характер зональности свиты в целом. Здесь в качестве основной выделяются Топхорская и Западнохаражелгинская зоны прогибов, где локализовано три четверти запасов месторождения и развита фосфоритная пачка глинисто-карбонатного и карбонатного глинистого состава мощностью более 100 м. Их разделяла зона Центрального временного поднятия и ограничивали Урикская, Восточнохаражелгинская и Боргутейская зоны, соответствовавшие поднятиям разного ранга. Зоны поднятий в основном выделяются подавленным фосфатонакоплением, сокращенной мощностью пачки (10-40 м) и различными условиями ее образования: на площади Центрального поднятия после продолжительного перерыва в осадконакоплении формировались пелитоморфные карбонатно – глинистые отложения мощностью 40 м, в то время как в пределах остальных зон накапливались преимущественно органогенные и обломочные отложения мощностью 10-20 м. Таким образом, наиболее полно пачка представлена в зонах прогибов, что позволяет принять за ее основу разрезы этих зон. Здесь пачка имеет сходное строение, но в Западнохаражелгинской зоне в ее составе резко доминируют глинисто-сланцевые породы, тогда как в Топхорской она сложена в основном карбонатными отложениями (рис. 1.5.3.2;1.5.3.3). В целом пачка представляет собой флишеподобно построенную толщу, которая состоит из часто переслаивающихся глинистых, карбонатных и смешанных по составу слоев мощностью от первых мм до первых метров (рис. 1.3.1.3). Каждый из типов слоев в разрезе пачки распределен неравномерно и в основном группируется в отдельных интервалах, где породы иного состава, либо выпадают из разреза, либо представлены редкими тонкими слойками. Благодаря этому в строении пачки отчетливо проявляется стратификация, которая обусловлена повторением интервалов пород разного состава. Повторение носит закономерный характер и выражено в виде 6 ритмов, образующих в совокупности двухчленный разрез. В нижней его части преимущественно развиты грубообломочные и органогенные породы первого и второго ритмов; верхняя часть представлена часто переслаивающимися глинистыми и хемогенно-карбонатными отложениями четырех последующих ритмов (рис.1.5.2.4). Каждый ритм начинается и заканчивается фосфоритами с признаками относительно мелководных условий формирования. Последние выражены широким развитием в фосфоритах различных обломочных текстур и структур, либо присутствием терригенного кварцевого и глинистого материала (рис. 1.3.1.4., 1.3.1.5, 1.3.1.6). Средние части ритмов сложены более глубоко-

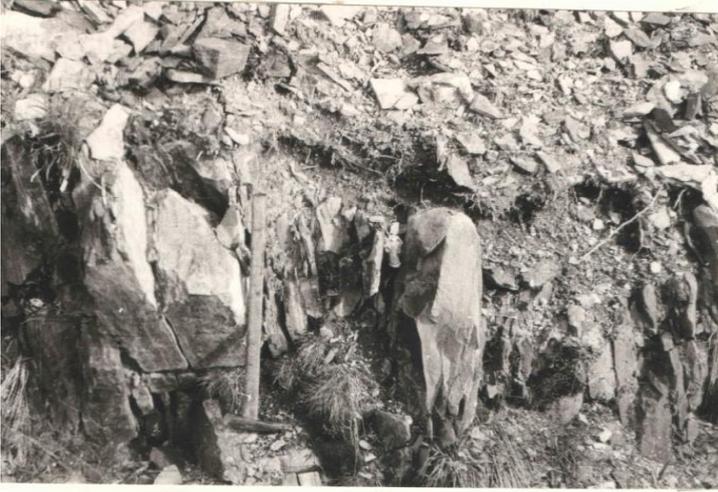


Рис. 1.3.1.3.

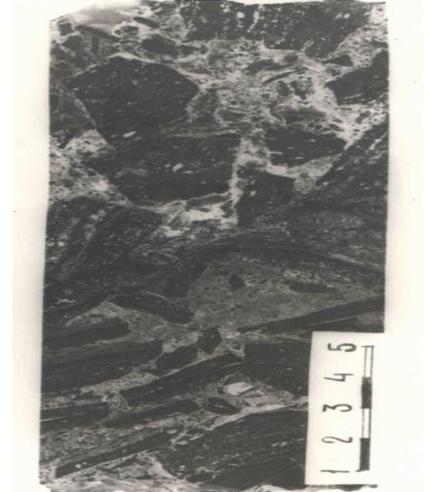


Рис. 1.3.1.3.4

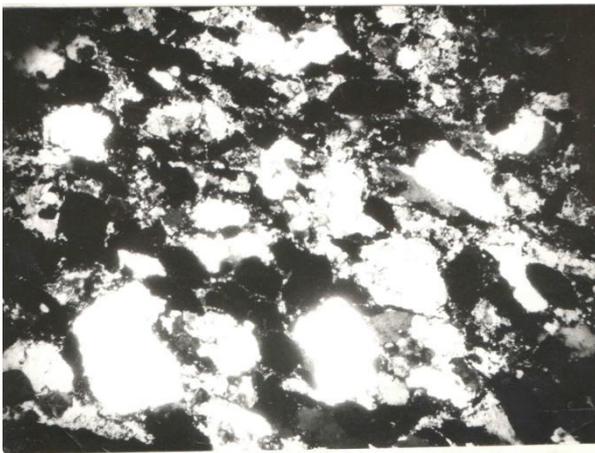


Рис. 1.3.1.5.

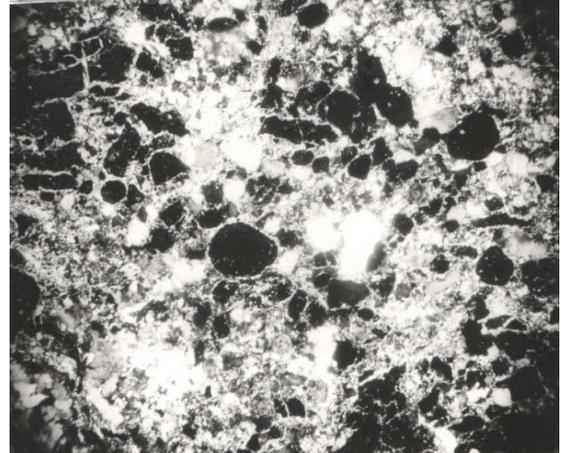


Рис. 1.3.1.6.

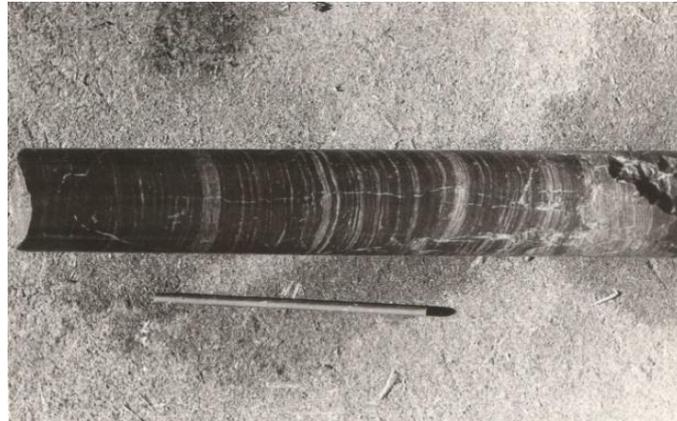


Рис. 1.3.1.7

Рис. 1.3.1.3. Характер переслаивания пород фосфоритной пачки. Канавка 13. Харанурское месторождение

Рис. 1.3.1.4 Мелко-среднеобломочная фосфоритная брекчия с фосфорит-доломитовым псаммитовым цементом. Нижняя часть первого ритма. Первый фосфоритный пласт. Скв. 46. Харанурское месторождение.

Рис. 1.3.1.5. Терригенный кварцевый материал в фосфоритах 4-го пласта. Ув.57^x, с анализатором. Верхи 5-го ритма. Скв.71 (бис). Харанурское месторождение.

Рис. 1.3.1.6. Песчанистый крупнозернистый кварцевый алевролит с глинистым цементом и фосфатными пеллетами. Ув.57^x, с анализатором. Основание 2-го ритма. Первый фосфоритный пласт. Скв. 022 (бис). Харанурское месторождение.

Рис. 1.3.1.7. Известняк тонкогоризонтально-слоистый. Средняя часть 4-го ритма. Скв. 232. Харанурское месторождение.

водными породами, которые обычно представлены известняками или доломитами с тонкогоризонтальнослоистой и массивной текстурами (рис.1.3.1.7.). Границы ритмов проходят преимущественно внутри фосфоритных пластов и часто фиксируются поверхностями размывов, появлением обильного кварцевого терригенного материала, скоплениями грубообломочных пород. Мощность ритмов 10-40м.

В разрезах пачки выделяются 8 фосфоритных пластов, из которых практический интерес представляют четыре, приуроченные к границам ритмов (рис. 1.5.2.4; 1.5.3.1; 1.5.3.2). Восемьдесят процентов запасов месторождения связано с первым (нижним) пластом, слагающим первый и второй ритмы. Три остальных пласта локализируются на границах 3,4,5 и 6-го ритмов соответственно. Первый пласт в основном сложен кремнисто – доломитовыми фосфоритами. Остальные пласты представлены фосфоритами многокомпонентного состава, где доминируют слюды, карбонаты и аутигенный кварц. Параметры пластов приведены в таблице 1.3.1.2.

Таблица 1.3.1.2.

Характеристика пластов фосфоритов Харанурского месторождения.

Участок	№ пласта	Средняя мощность пласта, м	Среднее содержание P_2O_5
Харажелгинский	1	30,6	16,2
	2	4,0	18,3
	3	3,2	10,0
	4	2,4	14,4
Топхорский	1	21,0	17,4
	2	2,3	18,3
	3	3,3	15,0
	4	2,0	7,0

Проиллюстрируем строение пачки и ритмов на примере разреза Топхорской фациальной зоны (рис. 1.5.2.4; 1.5.3.1; 1.5.3.2), включающего снизу вверх следующие шесть ритмов.

Первый ритм представлен внизу чередованием псефитовых, слойковых, обломочно – онколитовых, преимущественно кремнисто – доломитовых фосфоритов 1-го пласта (20м); в средней части – тонкообломочными доломитами, которые вверх и вниз по разрезу переходят в брекчии и строматолитовые доломиты (18м); в верхней части ритм включает брекчиевые и строматолитовые фосфориты, образующие основание фосфоритного пласта под индексом «а» (0,5-1м) *. Это биогермная постройка из фосфатизированных столбчатых строматолитов, с телами брекчий перемыва и древнего карста, а также выделениями ярко-красных охр и бокситоподобного материала. Общая мощность 23-39м.

Второй ритм с размывом в основании начинается конгломератовыми и брекчиевыми фосфоритами, завершающими фосфоритовый пласт «а» (2 м). Выше залегают онколитовые доломиты (8,6 м), ограниченные в кровле поверхностью размыва. Общая мощность ритма 8 -10,6м (9,3 м).

Третий ритм сложен внизу брекчиевыми, псаммито – гравелитовыми, строматолитовыми, подчиненно обломочно –онколитовыми и слойковыми фосфоритами доломитового состава пласта «б» (4м). Далее следуют массивные темно- серые доломиты с линзами кремней (11,5м). Заканчивается ритм микроконкреционно- линзовидно –слойковыми доломитовыми фосфоритами основания 2-го фосфоритного пласта, содержащим глинистый и песчаный материал. Общая мощность ритма 16 м.

Четвертый ритм в основном сложен микроконкреционно- линзовидно –слойковыми глинисто – доломитовыми фосфоритами верхней части 2-го пласта (0,5-2 м), которые по разрезу переходят в массивные доломиты с линзами и прослоями кремней (5 м). В средней части ритма локализуются известняки (5 м), сменяющиеся вверх доломитами с кремнями (2 м). Завершается ритм микроконкреционно- линзовидно – слойковыми, либо пеллетными глинисто – доломитовыми фосфоритами нижней части третьего фосфоритного пласта, обогащенными кварцем (2 м). Общая мощность ритма 15 м.

Пятый ритм в основании представлен фосфоритами аналогичными, но лишенными песчаного материала (верхняя часть пласта) (2.1 м). Далее следуют кремнистые доломиты, чередующиеся внизу с карбонатными сланцами, сверху – с силицитами (9.5 м). Выше доломиты становятся онколитовыми (5м), а затем сменяются глинистыми сланцами (14 м). Заканчивается ритм глинистыми и глинисто – доломитовыми онколито – обломочными фосфоритами основания 4-го фосфоритного пласта, где присутствует терригенный кварц (2,5 м). Общая мощность ритма 20,5 м.

Шестой ритм внизу сложен доломитовыми пеллетными и онколитовыми фосфоритами верхней части 4-го пласта (0.7 м). Выше по разрезу они переходят в темно-серые массивные доломиты, включающие слойки глинистых сланцев и фосфоритов (6м). Далее следуют серый массивный и тонкослоистый доломит (2,4 м), а выше него – доломитовая брекчия, которая завершает шестой ритм (5,4 м). Первые два слоя ритма входят в пределы фосфоритной пачки, два последних - в состав надфосфоритной. Общая мощность фосфоритной пачки в Топхорской зоне 80-120 м (100 м).

В Западнохаражелгинской зоне пачка также состоит из шести ритмов, которые хорошо сопоставляются с топхорскими (рис. 1.5.2.4; 1.5.3.1; 1.5.3.2). От последних они отлича-

* - Здесь и ниже фосфоритовые пласты, развитые лишь на локальных площадях и не имеющие самостоятельного значения для месторождения, обозначаются под индексом «а», «б», «в» и т.д.

ются мощностями, широким развитием глинисто - сланцевых пород, появлением в разрезе 5-го ритма известняков и двух новых локально развитых фосфоритных пластов «в» и «г», а также более дробным строением (рис. 1.5.2.4; 1.5.3.1; 1.5.3.2). Дробность ритмов обусловлена наличием переходных слоев от средних, наиболее глубоководных, к нижним и верхним относительно мелководным частям ритмов. Другой особенностью харажелгинского разреза является обычно наблюдаемое сужение границ 1-го и 2-го ритмов до контуров первого фосфоритного пласта, обусловленное выпадением из средней части ритмов доломитов, либо их фаціальным замещением на фосфориты (рис..1.5.3.2).

1.3.1. а. Характеристика фосфоритных пластов.

Более 80% запасов месторождения связано с первым (нижним) пластом Харажелгинской и Топхорской зон. Это сложно построенное резко изменчивое в пространстве геологическое тело, сложенное породами нижних ритмов. Значительное место в его строении, наряду с фосфоритами, занимают разнообразные доломитовые породы, которые в ряде случаев образуют в средней части прослои и линзы протяженностью до 250 м при мощности от первых до 20 м. Благодаря их присутствию единое в геологическом смысле тело первого пласта расклинивается на собственно первый фосфоритный пласт и фосфоритные пласты с индексами. В целом пласт имеет двухчленное строение. Низ его сложен породами 1-го и 2-го ритмов, верх – из пород основания 3-го ритма. В нижней части пластов нефосфатная составляющая представлена доломитовым и кремнистым веществом, в верхней части к нему в значительном количестве добавляется глинистый материал. Пласт характеризуется 15 типами разреза, которые имеют равнозначное площадное развитие и сменяются по простиранию через 200 -2500 м, а по падению через 100-150м (рис. 1.5.3.4). Мощность пласта – 5-40 м. Среднее содержание P_2O_5 12-23%. Наиболее полное представление о пласте дает 5-й (опорный) тип разреза, включающий 7 слоев (табл. 1.3.1.а).

Другие типы разреза, помимо мощности отличаются от опорного отсутствием одного или нескольких вышеотмеченных слоев, либо фаціальным замещением фосфоритов пятого слоя доломитами. Благодаря этому на отдельных участках происходит расклинивание нижнего пласта на 2 или 3 рудных тела. Кроме того, следует выделить разрезы, практически целиком сложенные обломочными фосфоритами, корреляция которых с конкретными слоями других типов разреза затруднена. Остальные характерные признаки разрезов показаны на рис. 1.5.3.4. Таким образом, пласт является комплексом сложно переслаивающихся разновидностей фосфоритов, различающихся составом и структурно - текстурными особенностями. Наибольшим распространением пользуются кремнисто-доломитовые, доломитовые и мономинеральные фосфориты; количество же кремнисто-

Таблица 1.3.1.(а).

Строение опорного разреза нижнего фосфоритного пласта Харанурского месторождения (скв. 049,048,050) (снизу вверх).

№ слоя	Характеристика отложений	Мощность, м	Содержание P ₂ O ₅ %
1	2	3	4
1	Кремнисто-доломитовые, псефитовые, гравели- товые и псаммитовые фосфориты.	0,6	10-14,5
2	Мономинеральные или кремнисто – долами- товые слойковые фосфориты.	5,0	31-34,7
3	Ритмичное чередование кремнисто-доломитовых и мономинеральных брекчиевых, обломочно- онколитовых и слойковых фосфоритов, а также обломочных доломитов.	2,8	18,1-22,3
4	Кремнисто-доломитовые псефитовые, гравийно - псаммитовые и слойковые фосфориты с обиль- ным терригенным кварцем и глинистым мате- риалом.	0,8	15,1-17,2
5	Кремнисто-доломитовые обломочно- онколитовые фосфориты с линзами и прослоями органогенных доломитов и слойковых фосфори- тов.	7,3	6,4-13,2
6	Кремнисто-доломитовые псефитовые фосфо- риты.	0,9	15,6
7	Кремнисто-серицит- доломитовые и доломит- кремнисто- серицитовые (сланцевые) микроконк- реционно-линзовидно-слойковые фосфориты, в нижней части со скоплением кварцевого терри- генного материала	3,0	9,8-18,1

доломит-серицитовых («сланцевых») фосфоритов не превышает 6%. Учитывая, что каж-
дый тип разреза отражал определенную фациальную зону можно сделать вывод, что ос-
новные скопления фосфоритов формировались в обстановке крайне неустойчивых усло-
вий осадконакопления, выраженных в дифференциации крупных литолого – фациальных
зон на ряд более мелких.

В Топхорской зоне первый пласт представлен метаморфизованными фосфоритами.
Мощность его пласта – 22 м. Содержание P₂O₅ - 16%.

Второй, третий и четвертый фосфоритные пласты приурочены к границам ритмов, что
является наиболее устойчивым их корреляционным признаком. Они сложены тонко чере-
дующимися (5-100мм) фосфатными, сланцевыми, доломитовыми, реже известняковыми и
силицитовыми слоями, образующими в совокупности микроконкреционно – линзовид-
но - слойковые фосфориты, состав которых, в зависимости от преобладания того или ино-
го породного элемента, меняется от карбонатного до глинистого, считаясь в среднем сло-

дисто – карбонатно- кремнистым. Мощность пластов 0,5 -12 м (3,5м). Содержание P_2O_5 и Н.О. в их контурах колеблется от 3-20% (12,6%) и от 25 до 70% (45%) соответственно. По простирацию мощность пластов и состав фосфоритов меняется через 750 -1000м, а по падению через 150-200 м. Отчетливой закономерности в их изменении не наблюдается, за исключением тенденции преимущественно развития в харажелгинской зоне «сланцевых» фосфоритов, а в Топхорской зоне – доломитовых.

Разведочными работами на месторождении установлено существование трех типов руд (табл. 1.3.1.б.). Из них, с точки зрения обогатимости, практически интересными являются кремнисто-доломитовые и кремнисто – карбонатные (метаморфизованные) руды, представляющие основные запасы месторождения. Параметры обогащения слюдисто – карбонатно - кремнистого типа руд неудовлетворительные (табл. 1.3.1.в). Это ограничивает практическое его применение и вызывает необходимость проведения дополнительных технологических исследований.

Запасы фосфоритовых руд месторождения подсчитаны по категориям C_1 , C_2 и прогнозные по двум вариантам бортового содержания (7 и 10%). Глубина подсчетов – 400м. Параметры запасов показаны в таблице 1.3.1.(г). Приведенные данные характеризуют месторождение как крупное.

Таблица 1.3.1.(г).
Запасы Харанурского месторождения [465,499].

Категория запасов	Борт 7%			Борт 10%		
	Запасы руды (млн.т)	Запасы P_2O_5 (млн.т)	Среднее содержание P_2O_5 (%)	Запасы руды (млн.т)	Запасы P_2O_5 (млн.т)	Среднее содержание P_2O_5 (%)
C_1+C_2	360	54	15	313	51,7	16,5
Прогнозные	180	27	15	125	21	17

Таблица 1.3.1.(б).

Геологические и геолого-технологические типы руд Харанурского месторождения

№ п/п	Тип фосфоритной руды	Распределение				Характеристика исходной руды											
		№ плас-та	Участки *		% запасов	Химический состав, %						Минеральный состав, %					Тонкое прораствание минералов
			I	II		P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	A ₂ O ₃	фосфат	доломит	кальцит	кварц	слюда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	Кремнисто-доломитовый	1	+	-	51,3	16,4	33,6	7,0	15,4	23,1	0,8	38,8	32,1	0,6	22,2	2,1	фосфата с доломитом и кварцем
2	Кремнисто-карбонатный (метаморфизованный)	1	-	+	19,3	15,7	31,9	6,8	17,0	26,9	0,3	37,1	31,1	5,1	25,6	0,6	фосфата с доломитом и кварцем
3	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	2+3+4	+	+	29,4	13,1	28,6	5,2	13,9	31,8	3,6	30,9	22,9	6,6	29,0	9,3	фосфата с карбонатами, кварцем, слюдой

Продолжение таблицы 1.3.1.(б).

№ п/п	Тип фосфоритной руды	Распределение				Технологическая характеристика						
		№ плас-та	Участки *		% запасов	Фосфатный концентрат			Извлечение P ₂ O ₅ %	Способ обогащения	Изученность	
			I	II		Содержание, %						
1	2	3	4	5	6	P ₂ O ₅	MgO	CO ₂	22	23	24	
1	Кремнисто-доломитовый	1	+	-	51,3	28,2-32,5	2,2-1,4	4,92-0,82	61,2-70,9	суспензионно-флотационный и суспензионно-обжиговый	недостаточная	
2	Кремнисто-карбонатный (метаморфизованный)	1	-	+	19,3	28,6 28,4	1,0 2,0	3,5 н/оп	83,4 56,4	флотационный суспензионно-флотационный	недостаточная	
3	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	2+3+4	+	+	29,4	19,1-25,8 25,3	2,72-4,8 2,5	н/оп 5,1	33,7 45,7	флотационно-обжиговый суспензионно-флотационный	слабая	

* Участки (фациальные зоны): I –Харажелгинский, II- Топхорский

Таблица 1.3.1.(в).

Результаты технологических исследований фосфоритных руд Харанурского месторождения

№ п/п	Охарактеризованные пробы		№ техн. пробы	Масса (кг)	Место отбора (№канавы, скв.)	Вещественный состав руды в пробе	Руда (Р)концентрат (К)	Химический состав, %									
	Тип руды	№ пласта						P ₂ O ₅	NO	CaO	MgO	SiO ₂	A ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CO ₂	F	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
1	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	2	T-1	122	К-196 К-199	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	Р	15,0	31,98	27,37	5,64	30,8	1,69	1,05	7,85	н/о	
		2+3+4	T-7	375	Групповая проба по 25-ти скв.		К	25,8	н/о	н/о	2,72	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
							Р	11,32	39,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
К	19,1	н/о	н/о	4,8	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
2	Кремнисто-доломитовый	1	T-3	460	С-3,46бис.К-191,233	Кремнисто-доломитовый	Р	14,84	27,4	29,59	7,24	26,75	1,97	1,05	15,51	1,08	
			T-4	350	Групповая проба по 15-ти скв.		К	28,59	14,72	42,05	2,2	14,4	1,11	1,46	4,92	2,28	
		1	T-4	350	Групповая проба по 15-ти скв.	Кремнисто-доломитовый	Р	32,5	14,56	45,79	1,4	14,3	0,66	1,06	0,82	2,64	
							К	16,42	24,5	33,64	7,03	23,1	0,8	0,6	15,43	1,25	
							К	28,20	17,94	39,68	2,05	17,4	0,54	1,20	4,95	2,25	
К	31,2	19,1	41,78	2,05	18,94	0,71	0,6	0,31	2,60								
3	Кремнисто-карбонатный (метаморфизованный)	1	T-5	350	К-6	Кремнисто-карбонатный	Р	18,6	36,4	32,0	3,2	36,46	0,01	0,59	7,41	1,36	
							К	28,55	18,62	45,14	1,01	18,62	н/о	0,83	3,47	2,4	
							К	28,4	н/о	н/о	1,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	

Продолжение таблицы 1.3.1.(в).

№ п/п	Тип фосфоритной руды	Минеральный состав, %					Выход концентрата, %	Извлечение P ₂ O ₅ %	Способ обогащения	Организация, проводившая исследования
		фосфат	доломит	кальцит	кварц	слюда				
1	2	18	19	20	21	22	23	24	25	26
1	Кремнисто-доломитовый	32,3	23,5	-	29,0	4,4	19,6	33,7	Флотационно-обжиговой	ПГО «Бурятгеология»
		61,0	н/о	н/о	н/о	н/о				
		26,8	н/о	н/о	н/о	н/о				
		45,3	33,6	-	39,6	н/о				
56,8	11,2	-	14,2	4,0	н/о	45,7	Суспензионно-флотационный	Прим КНИЛ ГИГХСа		
2	Кремнисто-карбонатный (метаморфизованный)	35,1	33,1	-	24,4	5,1	34,45	65,9	Суспензионно-флотационный	Прим КНИЛ ГИГХСа
		67,6	10,1	0,4	12,8	2,9				
		76,9	1,7	-	12,2	1,7				
		38,8	32,1	0,6	22,2	2,1				
		66,7	9,4	1,2	16,8	1,4				
73,8	0,6	-	17,0	1,8	33,76	64,54	Суспензионно-обжиговой	Прим КНИЛ ГИГХСа		
3	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	43,9	14,6	1,0	36,5	-	н/о	82,8	Флотационный	Прим КНИЛ ГИГХСа
		67,5	4,6	2,9	18,6	н/о				
		67,2	9,1	н/о	н/о	н/о				

1.3.2. Боксонское месторождение.

Месторождение выявлено П.В.Осокиным, Б.Г. Гуревичем и И.Н. Семейкиным в 1972 г. [457, 472, 473, 492]. Геологической оценкой объекта занимались Бокситовая и Монгошинская партии Окинской экспедиции ПГО «Бурятгеология» [472,489]. Типизация и вещественный состав руд изучались специалистами ГИГХСа [457]. Технологические исследования проводились в специализированной лаборатории ПГО «Бурятгеология» [475]. Тематические работы выполнялись в институтах ВостСибНИИГГиМС и ГИГХС [451, 490-492].

Месторождение располагается в своеобразной горной котловине в бассейне рек Урдо-Боксон и Хоре в 40 км к югу от Харанурского месторождения. Территориально оно совпадает с одноименным месторождением бокситов и может рассматриваться как комплексное. Рельеф района сглаженный, закрытый болотами и таежным лесом, что крайне затрудняет проведение здесь геологического картирования.

Месторождение приурочено к карбонатной подформации и протягивается в северо-восточном направлении на 25 км (рис. 1.3.2.1). В его пределах выделяется западная моноклираль и мульда Хоре, разделенные антиклинальным поднятием. Западная моноклираль с углами падения пород 30-60° на СЗ осложнена многочисленными нарушениями. Мульда Хоре занимает юго-восточную часть месторождения. Это широкая брахиформная структура с пологим (до 10°) падением крыльев. Центральная часть мульды скрыта под покровом моренных отложений.

Фосфоритная пачка залегает среди доломитовых отложений в средней части забитской свиты, разрез которой показан на рис. 1.3.2.2. Пачка сложена преимущественно биогенными и обломочными доломитами и включает 1-2 пласта низкокачественных, в основном онколитовых фосфоритов со средним содержанием 8,3% P₂O₅. Мощность пластов 1,5-12 м (в среднем 5,5 м). На флангах месторождения пласты линзуются и выклиниваются. Мощность пачки 25-70 м. Строение ее изображено на рис. 1.3.2.3. Как видно из рисунка, пачка характеризуется значительной фациальной изменчивостью и представляет собой осадочный ритм. Нижняя его часть сложена органоморфными фосфоритами и фосфатсодержащими биогенными доломитами с обломочными и косослоистыми текстурами. Средняя часть ритма представлена темно- и светлоокрашенными хомогенными и тонкообломочными доломитами с редкими фосфатными слойками. Доломиты к концу ритма сменяются пестроокрашенными брекчиями перемежа и древнего карста с доломитовым и глинистым цементом. Ритм ограничивается поверхностью размыва и ожелезненными доломитами с частыми фосфатными слойками.

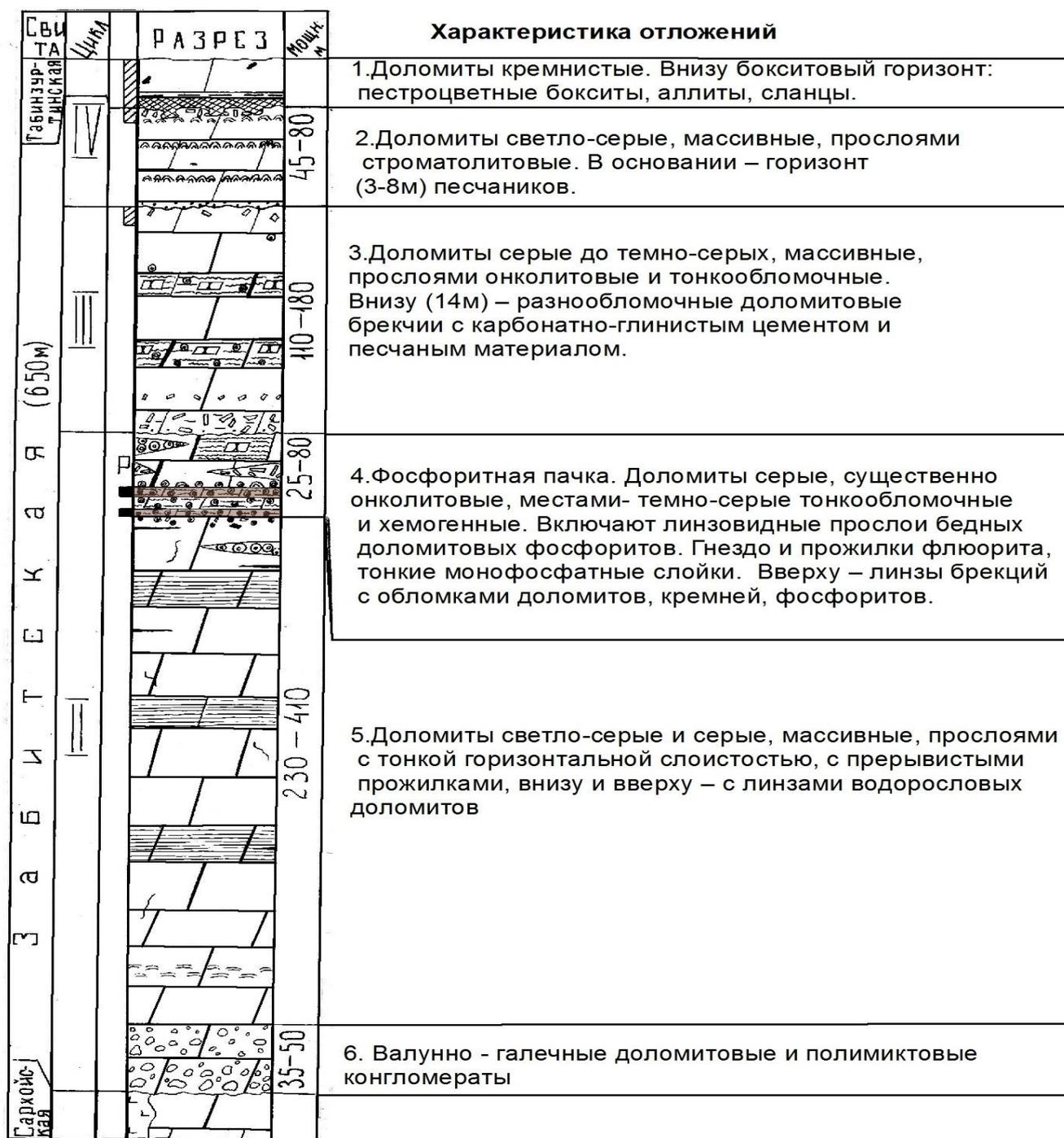
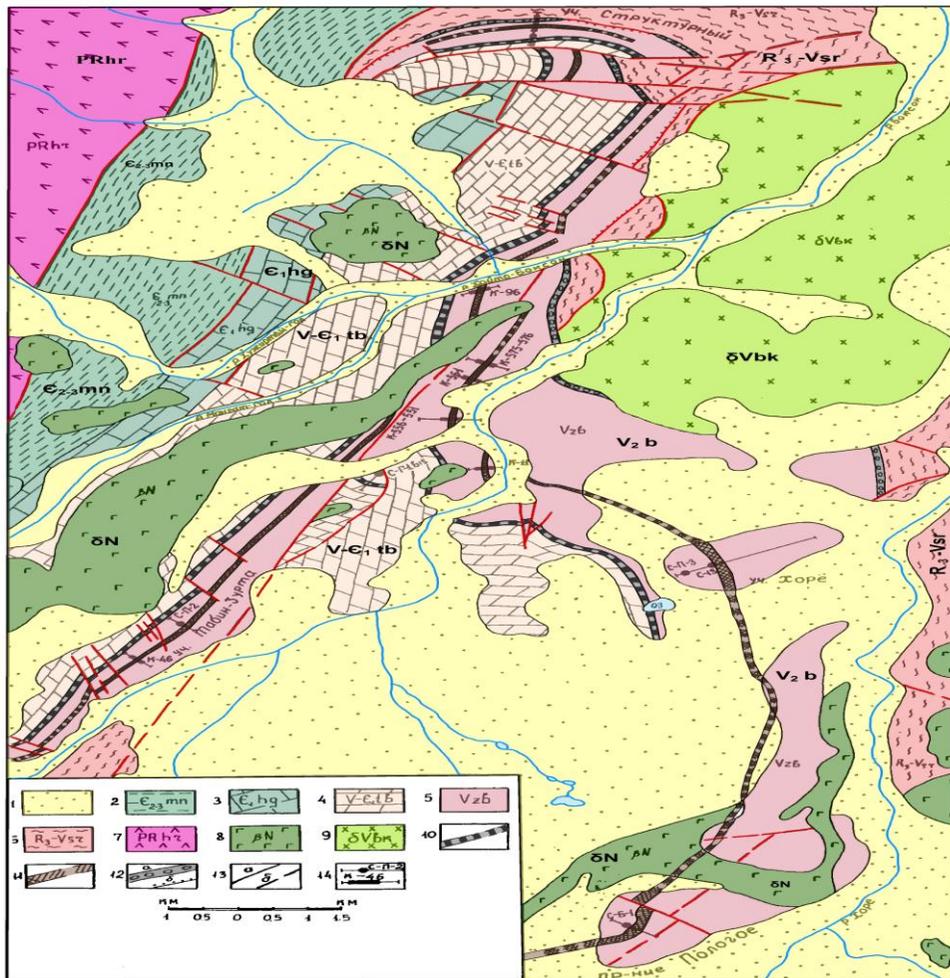


Рис. 1.3.2.2. Литологический разрез забитской свиты Боксонского месторождения фосфоритов (центральная часть). Составлена по материалам И.Н. Семейкина и др. (1975) с добавлениями и изменениями А.Ф. Георгиевского.

Обогатимость руд месторождения изучалась методом обжига и флотации на лабораторной пробе, содержащей 8,8% P_2O_5 . Обжиг руды дал отрицательный результат. По флотационно-обжиговой схеме получен концентрат, содержащий 25,67% P_2O_5 и 11% MgO (при извлечении P_2O_5 77,1%). Следовательно, фосфатные руды Боксонского месторождения являются труднообогатимыми. Прогнозные ресурсы месторождения до глубины 300м оцениваются в 510 млн.т руды или 41 млн.т P_2O_5 [489].

Схематическая геологическая карта Боксонского боксит-фосфоритового месторождения (масштаб 1:50000) составил В.В.Кокунин



1. Четвертичные отложения

Средний верхний кембрий.
2. Мангатгольская свита. Глинистые сланцы, песчаники, известняки.

Нижний кембрий.

3. Хужиртайская свита. Известняки, доломиты.

Венд-нижний кембрий.

4. Табинзуртинская свита. Доломиты серые, розовые, часто с выделениями кремней.

Венд.

5. Забитская свита. Доломиты светло-серые, серые, фосфориты, прослойки брекчий, мергелей.

Верхний рифей-венд.

6. Сархойская свита. Песчаники, мелкогалечные конгломераты, глинистые сланцы, эффузивы и туфы смешанного состава, прослойки доломитов.

Нижний протерозой.

7. Харатологойская свита. Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты.

Эффузивные и интрузивные образования. (8-9).

8. Покровы базальтов.

9. Боксонский комплекс. Диабазы, габбро-диабазы, габбро-диориты.

10. Базальтовый горизонт табинзуртинской свиты. Бокситы, аллиты, сланцы.

11. Фосфоритная пачка. Фосфориты, доломиты.

12. Основание забитской свиты:

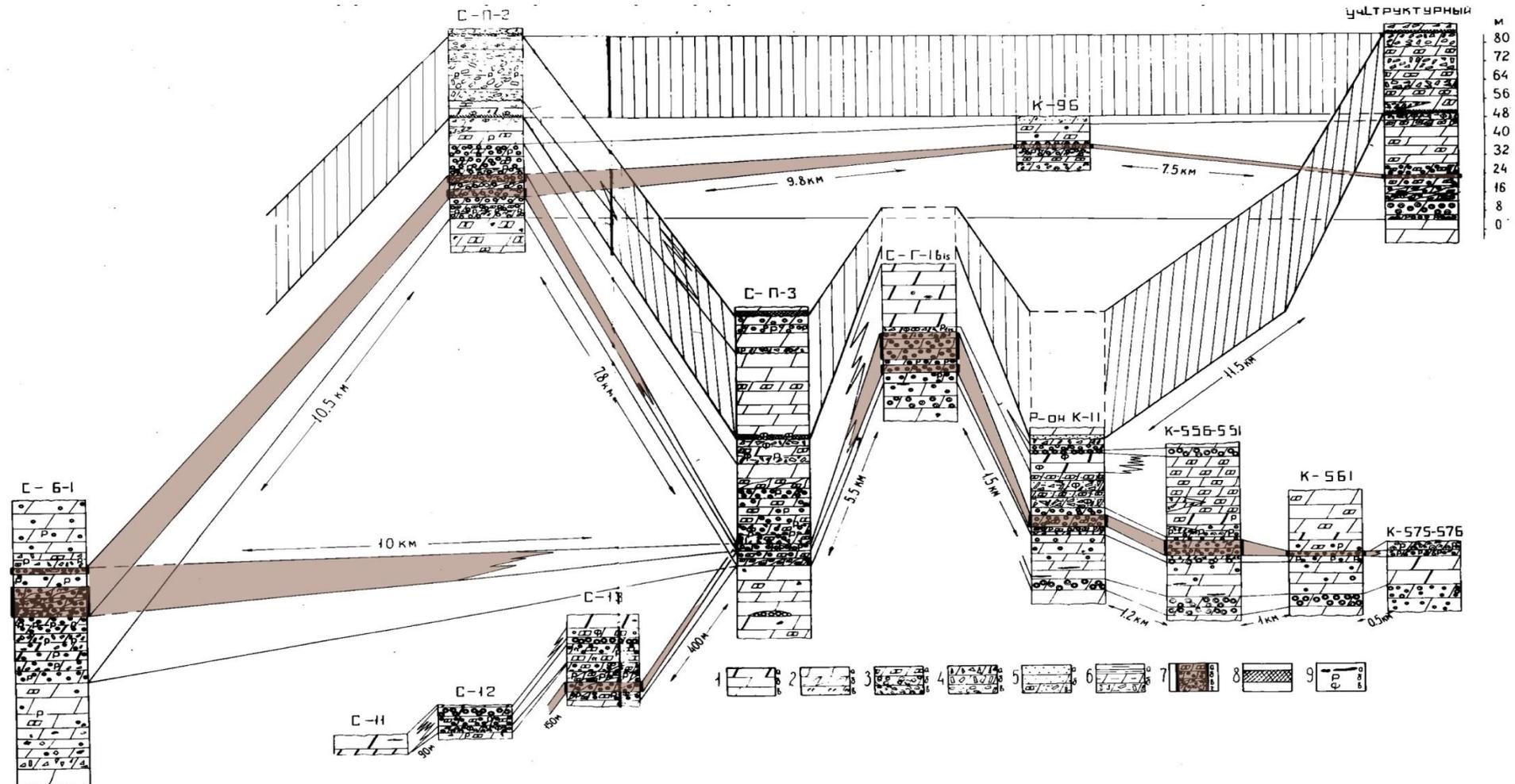
а- горизонт конгломератов;

б- поверхности углового несогласия.

13. Разрывные нарушения:

а- установленные, б- предполагаемые.

Рис. 1.3.2.1. Схематическая геологическая карта Боксонского боксит – фосфоритового месторождения (масштаб 1:50 000). Составил В.В. Кокунин, 1979.



1-3 доломиты:

1. Темно (а) и светлоокрашенные (б,в) ; массивные (а,б) и тонкогоризонтальнослойчатые (в)
2. С линзовой (а), пологоволнистой (б) и косой (в) слоистостью;
3. Тонкообломочные (а), онколитовые (б) и строматолитовые (в) ;
4. Доломитовые брекчии взламывания (а), перемыва (б), конглобрекчии и конгломераты (в)
5. Песчаники (а) и примесь терригенного кварца в породах (б)
6. Глинистые сланцы (а) и глинистая примесь в породах (б)
7. Интервалы фосфоритов псаммитовых (а) и онколитовых (б,в,г) с горизонтальной (а), линзовой (б), пологоволнистой (в) и косой (г) слоистостью
8. реперные уровни пестроокрашенных охросодержащих пород
9. Выделения кремней (а), фосфатная минерализация в виде замешанных онколитов (б), то же, в виде «афанитовых» слоев и их обломков (в)

Рис. 1.3.2.3. Корреляция разрезов фосфоритной пачки Боксонского месторождения (Составил А.Ф. Георгиевский).

3.3. Ухагольское месторождение.

Месторождение выявлено в 1970г. П.В.Осокиным, В. П. Арсентьевым и М.М. Язмиром. Значительный вклад при его обнаружении принадлежит А.В.Ильину, который, при прослеживании продуктивных отложений по территории Монголии показал возможность локализации фосфоритов в верховьях р. Ухагол на территории России [181]. В дальнейшем оценочные и разведочные работы на месторождении велись силами Ухагольской партии Окинской экспедиции ПГО «Бурятгеология» [444,470,484]. Типизацией руд и изучением их вещественного состава занимались геологи ГИГХСа [454-456]. Опыты по обогатимости фосфоритов проводились в специализированных лабораториях ГИГХС и ПГО «Бурятгеология» [458,460,476,477,485-487]. Исследования тематического плана выполнялись в институтах ГИГХС и ВостСибНИИГГиМС [455,456,490-492].

Месторождение связано с кремнисто – терригенно- карбонатной подформацией и расположено в 35 км южнее Боксона в верховьях р. Хоре на границе России и Монголии (рис.1.1.1). Это высокогорный хорошо обнаженный район в зоне альпийских лугов с резко расчлененным рельефом, абсолютные отметки которого колеблются от + 2700 до + 3200м.

В тектоническом плане месторождение приурочено к одноименному синклинию и протягивается в северо – восточном направлении на 17 км при ширине 2-5 км. На его площади развиты вулканогенно – терригенные отложения сархойской ($R_3 - V$) и существенно карбонатные породы забитской (V) свит, частично перекрытые базальтами неогена и четвертичными отложениями (рис. 1.3.3.1). Здесь широко проявлена дизъюнктивная тектоника, которая расчленяет месторождение на отдельные блоки (участки). Выделяются четыре участка, различающихся строением и фосфоритоносностью. Главным является собственно Ухагольский, где сосредоточены основные запасы фосфоритовых руд (табл. 1.3.3.д). Он представляет собой южную часть месторождения, ограниченную разломами, сильно сжатую и опрокинутую на восток синклинальную складку протяженностью 5 км и углами падения крыльев $45-65^{\circ}$. В западном крыле структуры фосфоритоносная забитская свита имеет мощность 1040м, в восточном крыле – 670 м. Строение ее приводится на рис.1.2.4, 1.2.1.1(а).

Свита включает 2 фосфоритных пачки: нижнюю и верхнюю, обладающих резкой фациальной изменчивостью, которая максимально проявлена на уровне фосфоритных пластов и снижается в разделяющих их слоях. Пачки построены из двух осадочных ритмов, сложенных внизу и вверху отложениями относительно мелководных фаций, в средней части – более глубоководных. Основные запасы руд месторождения связаны с нижней пачкой. Верхняя пачка имеет практический интерес только в западном крыле

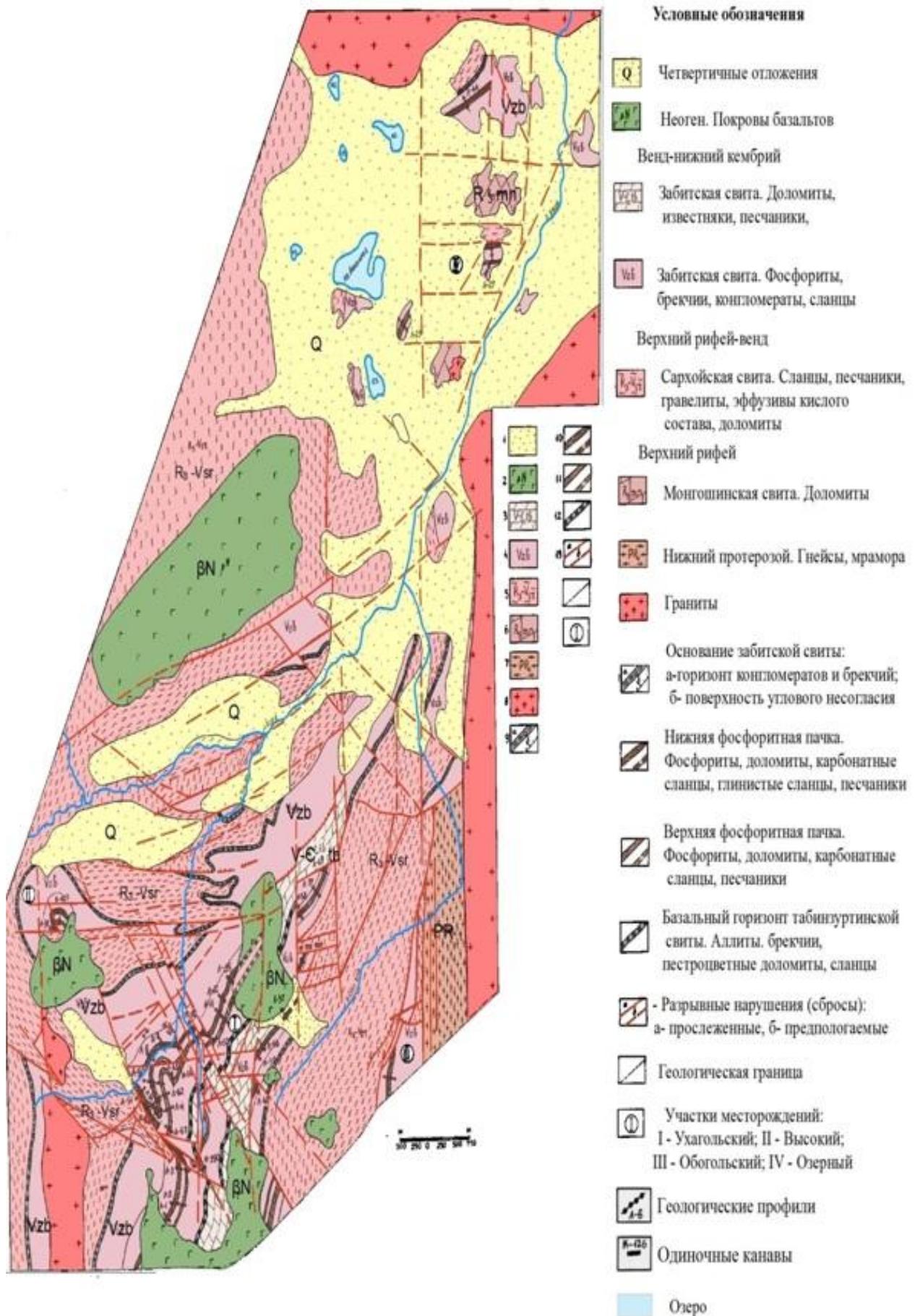


Рис. 1.3.3.1 . Схематическая геологическая карта Ухагольского месторождения фосфоритов (масштаб 1: 25 000). Составил В.П. Арсентьев, Б.Ф. Белоголовов

структуры. Нижняя (главная) фосфоритная пачка представлена тремя типами разреза. Каждый из них характеризует определенную фациальную зону: первый - Западную краевую, второй – Центральную, третий – Восточную краевую (рис. 1.3.3.2.). В краевых зонах в разрезе пачки широко развит терригенный кварц и гидрослюдистый материал; в Центральной зоне – резко доминируют хемогенные карбонатные компоненты и аутигенный кварц. Соответственно, первые отражают относительно мелководные области палеобассейна, которые были приближены к предполагаемым надводным палеоподнятиям; вторая характеризует область, удаленную от них, где существовали более глубоководные условия осадконакопления (рис. 1.3.3.3.).

Пачка во всех зонах имеет мощность 55-75м и в основном представлена тремя фосфоритными пластами, из которых верхний (третий) отделен от двух нижних слоев доломитов мощностью 6-16м. Размещение литологических разновидностей фосфоритов по фациальным зонам и фосфоритным пластам показано в таблице 1.3.3.(а); параметры пластов приведены в таблице 1.3.3.(г).

Ниже характеризуется строение фосфоритной пачки, за основу которой принят разрез краевых фациальных зон (рис. 1.3.3.2.) (снизу вверх):

1. Первый фосфоритный пласт – известняковые черные тонкослоистые слойковые и коррозионно – фрагментарные фосфориты с прослоями тонкообломочных разновидностей. Пласт выражен нечетко и в качестве самостоятельной единицы разреза выделяется условно, поскольку слагающие его породы образовались при катагенетической кальцитизации вышележащих доломитовых фосфоритов. Мощность пласта на коротких расстояниях меняется от 0,5 до 15м. Содержание P_2O_5 -7,2-21%.

2. Второй фосфоритный пласт – состоит внизу из темно- серых плитчатых кремнисто – доломитовых слойковых и коррозионно – фрагментарных фосфоритов с редкими конкрециями кремней. P_2O_5 -15-33%; Н.О. – 2-21%; мощность 0,5-4,0 м.

Далее следуют глинистые и слюдисто-кремнистые («сланцевые») фосфориты, среди которых, наряду со слойковыми, присутствуют микроконкреционные и переходные между ними разновидности. Породы обогащены мелким терригенным кварцем и вверху включают прослойки доломитовых фосфоритов. Мощность слоя 9-25м; содержание P_2O_5 -17-20%; Н.О.–30-50%. Завершают пласт относительно низкокачественные грубоплитчатые, неслоистые микроконкреционно- линзовидно-слойковые кремнисто – доломитовые фосфориты с конкрециями кремней. Содержание P_2O_5 -7-16%; Н.О. – 2-16%; мощность 1,5-7,5м. В Центральной зоне в строении пласта отсутствует «сланцевые» фосфориты, а сам он сложен доломитовыми разновидностями, богатыми внизу и бедными вверху. Мощность его 9-24 м.

3. «Межпластие» - грубоплитчатые кремнистые доломиты, разделяющие 2 и 3 фосфоритные пласты (6 -15,5 м). Это серые, неяснослоистые фосфатсодержащие породы с многочисленными конкрециями кремней. В Центральной зоне включают линзу низкокачественных доломитовых фосфоритов протяженностью 3,5 км, при максимальной мощности 7 м (рис. 1.5.3.8).

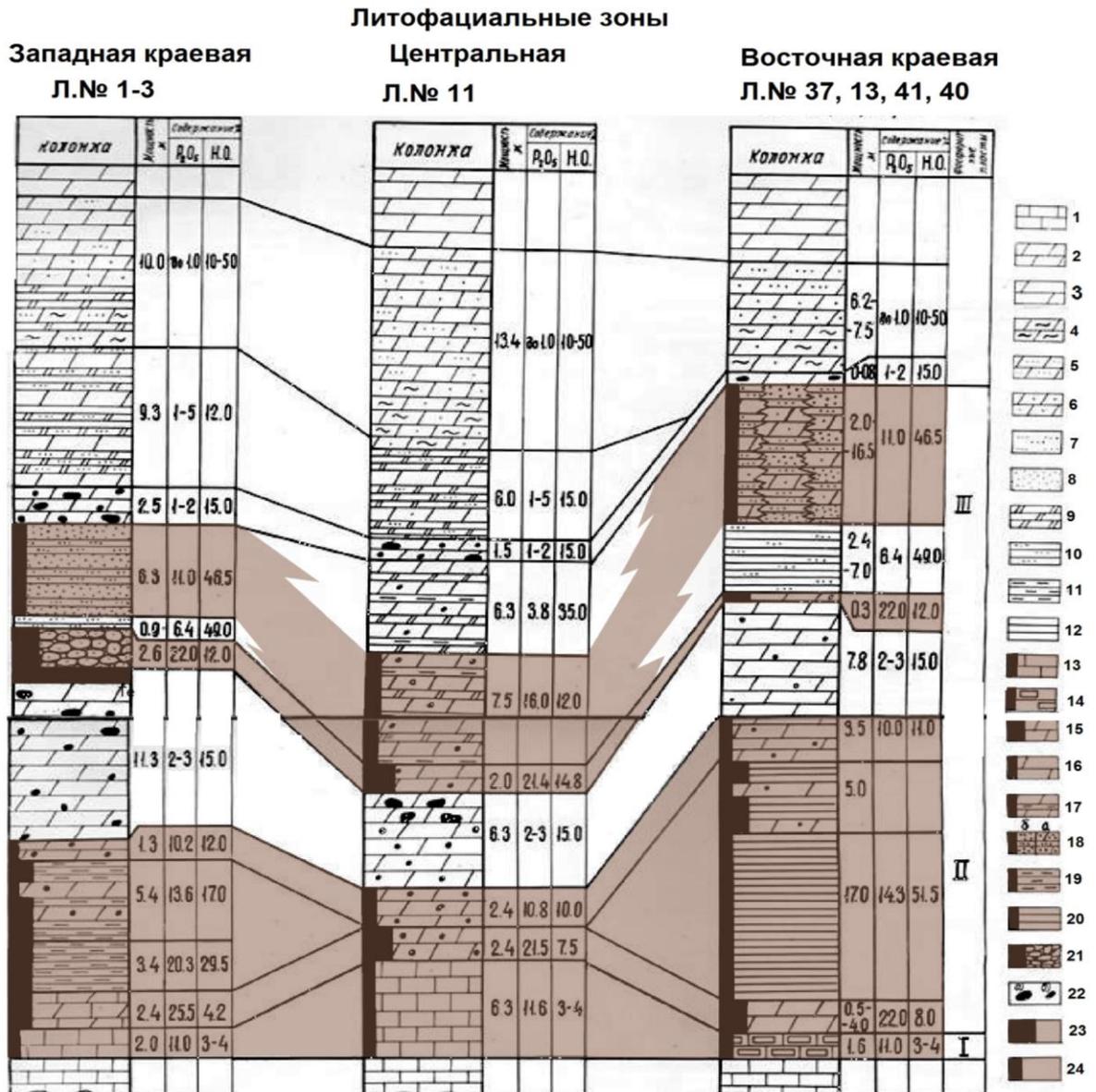
4. Третий фосфоритный пласт – имеет трехчленное строение. В основании залегают конкреционные мономинеральные и доломитовые фосфориты (0,3 – 2,6 м), содержащие в среднем 22% P_2O_5 . Далее пласт представлен карбонатно – слюдистыми песчано-алевритовыми сланцами мощностью 1- 7м, (3-7% P_2O_5 и 49% Н.О). Верхняя часть пласта сложена неравномерно слоистыми и массивными, частично косослоистыми слюдисто-доломито-кварцевыми и микроконкреционными фосфоритами, где кварц в основном терригенный. Мощность 6-11 м; содержание P_2O_5 -11%; Н.О- 47%.

В Центральной зоне выделенным элементам разреза пласта соответствуют (рис.1.3.3.2.) (снизу): 1) темно-серые плитчатые тонкослоистые кремнисто – доломитовые преимущественно слойковые фосфориты с конкрециями кремней – 2-4,2 м. Содержание P_2O_5 -16,5-30,5%; Н.О. – 8-25,5 %; 2) черные слоистые обычно микроконкреционные и слойковые фосфориты слюдисто – кремнисто-доломитового состава - 7,5- 10,5 м. Содержание P_2O_5 -12-20%, Н.О- 9-16%; 3) переслаивание слюдисто- карбонатных либо кремнисто – слюдистых сланцев с фосфатсодержащими доломитами и фосфоритами, аналогичными слою 2. Содержание P_2O_5 -1,5- 12%, Н.О- 6-52%, мощность 3-6,3 м.

5. Толстоплитчатые массивные фосфатсодержащие кремнистые доломиты с конкрециями кремней, аналогичные слою 3 – 0,6-4,5м

Из приведенных разрезов, а также рис. 1.5.2.5 видно, что пачка имеет ритмичное строение. Начало первого ритма совпадает с обогащенными терригенным кварцем «сланцевыми» фосфоритами 2- го пласта (рис. 1.5.2.5). Далее ритм последовательно включает кремнисто – доломитовые фосфориты, доломиты с кремнями и кремнисто – доломитовые фосфориты 3-го пласта. Затем следуют алевритовые сланцы, а в конце ритма – фосфориты насыщенные крупным терригенным кварцем. В Центральной зоне ритм выражен менее четко и начинается кремнисто – доломитовыми фосфоритами низов 2-го пласта.

Второй ритм включает верхние слои пачки. Основанием его, по-видимому, служат фосфориты кровли 3-го пласта, где в краевых зонах обломочный кварц преобладает над фосфатной составляющей, а в Центральной зоне участвует в виде редкой примеси. Далее следуют доломиты с кремнями; выше них – сланцы, а завершают ритм пестроцветные глинисто- карбонатные терригенные породы, которые уже выходят за пределы нижней фосфоритной пачки. Другие ее особенности приведены на рис. 1.5.2.5; 1.5.3.8.

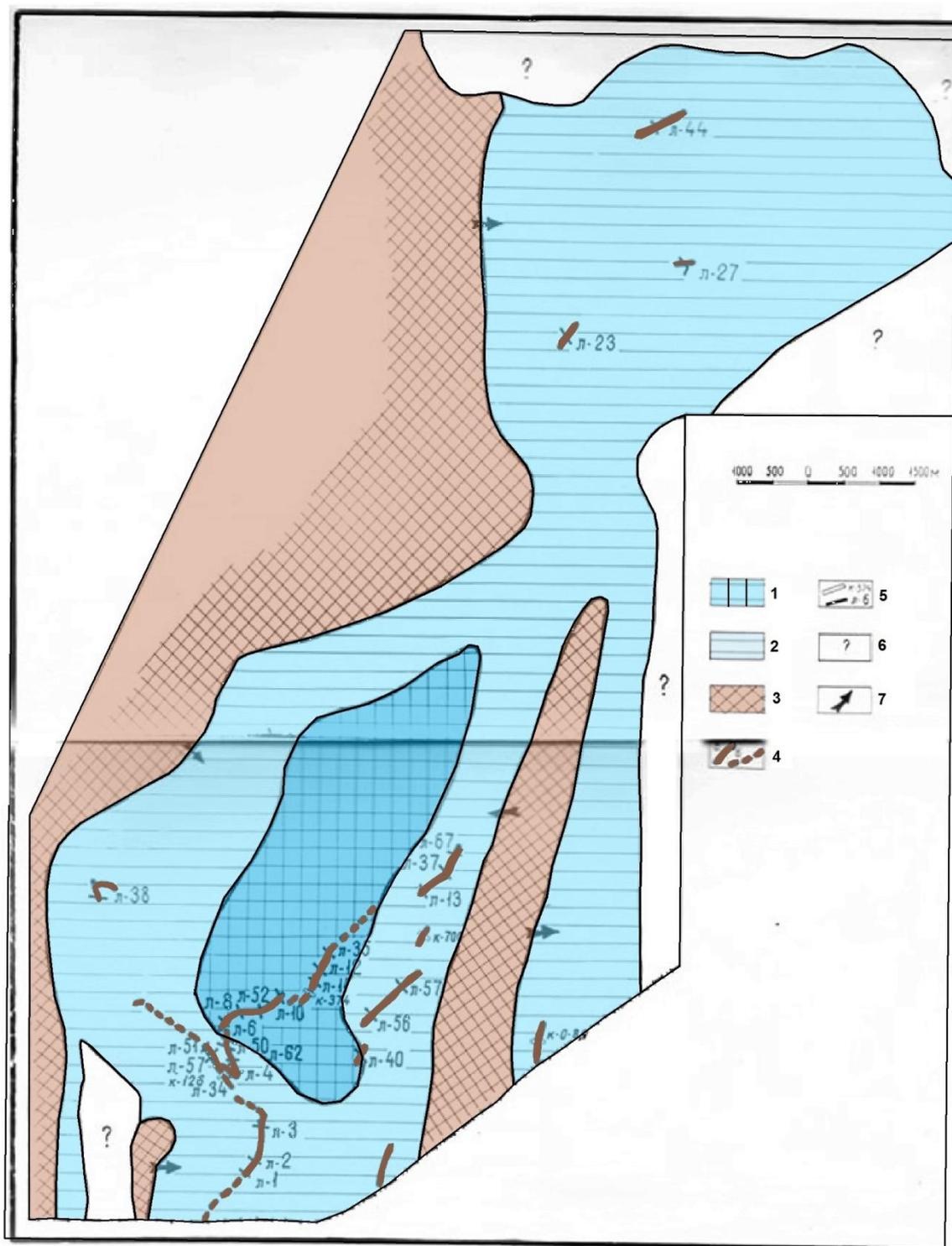


Условные обозначения

- 1-тонкослоистый углеродистый известняк; 2-6 - доломит: 2-тонкослоистый, 3-толстослоистый, 4-глинистый, доломитовый мергель, 5-алевритистый, 6-песчаный; 7-алевролиты; 8-песчаники; 9-12 - сланцы: 9-карбонатные, 10-алевритистые и алеврито-песчаные слюдястые, 11-углеродисто-слюдясто-кремнистые, 12-углеродисто-глинистые, 13-21 - фосфориты: 13-известковые слойковые и коррозионно-фрагментарные; 14-известковые обломочные, 15-тонкослоистые кремнисто-доломитовые преимущественно слойковые, 16-толстослоистые, микроконкреционные-линзовидно-слойковые кремнисто-доломитовые, 17-микроконкреционные и слойковые слюдясто-кремнисто-доломитовые, 18-разнослоистые в основном пеллетные слюдясто-доломито-кварцевые (а) и слюдясто-кварцевые (б), 19-слойковые и слойково-линзовидно-конкреционные слюдясто-кремнистые, 20-то же, но кремнисто-слюдястые, 21-собственно конкреционные; 22-конкреции кремней: а-караваеподобные, б-шаровидные; 23-фосфориты относительно высококачественные (18% P₂O₅); 24-фосфориты относительно низкокачественные

Рис.1.3.3.2. Корреляция литологических колонок нижней (главной) фосфоритной пачки Ухагольского месторождения по разным фациальным зонам.

Составил А.Ф. Георгиевский.



Условные обозначения

- 1-2 – литофациальные зоны: 1-центральная, 2-краевые, 3-предполагаемые поднятия;
 4-выход нижней (главной) фосфоритной пачки: а-прослеженные, б-предполагаемые;
 5-одиночные каналы (а), поисково-разведочные линии (б);
 6-площади развития палеозойских интрузий;
 7-направления сноса терригенного материала.

Рис. 1.3.3.3. Схема размещения литофациальных зон в период формирования нижней (главной) фосфоритной пачки Ухагольского месторождения. Составил А.Ф. Георгиевский.

Верхняя фосфоритная пачка отделена от нижней, помимо пестроцветных пород, толщей светло-серых доломитов мощностью 50-100 м. Выделяются 6 типов разрезов пачки (рис. 1.3.3.4) и, соответственно, 6 фациальных зон. Анализ типов разреза и характера их размещения свидетельствует о сложных и изменчивых условиях осадконакопления в период формирования пачки. Нередко вблизи друг друга размещаются отложения с признаками как мелководья (трещины усыхания, конглобрекчии), так и относительно более глубоководных условий седиментации (тонкогоризонтальнослоистые текстуры). Основной фациальной зоной является первая, тогда как остальные окаймляют ее в виде узких полос (рис.1.3.3.5). В целом картина зональности унаследована от размещения и характера зон нижней пачки.

В первой (основной) зоне верхняя пачка сложена песчано-сланцево-карбонатными отложениями и включает два фосфоритных пласта, разделенных в основном доломитами. Параметры пластов приведены в таблице 1.3.3.(г). Особенности пластов, а также характер изменений отложений пачки по зонам показаны на рис. 1.3.3.4. Мощность пачки 55 м; в краевых зонах она уменьшается до 15 м. Строение ее приводится на примере первого типа разреза (снизу):

1. Фосфатсодержащие углеродистые сланцы – черные слюдисто-карбонатные и карбонатно – слюдистые алевритистые породы с прослоями доломитов. P_2O_5 -1,5-5%, мощность – 3,2 -10,6 м.

2. Первый фосфоритный пласт – черные тонкослоистые слойковые, коррозионно – фрагментарные и слойково-линзовидно-микроконкреционные слюдисто – доломитовые фосфориты с обильным терригенным кварцем. P_2O_5 - 8-28%; Н.О. – 4- 60% (25%); мощность – 4 -10,2 м. уменьшается до 15 м.

3. Фосфатсодержащие углеродистые доломиты, переходящие в фосфатсодержащие глинисто –карбонатные сланцы. P_2O_5 – 1,5- 6,6%. Мощность до 6 м.

4.Второй фосфоритный пласт. Пестроокрашенные слойковые, коррозионно – фрагментарные и пеллетные кварцево - доломитовые фосфориты, где кварц обломочный.

P_2O_5 - 12%; Н.О. – 9%; мощность – 2,7 -19,6 м.

5. Доломиты темно-серые, слабо песчанистые, слоистые и линзовиднослоистые, сверху обломочные. Мощность – 5 -13м.

6.Горизонт ритмично переслаивающихся пород. Пестроцветные конглобрекчиевые, линзовые песчаниковые карбонатные фосфориты, кварцевые песчаники, доломиты, сланцы. P_2O_5 – 1,5 -10%. Мощность – 2,5 – 6 м.

Как видно из вышесказанного, пачка обладает ритмичным строением (рис.1.3.3.4). Первый ритм включает фосфориты 1-го пласта, значительно обогащенные внизу терри-

генным кварцем. Далее его образуют доломиты и сланцы, а в конце – песчанистые фосфориты низов 2-го пласта.

Второй ритм фиксируется в разрезе, начиная с прослоев кварцевых фосфоритов с косою слоистостью, которые локализуются вблизи основания пласта. Выше следуют слабопесчанистые фосфориты; их сменяют доломиты и завершает ритм горизонт грубо-обломочных фосфоритов.

На месторождении выделены 7 геологических типов руд. Их перечень и размещение по пластам показано в таблицах 1.3.3.(а), 1.3.3.(в).

В таблице 1.3.3.(б) дана характеристика технологической изученности руд. Как видно из таблицы, обогащение руд исследовано недостаточно. Но в первом приближении все же можно говорить, что в основном оно протекает удовлетворительно. Лишь один тип руд – слюдисто – кварцево – доломитовый – обогащается хуже, что объясняется его сложным минеральным составом.

Запасы руд Ухагольского месторождения подсчитаны по категории C_2 – по трем вариантам бортовых содержаний 7,10,13% P_2O_5 . Глубина подсчета – 300-500м. Характеристика запасов дана в таблице 1.3.3.(д). Приведенные в таблице данные характеризуют месторождение как крупное.

Таблица 1.3.3.(г)

Характеристика фосфоритных пластов Ухагольского месторождения (борт 7%)

Пачка	№ пласта	Параметры пластов	
		Средняя мощность, м	Среднее содержание $P_2O_5\%$
Нижняя	1	3,1	11,6
	2	16,5	16,7
	3	12,0	13,1
Верхняя	1	6,1	12,8
	2	13,6	14,5

Таблица 1.3.3.(д).

Запасы фосфоритных руд Ухагольского месторождения [444,465,484]

Бортовое содержание $P_2O_5\%$	Запасы по категории C_2 , млн.т		Среднее содержание $P_2O_5\%$ в руде
	руда	$P_2O_5\%$	
7	489	70,5	14,4
10	325	53,6	16,5
13	254	47,0	18,5

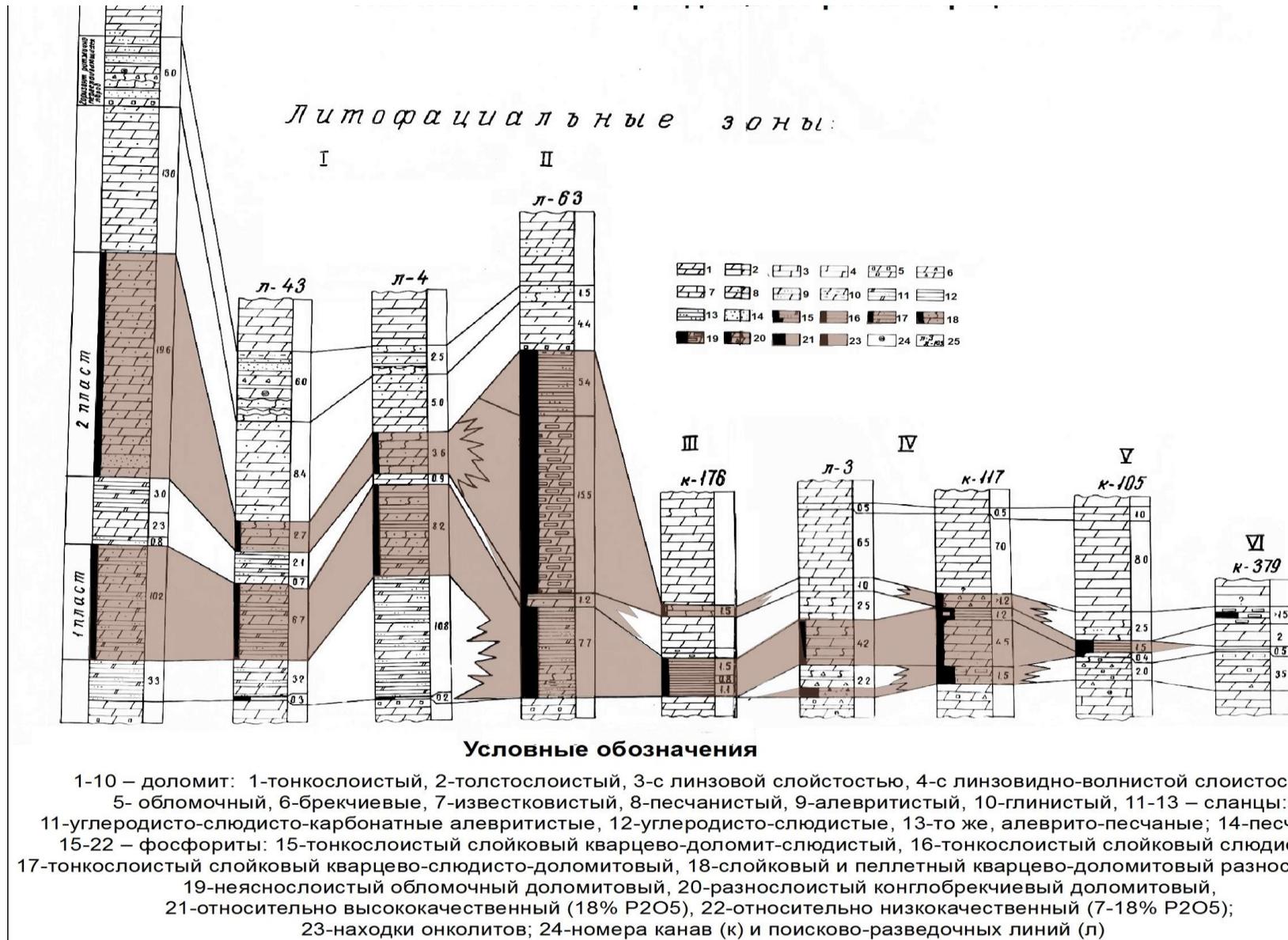
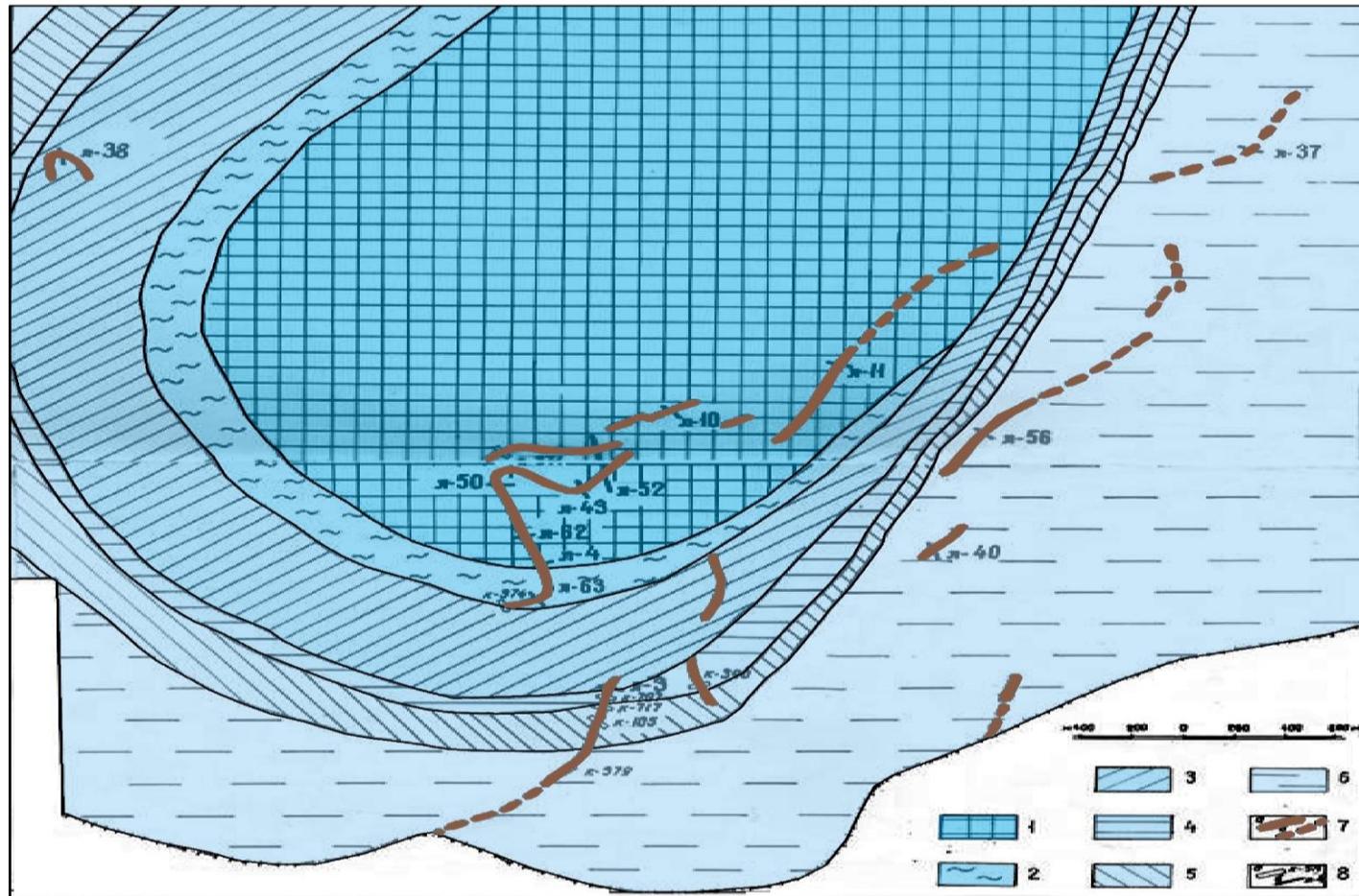


Рис. 1.3.3.4. Корреляция литологических колонок верхней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения по разным фациальной зонам. Составил А.Ф. Георгиевский.



Условные обозначения

1-6 - литофациальные зоны: 1-центральная, 2-6 – краевые;
 7- выходы верхней фосфоритной пачки: а-прослеженные, б-предполагаемые;
 8-одиночные каналы (а), поисково-разведочные линии (б).

Рис. 1.3.3.5. Схема размещения литофациальных зон в период формирования верхней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения. Составил А.Ф. Георгиевский.

Таблица 1.3.3.(а)

Разновидности фосфоритов и типы руд Ухагольского месторождения.

Фосфоритная пачка	№ пачка	Разновидности фосфоритов		Типы фосфоритных руд	
		Фациальные зоны		Фациальные зоны	
		Центральная	краевые	Центральная	краевые
1	2	3	4	5	6
Н и ж н я я	1	Тонкослоистые, слойковые, коррозионно-фрагментарные, прослоями обломочные известковые		Кальцитовый	
	2	Тонкослоистые, кремнисто – доломитовые слойковые и коррозионно-фрагментарные		Кремнисто – доломитовый	Слюдисто – доломито-кремнистый
			Тонкослоистые, слойковые и слойково-линзовидно-микрo-конкреционные слудисто-кремнистые		
		Неяснослоистые микроконкреционные-линзовидно- слойковые – кремнисто- доломитовые			
3	Тонкослоистые, кремнисто-доломитовые слойковые и коррозионно-фрагментарные	Конкреционные, преимущественно мономинеральные	Слюдисто – кремнисто-карбонатный	Слюдисто– доломито-кварцевый	
	Тонкослоистые микроконкреционные и слойковые слудисто-кремнисто-карбонатные	Неравномернослоистые пеллетные слудисто- доломито- кварцевые			
В е р х н я я	1	Слойковые и слойково-линзовидно-микроконкреционные слудисто- кварцево- доломитовые		Слюдисто– кварцево доломитовый	
	2	Слойковые коррозионно-фрагментарные, пеллетные кварцево-доломитовые. Слойковые мономинеральные (метасоматические). Доломитовые (метасоматические) с фосфатными выделениями неправильной формы. Обломочные доломитовые		Кварцево доломитовый	

Таблица 1.3.3.(б).

Результаты технологических исследований фосфоритных руд Ухагольского месторождения

Охарактеризованные пробы			№ пробы	Масса (кг)	Место отбора пробы	Вещественный состав руды в пробе	Руда (Р) Концт. (К)	Химический состав (%)				
Пачка	Пласт	Тип руды						P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂ (H ₂ O)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	11	12
НИЖНЯЯ	1	Кальцитовый	X	110	К-50	Кальцитовый	Р	11,62	50,94	0,84	29,85	1,79
							К	31,0	54,22	0,3	5,94	2,48
							К	16,2	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп
	2	Кремнисто-доломитовый	II	300	К-50	Кремнисто-доломитовый	Р	16,04	36,91	10,83	23,15	8,71
							К	26,01	38,22	3,91	9,05	12,9
		Слюдисто-доломито кремнистый	XII	270	К-220	Кремнисто-доломитовый	Р	16,5	41,7	9,6	24,0	4,7
							К	31,0	50,6	1,8	0,7	8,2
							К	28,8	47,4	5,5	3,7	6,7
							К	28,8	47,4	5,5	3,7	6,7
ГЛАВНАЯ	3	Слюдисто-кремнисто карбонатный	I	300	К-1	Кремнисто-доломитовый	Р	23,0	38,2	6,27	12,48	12,73
							К	30,06	41,52	2,4	4,57	13,76
		Слюдисто-доломито-кварцевый	VI	200	К-50	Слюдисто-кремнисто-доломитовый	Р	18,33	н/оп	6,0	15,4	(19,3)
							К	27,7	н/оп	1,0	4,17	(19,89)
							К	31,6	н/оп	0,9	н/оп	н/оп
							К	31,6	н/оп	0,9	н/оп	н/оп
	Слюдисто-доломито-кварцевый	IV	350	К-150 ^a	Доломито-кварцевый	Р	14,25	21,13	0,54	2,11	53,38	
						К	28,29	н/оп	н/оп	н/оп	(17,9)	
ВЕРХНЯЯ	1	Слюдисто-кварцево-доломитовый	X I	180	К-130	Кварцево-слюдисто-доломитовый	Р	15,31	н/оп	4,22	9,99	21,72
							К	25,1	н/оп	3,4	7,49	10,52
	2	Кварцево-доломитовый	VII	240	К-2АС	Кварцево-доломитовый	Р	15,39	н/оп	10,49	23,35	(8,71)
							К	28,0	н/оп	1,85	4,0	(16,45)
							К	27,8	н/оп	1,9	н/оп	н/оп
							К	27,8	н/оп	1,9	н/оп	н/оп

Продолжение таблицы 1.3.3.(б).

Вещественный состав руды пробы	Руда (Р) Конц. (К)	Химический состав, %			Минеральный состав, %					Выход концентрата%	Извлечение P ₂ O ₅ %	Способ обогащения	Организация
		Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	фосфат	доломит	кальцит	кварц	слюда				
7	8	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Кальцитовый	Р	0,32	0,54	н/оп	27,4	3,8	63,6	1,2	1,4				
	К	0,4	0,08	н/оп	73,3	1,4	12,0	2,4	0,2	30,5	81,1	Обжиг	ПГО «Бурят-геология» 1974г
	К	н/оп	н/оп	н/оп	38,3	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	38,4	Флотация	
Кремнисто-доломитовый	Р	0,71	0,92	0,04	37,9	49,5	0,4	7,3	2,4				То же, 1972г.
	К	0,63	0,57	0,05	61,4	17,9	н/оп	12,2	1,5	43,5	70,5	Флотация	
Кремнисто-доломитовый	Р	0,4	0,4	н/оп	39,0	43,9	7,4	4,2	1,0				
	К	0,7	0,3	н/оп	73,3	1,5	н/оп	4,7	0,8	44,0	82,9	Флотация + обжиг	То же, 1975г.
	К	0,4	0,3	н/оп	63,1	7,8	н/оп	2,9	0,8	49,0	85,5	обжиг	
Кремнисто-доломитовый	Р	0,32	0,45	0,07	54,3	28,7	н/оп	12,1	1,2				
	К	0,7	0,94	н/оп	70,9	11,0	н/оп	12,7	2,4	62,0	81,0	Флотация	То же, 1972г.
Слюдисто- кремнисто-доломитовый	Р	1,44	1,47	н/оп	46,5	27,0	2,0	14,1	3,8				
	К	1,4	1,59	н/оп	63,4	4,6	2,6	14,4	4,1	51,0	77,4	Флотация	ГИГХС, 1974г.
	К	н/оп	н/оп	н/оп	74,6	4,1	н/оп	н/оп	н/оп	39,2	70,0	Гравитация+ флотация	
Доломито-кварцевый	Р	1,09	1,89	н/оп	33,6	2,5	2,8	51,2	4,9				ПГО Бурятгеология» 1973г
	К	н/оп	н/оп	н/оп	66,8	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	50,0	87,0	Флотация	
Кварцево –слюдисто- доломитовый	Р	5,46	5,55	н/оп	36,1	19,3	19,3	13,1	14,4				
	К	4,4	1,74	н/оп	59,2	15,5	15,5	8,2	4,5	43,3	71,0	Флотация	То же, 1974г.
Кварцево- доломитовый	Р	2,84	н/об	н/оп	38,5	47,9	47,9	5,9	н/об				
	К	3,36	2,67	н/оп	66,1	8,4	8,4	6,2	6,9	46,0	83,6	Флотация	ГИГХС, 1974г.
	К	3,3	н/оп	н/оп	65,6	8,7	9,7	н/оп	н/оп	37,4	80,9	Гравитация+ флотация	

Таблица 1.3.3.(в).
Геологические типы фосфоритовых руд Ухагольского месторождения.

№ п/п	Тип руды	Распространение					Характеристика исходной руды									
		Пачка	Пласт	Зоны		Запа- сы, %	Химический состав, %							Минераль- ный состав, %		
				цент- ральная	крае- вая		P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂ (Н.О.)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	фос- фат	доло- мит	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
I	Кальцитовый	н и ж н я я в е р х н я я	1	+	+	15	11,6	51,0	1,5	30,5	3,6	0,6	0,5	27,4	6,8	
II	Кремнисто-доломитовый		2	+	-	15	16,4	39,5	9,5	21,6	12,6	0,5	0,7	38,7	43,4	
III	Слюдисто-доломито- кремнистый		2	-	+	23	17,0	31,6	4,3	11,7	27,5	3,8	1,5	40,3	19,7	
IV	Слюдисто-кремнисто- карбонатный		3	+	-	13	16,6	37,6	7,2	19,1	14,0	2,8	0,5	39,2	32,9	
V	Слюдисто- доломито- кварцевый		3	-	+	18	12,2	22,4	3,4	7,4	48,7	2,9	1,7	28,9	15,5	
VI	Слюдисто-кварцево- доломитовый		1			8	12,8	29,4	5,7	13,1	25,0	6,0	5,0	30,3	26,1	
VII	Кварцево- доломитовый		2			8	13,5	35,0	11,0	25,2	10,0	1,8	2,1	31,9	50,3	

Продолжение таблицы 1.3.3.(в).

№ п/п	Характеристика исходной руды						Технологическая характеристика						
	Минеральный состав, %					Тонкое про- растание ми- нералов	Фосфоритовый концентрат				Извле- чение P ₂ O ₅ %	Способ обога- щения	Изученность
	кальцит	кварц	слю- да	гид- роге- тит	пирит		Содержание, %						
							P ₂ O ₅	MgO	CO ₂	Fe ₂ O ₃			
17	18	19	20	21	22	23	24	25	28	27	28	29	
I	60,5	3,1	1,6	0,5	н/об	фосфата и кальцита	31,0	0,3	5,9	0,4	81,1	обжиг	достаточная
II	2,5	11,1	1,3	0,7	0,5	фосфата и доломита	31,0	1,8	0,7	0,7	82,9	флотация+ об- жиг	недостаточная
III	4,1	23,1	9,9	1,5	0,5	то же, а так- же кварца	?	?	?	?	?	суспензионно- флотационный (?)	неизучен
IV	7,7	10,7	7,3	0,5	0,6	нехарактерно	Нет достоверных данных				суспензионно- флотационный (?)	слабая	
V	н/об	45,3	7,5	1,7	н/об	то же	28,3	н/оп	н/оп	н/оп	87,0	флотационный	недостаточная
VI	1,5	18,0	15,6	5,0	1,5	фосфата и слюды	25,1	3,4	7,5	4,4	7,1	флотационный	слабая
VII	2,7	7,9	4,7	2,6	н/об	нехарактерно	27,8- 28,0	1,9	4,0	3,3	81,0 83,6	флотационный или суспензион- но-флотационный	достаточная

1.3.4. Месторождение Улеин -Даба.

Месторождение находится на территории Монголии в верховьях р. Усун –Хучжир – Гол и располагается в 60 км югу от Ухагольского, отделяясь от него Дэштуинским блоком нижнепротерозойских кристаллических сланцев. В формационном отношении оно, также как и вышеотмеченное, связано с кремнисто – терригенно-карбонатной подформацией.

Район хорошо обнажен, поскольку рельеф его резко расчлененный альпинотипный, с относительными превышениями от 250 до 480 м. Несмотря на хорошую обнаженность, изученность месторождения невысокая на уровне общих поисков. Разведочные работы здесь проводились силами Совместной Советско – Монгольской экспедиции и ПГО «Зарубежгеология». По данным А. В. Ильина [183], структура месторождения представляет собой фрагмент западного крыла брахисинклинали, ограниченного системой сбросов, благодаря которым с фосфоритоносной дооднурской свитой в тектоническое соприкосновение приведены древние метаморфические сланцы и отложения дархатского комплекса.

На севере распространение дооднурской свиты ограничивает широтный Дэштуинский сброс, а с востока и юга – система сбросов северо- восточного простирания (рис. 1.3.4.а). Углы падения отложений в полосе, примыкающей к долине р. Усун –Хучжир – Гол составляют $45-50^{\circ}$. Далее к востоку они становятся более пологими, уменьшаясь до $15-20^{\circ}$.

Фосфоритная пачка приурочена к нижней части дооднурской свиты и включает 3 фосфоритных пласта, заключенных среди переслаивающихся фтанитов, глинисто-кремнистых и кремнисто - глинистых сланцев. Мощность пластов от 2 до 6 м, а расклинивающих их пород колеблется в пределах 1.1-1.2м. Содержание P_2O_5 в фосфоритных пластах составляет 17,5 – 21,7%; в безрудных прослоях – от 2 до 4%. Строение пачки показано на рис.1.3.4.а. В пределах месторождения она прослеживается четырьмя канавами на расстояние около 10км и по простиранию подвержена чрезвычайно резким изменениям.

В северном направлении фосфоритные пласты участками «линзуются», выклиниваются, а также фациально замещаются на фтаниты и кремнистые сланцы с прослоями доломитов. В результате по простиранию наблюдается чередование зон с высокой (более 11 кг/м^2) и крайне низкой (менее 1 кг/м^2) продуктивностью. В последнем случае пачка целиком сложена фосфатсодержащими породами с рассеянной фосфорной минерализацией. Мощность пачки колеблется в пределах 18 – 30 м. Примечательно, что в сечениях с высокой продуктивностью безрудные слои довольно тонкие (около 1м) и поэтому при пересчете на средние значения оксида фосфора они включаются в рудный интервал, образуя с другими пластами фосфоритов единое фосфоритное тело мощностью около 10 м.

По данным микроскопии его строение подобно второму пласту краевой зоны Уха-

гольского месторождения. Здесь также внизу и вверху сосредоточены кремнисто - доломитовые слойковые и микроконкреционные фосфориты, а в средней части развиты глинистые и слюдисто – кремнистые («сланцевые») их разновидности с аналогичными формами обособлений фосфатного вещества. Несмотря на слабую изученность месторождения удается наметить элементы определенной ритмичности и предсказуемости в размещении фосфоритонесных отложений. Они являются регрессивным элементом дооднурской свиты, поскольку лежат на известняках, включают в основании кремнисто –сланцевые породы с обломочным кварцем и перекрываются рассланцованными алевролитами. Мелкий кварц также присутствует в фосфоритах внизу и вверху пачки, что можно трактовать как признак периодичности процессов, участвующих в ее формировании.

Обогащенность руд не изучена. Однако, судя по их минеральному составу, они, как и на Ухаголе, представляют слюдисто-доломито- кремнистый тип, который требует дальнейших технологических исследований.

Прогнозные ресурсы месторождения Улеин -Даба до глубины 200м оцениваются в 41 млн.т P_2O_5 при среднем содержании в рудах пятиокси фосфора 17,9 % [472].

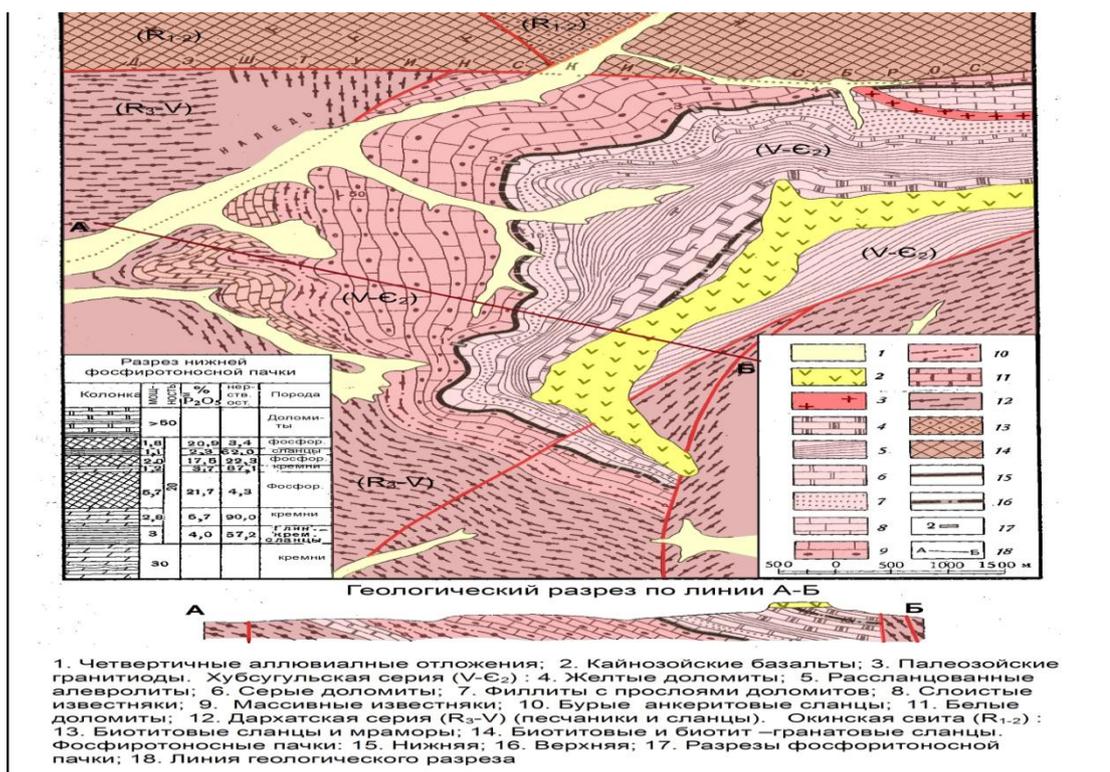


Рис.1.3.4.а. Схема геологического строения месторождения Улеин –Даба [183].

1.3.5. Хубсугульское месторождение.

Месторождение находится в 50 км южнее от Улеин-Дабинского и в 110 км от границы с Россией. Оно открыто в 1964г В. Е. Едемским и Н.В. Доновым [136]; затем разведывалось силами Совместной Советско-Монгольской экспедиции, ПГО «Бурятгеоло-

гия» и «Зарубежгеология». В разные годы поисковые и разведочные работы на нем проводились под руководством М. М. Музылевского [258], П. В. Осокина [236], В.С. Косинова [467], В. В. Тена [495, 496]. Типизацией его руд, изучением их вещественного состава и обогатимостью занимались геологи и технологи ГИГХСа [441, 442, 454]. Огромный вклад в изучение месторождения внесли Бямба Ж. [43], Гуревич Б.Г. [121], Доржнамжаа Д. [137], Еганов Э. А. [142,143], Есакова Н.В.[146], Жегалло Е.А [151], Зайцев Н.С. [152, 154, 155], Ильин А.В. [171, 172, 177, 180, 183, 186 -188, 190], Коробов М. Н. [217, 218, 219], Ратникова Г.И. [287], Розанов А.Ю. [291], Семейкин И.Н. [304] и др. исследователи.

Месторождение связано с кремнисто – терригенно- карбонатной подформацией и является крупнейшим в ОХФБ. Оно занимает площадь около 500 км², субмеридионально протягиваясь вдоль западного побережья оз. Хубсугул на 38 км при ширине 10-15км (рис. 1.3.5. а). В геоморфологическом отношении - это горная страна с резко расчлененным альпинотипным рельефом на севере и несколько более сглаженным - на юге, с превышениями от 600 м до 1200 м. Район слабо освоен и удален от ближайшей железной дороги на расстояние 270 км.

На месторождении три разобщенных участка Урундушский, Онголигнурский и Джинхаинский. Из них наиболее крупный по запасам и по площади - Онголигнурский (табл. 1.3.5.1).

Таблица. 1.3.5.1.
Распределение запасов пятиокси фосфора (в млн.т и в %) по участкам
Хубсугульского месторождения [467, 495]

Онголигнурский	Урундушский	Джинхаинский
123,51млн.т; 61,4%	77,2 млн.т; 38,4%	1,5 млн.т; 0,7%

Он протягивается вдоль оз. Хубсугул на 19 км и размещается в центральной части месторождения. В структурном плане – это сжатая, нормальная на севере и запрокинутая к западу - на юге, Хэсэнская синклиналь субмеридионального простирания с пластами фосфоритов на обоих крыльях (рис. 1.3.5.1).

Урундушский участок ограничивает распространение фосфоритов на северном фланге месторождения и представляет собой тектонический блок, размером чуть более 15 км. Строение его расшифровывается как деформированный, смещенный по разлому на СЗ фрагмент центриклинального замыкания северо-западного крыла Хэсэнской синклинали,

Джинхаинский участок образует южный фланг месторождения. По данным картирования -это антиклинальная складка, которая также заключена в тектоническом блоке. Фосфориты прослежены в западном и восточном крыльях антиклинали и суммарно протягиваются на 12 км. От основной части месторождения их отделяет четырехкилометровая полоса безрудных пород, ограниченная разрывами близширотного простирания.

Помимо таких разрывов, на месторождении развита целая сеть продольных и поперечных дизъюнктивных нарушений, делающих еще более очевидным блоковое строение самих участков и всего месторождения в целом. Часть нарушений отражают неотектонические движения, другие – вмещают дайки диабазов, третьи – рассматриваются в качестве конседиментационных образований.

Общее представление о строении месторождения дает его геологическая карта (рис. 1.3.5.1). Как видно из приведенного графического материала, оно сложено отложениями дархатской и хубсугульской серий докембрия и нижнего кембрия. Отложения смяты в крутые линейные складки субмеридионального направления, образуя верхнерифейско – кембрийский структурный этаж с углами падения слоев от 40° до 80° . Заметным распространением на месторождении также пользуются магматические образования. К ним относятся покровы плейстоценовых базальтов и породы интрузивного Ихеульского массива верхнего палеозоя (граниты, диориты и сиениты).

Стратиграфическое расчленение отложений, слагающих месторождение, их петрографические особенности и корреляция с одновозрастными толщами северных районов ОХФБ были показаны ранее в таблицах 1.2.1; 1.2.1.1.(а); 1.2.1.1.(б), а также на рисунке 1.2.1.1(а). Здесь же еще раз подчеркнем следующие главные моменты:

- 1). Продуктивной является нижняя часть хубсугульской серии в объеме онголигской, хэсэнской и эрхэлнурской свит, которые относительно недавно были выделены из состава дооднурской свиты.
- 2). Последняя представляет собой стратиграфический аналог забитской свиты севера ОХФБ. Как и та, она залегает с конгломератами в основании на дархатских (сархойских) вулканогенно – терригенных отложениях, и также перекрывается толщей известняков с остатками нижнего кембрия.
- 3). Подобно забитской, дооднурская свита состоит из четырех осадочных циклов, образованных отложениями относительно мелководных фаций, разделенных осадками более глубоководных фациальных обстановок.
- 4). В строении циклов доминируют доломиты и известняки с различными, нередко биогенными, текстурными рисунками. Менее развиты глинистые и глинисто – карбонатные сланцы, карбонатные брекчии и валунно-галечные конгломераты. Заметную роль играют силициты и фосфатные породы (табл. 1.2.1.1 (а)).
- 5). Фосфориты формируют две пачки: нижнюю (главную) и верхнюю (непромышленную). Главная (нижняя) пачка завершает второй цикл, тогда как верхняя служит основанием четвертого цикла.
- 6). Фосфоритные пачки в осадочном разрезе располагаются стратиграфически ниже бокситоносного горизонта, возраст которого на Боксонском месторождении определяется как вендский.

Мощность дооднурской свиты колеблется от 870 до 1370 м.

Нижняя (главная) фосфоритная пачка залегает со слабо выраженным размывом на пестроокрашенных песчано- алевритистых сланцево - карбонатных породах, которые на месторождении считаются стратиграфическим маркирующим уровнем. Второй маркирующий уровень располагается в ее кровле и представлен «кремневым» горизонтом, сложенным темноокрашенными фосфатсодержащими фтанитами, линзами и желваками кремней.

Как и на ранее рассмотренных месторождениях, на Хубсугуле фосфоритная пачка обладает ярко выраженной фациальной изменчивостью. На эту особенность ее строения впервые было обращено внимание еще на самых ранних этапах разведочных работ при корреляции буровых профилей. Изменчивость проявляется в колебаниях мощности пачки и ее составных элементов (пластов фосфоритов, доломитов, известняков, силицитов), их линзовании, выклинивании и различных фациальных переходах.

В пределах месторождения в разрезе пачки выделяются от одного до семи фосфоритных пластов, мощность которых колеблется от 1 м до 70 м. Все семь пластов встречаются только на наиболее крупном Онголигнурском участке. При прослеживании их по простиранию и падению выявляется сложный характер поведения параметров пластов в пространстве и не менее сложная их морфология (рис.1.3.5.2; 1.3. 5.(а).1. Пласты, расположенные в средней части пачки, прерывисты и, не имея четкой привязки в разрезе, плохо поддаются корреляции. Они представляют собой линзовые тела разной протяженности и мощности и в наиболее благоприятных случаях, по ряду разведочных профилей, участвуют в подсчете запасов.

Главными считаются пласты, расположенные в подошве (№ 1,2) и кровле пачки (№ 5) (таб.1.3.5.а). При чем, на юге Онголигнурского участка нижним (основным) является пласт № 1, но к северу он выклинивается и вместо него главным становится пласт № 2, не имеющий на юге самостоятельного значения (рис 1.3. 5.3, 1.3. 5.(а).1).

Наиболее хорошо прослеживается верхний 5 пласт, но и у него сохраняется отчетливая тенденция к выклиниванию в северном направлении. Еще далее к северу на Урундушском участке, а также на юге и западе (по падению пород) пятый пласт выпадает из разреза, и одновременно резко меняется строение пачки. В ее разрезе, вместо карбонатных пород, начинают доминировать кремнистые и глинисто – сланцевые отложения, а сами пласты, помимо выклинивания, в отдельных случаях сливаются друг с другом, образуя своеобразные «рудные столбы» мощностью до 70 м. Подобные «столбы», но меньшей мощности, встречаются также в нижней части фосфоритной пачки Онголигнурского участка.

Стратиграфическая колонка

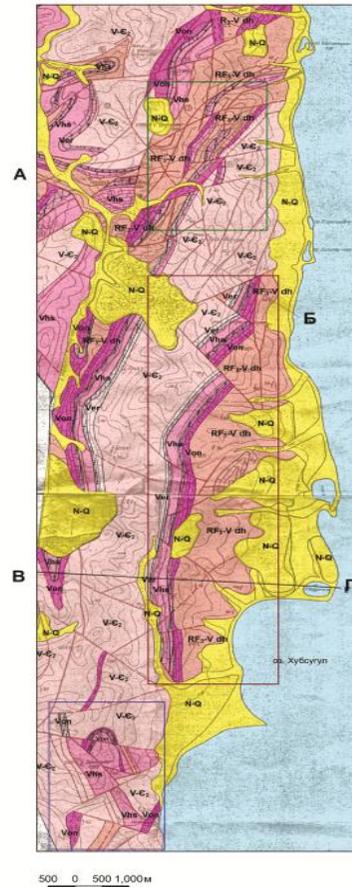
Масштаб 1:20000

Эратема	Система	Серия	Свита	Индекс	Колонка	Мощность пачек в м	Характеристика пород						
Верхнеэрифейская	Дархадская	Дархадская	Верхнеэрифейская	RF ₃ -V _{dh}	[Схематическое изображение пачек]	300-500	Зеленые, серые рассланцованные алевролиты с редкими обломками доломитов, прослой песчаников, гравелитов.						
						50	Бурые, серые полимиктовые песчанники.						
						300-450	Переслаивание песчанников, алевролитов, глинистых сланцев, прослой известняков.						
						200	Зеленые, серые иногда лиловые алевролиты, сланцы, прослой известняков, доломитов.						
						600	Полимиктовые и туфогенные песчанники, туфы, алевролиты, слюдистые сланцы, диабазовые порфириды.						
						Кембрийская	Хубсугульская	Вендская	Хубсугульская	Ver	[Схематическое изображение пачек]	150-200	Гравелитовые песчанниковые фосфориты, фосфатсодержащие окисленные доломиты, бурые кремни.
												0-35	Светлосерые, серые массивные известняки с кремнями.
												10-120	Светлосерые, серые массивные доломиты с линзами светлоокрашенных кремней и доломитовых брекчий, в кровле линзы бурых песчанистых железистых и марганецсодержащих пород.
												10-40	Светлосерые, серые массивные доломиты с линзами светлоокрашенных кремней и доломитовых брекчий, в кровле линзы бурых песчанистых железистых и марганецсодержащих пород.
												60-400	Черные массивные и плитчатые фаниты, внизу прослой черных известняков с песчаным материалом. Фосфориты, черные плитчатые известняки, кремнисто-доломитовые фосфатные породы, строматолитовые доломиты, фосфориты.
Хоридулинская	Хубсугульская	Хоридулинская	V-C ₂	[Схематическое изображение пачек]	500			Темносерые, серые, черные брекчиевидные, битуминозные известняки с онколитами и трилобитами.					
					30			Серые, темносерые брекчиевидные известняки.					
					200			Темносерые, серые массивные известняки с кремнями.					
					400			Серые, светлосерые местами брекчиевидные доломиты, известняки, фауна археизат, трилобитов, хиолитов.					
					260			Светлосерые, серые массивные доломиты с линзами светлоокрашенных кремней и доломитовых брекчий, в кровле линзы бурых песчанистых железистых и марганецсодержащих пород.					

Геологическая карта Хубсугульского месторождения фосфоритов в Монголии

Масштаб 1:50000

Составил П.В.Осокин с использованием материалов: А.В.Ильина, М.М.Музалевского 1984 г.



Условные обозначения

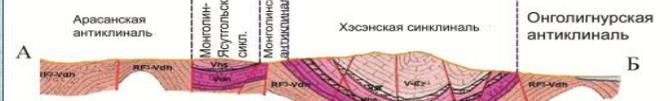
- N-Q** Аллювиальные и озерные отложения; плейстоценовые и четвертичные базальты
- V-C₂** Хоридулинская свита. Темносерые, черные битуминозные известняки с трилобитами; серые доломиты, серые известняки с кремнями.
- Ver** Эрхэлнурская свита. Доломиты песчанниковые брекчиевидные и строматолитовые; светло-серые, слоистые гравелиты, песчанники фосфатные, фосфориты (верхняя пачка)
- Vhs** Хэсэнская свита. Серые, светло-серые брекчиевидные и строматолитовые доломиты, линзы известняков. Кремни, фосфориты (нижняя пачка), пестрые глинистые сланцы и глинистые известняки.
- Von** Онголикская свита. Темно-серые, черные известняки, серые окисленные и брекчиевидные конгломераты.
- RF₃-V_{dh}** Дархадская серия. Пестроокрашенные алевролиты, глинистые сланцы, песчанники, вверху конгломераты.

- [Схематическое изображение пачек]
- Верхняя фосфоритная пачка
- [Схематическое изображение пачек]
- Нижняя фосфоритная пачка
- [Схематическое изображение участка]
- Урундшский участок
- [Схематическое изображение участка]
- Онголигурский участок
- [Схематическое изображение участка]
- Джинханский участок

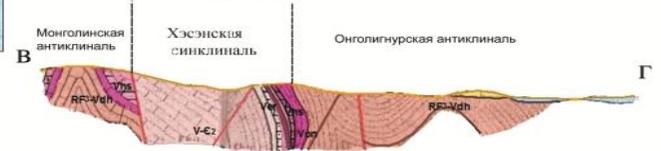
Разрывные нарушения

- достоверные
- - - предлагаемые

Геологические разрезы по линии А - Б



по линии В - Г



0 250 500 750 м

Рис.1.3.5.1

Все вышесказанное делает трудновыполнимой задачу по составлению и описанию сводного разреза пачки Хубсугульского месторождения, мощность которой колеблется от 64 до 134 м. В общих чертах основные ее особенности отражены на рис. 1.3.5.3, где в качестве опорных приняты разрезы Онголигнурского участка, заключающего 60% запасов месторождения.

1.3.5. а. Характеристика фосфоритной пачки Онголигнурского участка.

В первом приближении пачка построена по типу симметричного ритма (рис.1.3.5.3), ограниченного в кровле и подошве поверхностями размывов. Ритм включает: кремнисто-доломитовые фосфориты – обломочно - биогенные доломиты – известняки – биогенные доломиты - кальцит-доломитовые фосфориты, фосфориты с кремнями.

В разрезах большой мощности, и, следовательно, наиболее полно построенных, структура ритма усложняется. Нижние доломиты расклиниваются фосфоритами, в результате чего ритм становится ассиметричным, построенным по типу: кремнисто-доломитовые фосфориты – хемогенно - биогенные доломиты - фосфориты – обломочно - биогенные доломиты – известняки – биогенные доломиты - кальцит-доломитовые фосфориты, фосфориты с кремнями. Поскольку расклинивающие фосфориты на фоне доломитов, в целом, выглядят более мелководными образованиями и сопровождаются обломочными породами, то, с некоторой долей условности, из строения ритма вычленяются два подритма. Вместе они отражают характер периодичности процессов осадконакопления на площади Онголигнурского участка.

Как видно из рисунка 1.3. 5. (а).1, на юге участка фоспачка начинается с **1 фосфоритного пласта**, который эрозионно залегает на сланцеватых углеродистых известняках и карбонатно – глинистых сланцах, пестроокрашенных в зоне выветривания. Внизу он сложен богатыми (20-25% P_2O_5), а вверху – бедными (7-15% P_2O_5) рудами. По этим причинам нижняя его граница четкая, верхняя, напротив, расплывчатая и устанавливается по результатам опробования. В полном объеме пласт имеет трехчленное строение. Богатая его часть представлена черными плитчатыми в начале кремнисто- глинистыми (1,2-5,6 м), а затем - кремнисто- доломитовыми (1,2-18,8 м) фосфоритами. Бедная часть (2-7,2 м) состоит из темно-серых грубоплитчатых низкокачественных фосфоритов кремнисто - доломитового состава. Во всех случаях доминируют слойковые и линзовидно- слойковые разности, но вверху в грубоплитчатых фосфоритах фосфатные обособления встречаются значительно реже и, при этом, они интенсивно корродированы и дезинтегрированы

кремнистыми и карбонатными вторичными минералами на фрагменты разной величины и формы. Наряду с этим, здесь также развиты обломочные руды в виде фосфоритовых брекчий взламывания.

Трехчленное строение пласта нарушает фациальная изменчивость, проявляющаяся по его простиранию и падению в пределах нескольких сотен метров. Благодаря ей из разреза выпадают глинисто – кремнистые фосфориты, либо оба нижних слоя богатых руд. В таких случаях основу пласта составляют бедные кремнисто – доломитовые фосфориты, нередко целиком представленные щебневыми и дресвяными брекчиями взламывания и слабого перемыва осадка. Отчетливой закономерности в изменчивости не наблюдается. Однако, чаще всего бедные руды и их брекчиевые разности становятся главными в участках сокращенной мощности пласта, а также в зоне его выклинивания на севере Онголигнурского участка. Мощность пласта колеблется от 0 до 25,9 м (среднее - 10,3 м) (табл.1.3.5.а). Содержание P_2O_5 от 11,4 до 30,4 % (среднее -18,6%). Конкретные данные по поведению других компонентов показаны на рис. 1.3.5.2, 1.3. 5. (а).1 и в табл. 1. 3. 5. (б).

Таблица 1. 3. 5. (а).

Мощность фосфоритной пачки и основных фосфоритных пластов
Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения.

Показатели	Пачка* (м)	Пласты (м)			
		1	2	3	5
Пределы колебаний	64-136	0-25,9	0-18,3	0-17,1	8-40,6
Средние значения	96,7	10,3	8,4	6,6	14,8
Средневзвешенное отклонение	14,4	4,6	4,2	4,1	7,8
Коэффициент вариации	14,9	40,0	77,8	58,5	53,7

* Без учета кремневого горизонта.

Выше первого пласта разрез фосфоритной пачки наращивает **доломитовый горизонт** сложного строения. Он состоит из переслаивающихся микритовых, микрофитолитовых, псаммитовых (тонкообломочных или «калькаренитовых»), строматолитовых и обломочно-строматолитовых доломитов, образующих различные сочетания в пространстве. Микритовые доломиты массивные и микрослойчатые, псаммитовые – с пологоволнистой, линзовой и линзовидной слойчатостью; строматолитовые доломиты – пластовые и столбчатые. Независимо от текстурных особенностей многие из перечисленных типов доломитов частично перекристаллизованы до брекчиевидных текстур. В целом, в нижней части сконцентрированы темно-серые углеродистые хемогенные микритовые и псаммитовые разности, а в верхней – постепенно нарастает роль биогенных доломитов, особенно - светлоокрашенных («бежевых»).

График изменения мощностей пластов 1 и 5 (по В.В. Тену 1986 г.)

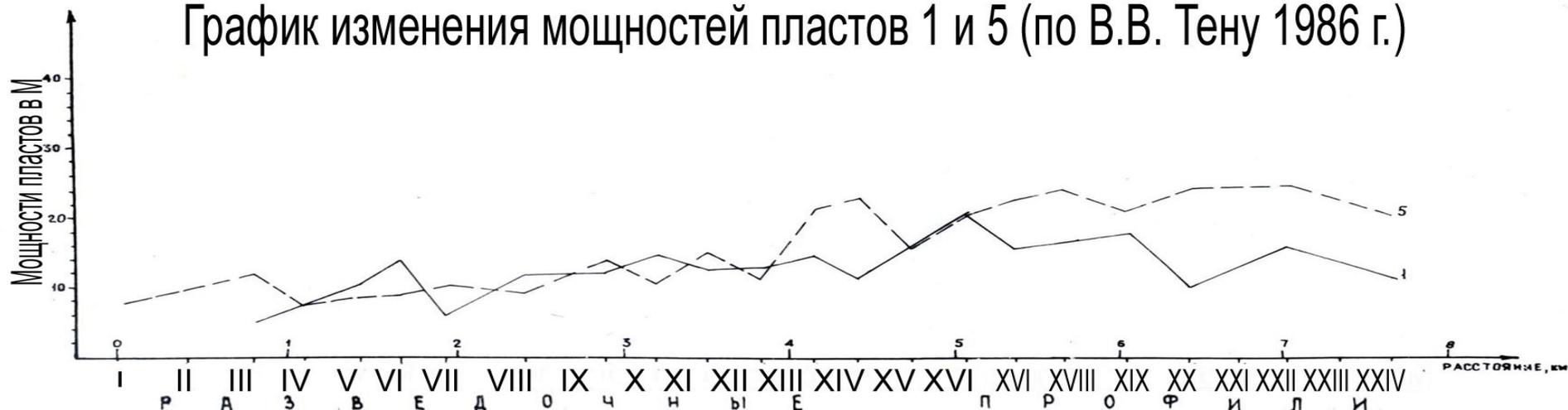
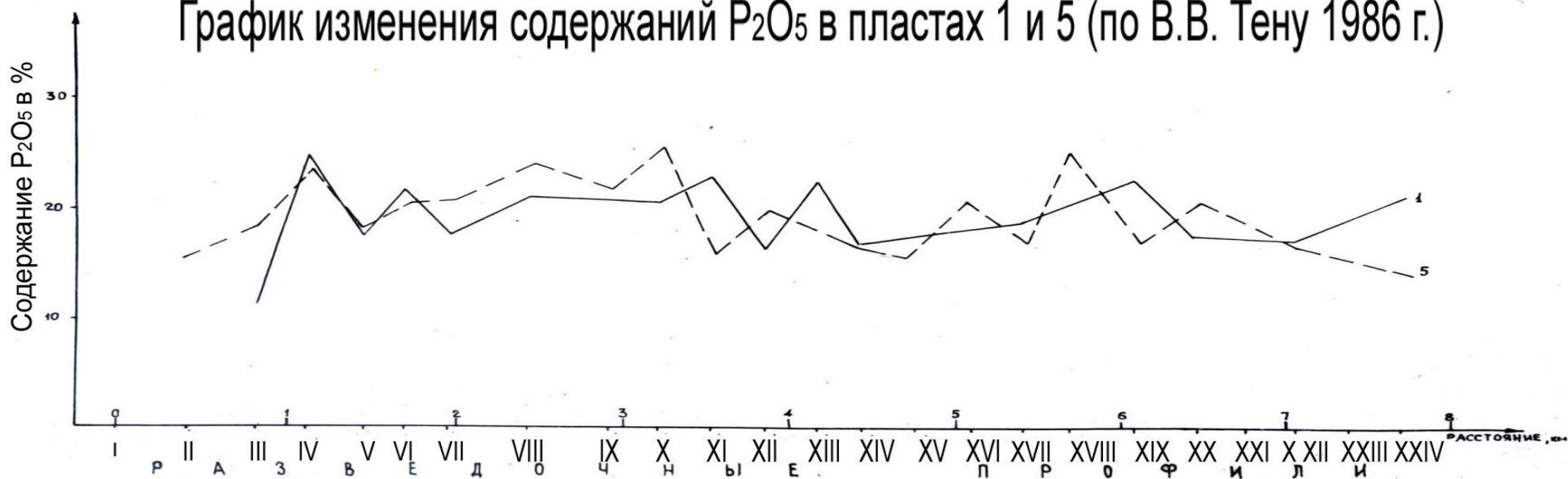
График изменения содержаний P_2O_5 в пластах 1 и 5 (по В.В. Тену 1986 г.)

Рис.1.3.5.2.

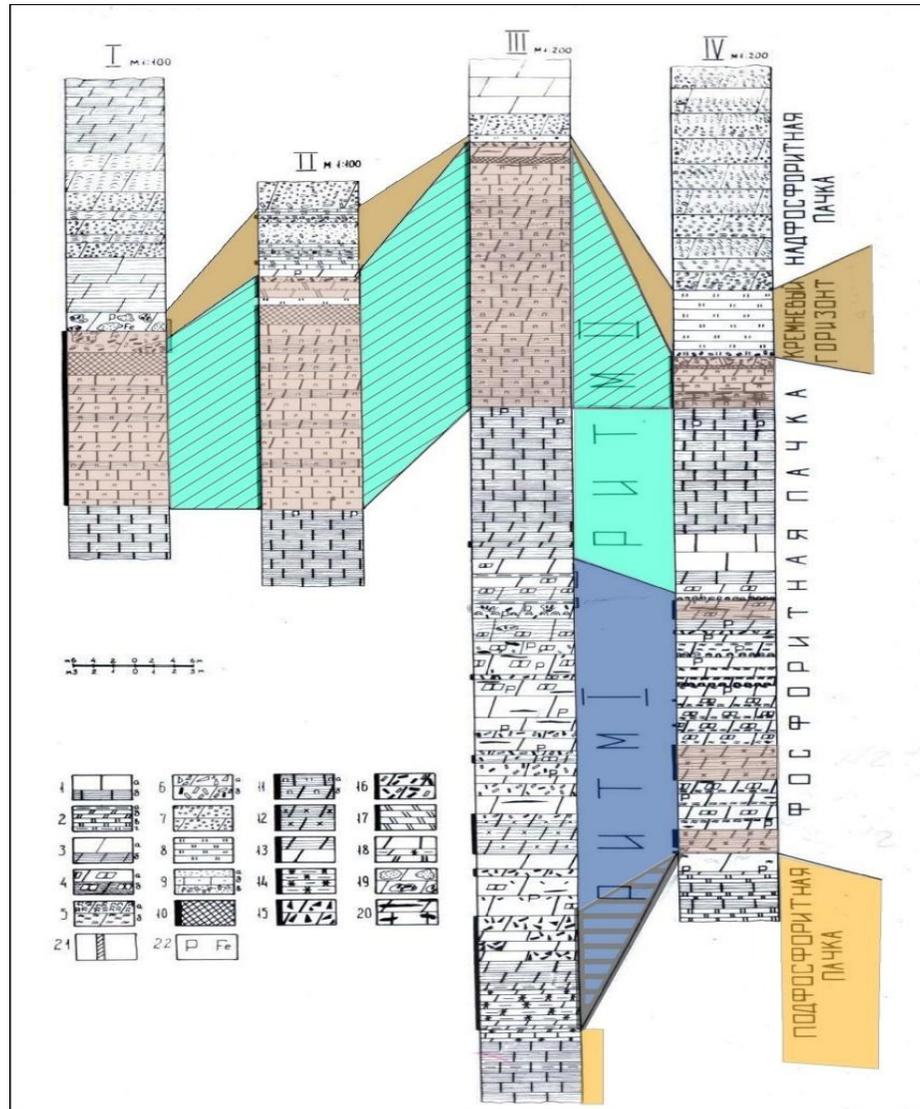


Рис.1.3.5.3 Строение фосфоритной пачки центральной (I-III) и северной (IV) частей Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения. Составил Георгиевский А.Ф.

Условные обозначения

I-извесняки темносерые массивные (а) и тонкогоризонтальнослоистые (б) ; 2- сланцы глинистые (а), глинисто-доломитовые (б), глинисто-известковые (в) и глинисто-кремнистые (г) ; 3-5 –доломиты: 3- светлоокрашенные массивные (а) и тонкогоризонтальнослоистые(б); 4- тонкообломочные неслоистые (а) и с тонкой пологоволнистой и линзовой слоистостью (б); 5- строматолитовые со столбчатыми (а) и пластовыми строматолитами (б) ; 6-7 – доломитовые брекчии : :- взламывания (а)и перемыва (б) (черные- обломки фосфоритов, белые- обломки доломитов); 7- взмучивания; 8- происои пластообразных силлицитов; 9-кварцевые песчаники (а), примесь терригенного кварца в породах (б) песчаный цемент в брекчиях (в); 10-17- интервалы фосфоритов : 10- мономинеральных ; 11- микроконкреционных и пеллетных известковистых (а) и доломитовых (б); 12-13- доломитовых: 12- с выделениями неправильной формы и микроконкреционных ; 13- слойковых и линзовидно-слойковых ; 14- глинисто-кремнистых “слацевых” лизовидно-слойковых и микроконкреционных; 15-16- брекчий взламывания; 16- брекчий перемыва; 17- линзовидно-слойковых кремнистых ; 18- переслаивание пород; 19- гнезда терригенного кварца и полимиктовых брекчий; 20- линзы и конкреции кремней ; 21- интервалы пестроокрашенных пород; 22-фосфорная и железистая минерализация в породах.

Прослеживание горизонта по площади вырисовывает структуру крупного биострома сложной конфигурации. В наиболее полном объеме и первом приближении он имеет трехчленное строение. Основанием биострома служат псаммитовые доломиты, слагающие грядоподобные формы палеорельефа, пространство между которыми заполняют микритовые массивные и тонкослойчатые доломитовые разности. Среднюю его часть составляют пластовые строматолитовые постройки, тонко и неравномерно чередующиеся со слоями псаммитовых (калькаренитовых) доломитов. Вверх по разрезу доля последних заметно сокращается, так что «верхушку» биострома уже образуют пластовые и, главным образом, столбчатые строматолиты часто светлой «бежевой» окраски. Дополняют текстурный рисунок биострома тела кластических даек, а также карманообразные полости, заполненные цементированным доломитовым и фосфоритовым обломочным материалом гравийной и песчаной размерности.

По простиранию мощность биострома резко изменчива, из – за чего кровля его во многих местах «провисает», а в сформировавшихся понижениях и западинах локализуются флишеподобные темноокрашенные доломитово – известняковые ритмиты. Наиболее полно они вскрыты скв.161 (Р.П.№ 54), где их мощность составляет 30м. Доломиты начинают ритмы и содержат примесь песчаных зерен, мелкого гравия и дресвы фосфатного, кремнистого и доломитового состава. Наблюдается градационная сортировка и заметна ориентировка вытянутых обломочков.

Известняки заканчивают ритмы и на фоне доломитов выглядят более темными; обычно они слойчатые и при ударе издают запах сероводорода. Мощность ритмов от одного до 20см. Внизу разреза доминирует доломитовая, а вверху известняковая их составляющая. Отмеченные особенности отложений позволяют рассматривать ритмиты как образования «лагунной» фации.

Постоянным элементом биострома являются глыбовые, щебневые и дресвяные брекчии доломитового состава с разной примесью обломков кремней и фосфоритов. Все они образуют небольшие линзовые тела и, на первый взгляд, расположены в пределах биострома хаотично. Однако при детальном анализе устанавливается тенденция преимущественного их развития в подошве, в кровле, а также по его периферии.

К принципиально важной составляющей доломитового биострома относятся породы с кремнистой и фосфорной минерализацией. Последняя наблюдается как в рассеянном, так и в сконцентрированном состоянии. Рассеянная минерализация распространена по всему биострому и представлена тонкими линзочками, слоями, пятнами, гнездами и мелкими зернами. Нередко они заключены в строматолитах и подчеркивают морфоло-

гию этих построек. Благодаря их присутствию, содержание P_2O_5 в породах биострома колеблется от 0,1 до 5-6%.

Другой формой обособления фосфатного вещества, но имеющей практическое значение, являются линзовые, штоко- и пластообразные тела фосфоритов, самые крупные из которых учитываются при подсчете запасов. (пласты 2 и 3, табл.1.3.5.б). Они представлены фосфоритовыми рудами кремнисто – доломитового состава, в основном, невысокого качества, поскольку слагающие их фосфатные выделения существенно корродированы вторичными минералами. Чаще всего фосфатные фрагменты, оставшиеся от коррозии имеют неправильно округлую форму. По этой причине сложенные ими фосфориты принято на месторождении называть зернистыми или крупнопеллетными, т.к. размер фосфатных частиц достигает 2мм. По данным электронной микроскопии такие зерна – пеллеты сохраняют реликтовую биоморфную структуру [142].

Обычно, крупнопеллетные фосфориты по площади и разрезу фациально сопровождаются менее измененными слойково - линзовыми, брекчиевыми и конглобрекчиевыми разностями. В последнем случае, помимо фосфоритового материала, в них присутствуют угловатые и полуокатанные обломки доломитовых и кремнистых пород.

Тела, сложенные перечисленными фосфоритами значительно осложняют и без того непростое строение биострома.

Особое место в его структуре занимает, так называемый, **второй пласт**, мощностью от 0 - до 18,3 м (среднее - 8,4). (табл.1.3.5.а,б). На севере Онголигнурского участка он, после выклинивания первого пласта, становится здесь основным концентратором фосфатного вещества. Палеофациальные профили показывают, что второй пласт представляет собой сдвоенное, а местами, строенное тело, которое расщепляют пластообразные линзы кремнистых строматолитовых и микрофитолитовых доломитов. В структурном плане пласт и его ответвления локализируются в пограничных частях и вдоль контактов крупных доломитовых комплексов, слагающих биостром, часто сохраняя их текстурные особенности.

Необычными образованиями выглядят «рудные столбы», где мощность фосфоритов на локальных участках резко увеличивается в 3-4 раза, достигая 25-30 м. В таких местах фосфориты, как бы, «протыкают» биостром, пересекая его стратиграфические границы. При этом, как и в ранее отмеченном случае, в них сохраняются текстурные особенности вмещающих пород.

Фосфориты легко спутать с выделениями кремней, которые являются их постоянными спутниками. Помимо внешнего сходства и общих структурно – текстурных характеристик их роднят близкая морфология тел и взаимные переходы. Благодаря этому в фосфоритовых пластах постоянно встречаются различные включения кремней, а в самих кремневых

линзах обычно присутствует реликтовая примесь фосфата. Часто с фосфатной, сохраняется доломитовая примесь, что служит дополнительным подтверждением вторичной природы кремневых тел, заключенных в биостроме.

Таким образом, доломитовый биостром, как элемент строения Онголигнурского участка, выделяется значительной фациальной неоднородностью, в структуру которого закономерно вплетаются фосфоритовые и кремневые пласты и линзы. Мощность его изменяется от 8 до 65 м.

Следующий за доломитами **третий член** фосфоритной пачки представлен **горизонтом известняков**. Его появление в разрезе фиксирует пик в трансгрессии наступающего фосфоритоносного бассейна. Горизонт прослеживается по всей площади Онголигнурского участка, но на севере и юге у него проявляется четкие признаки выклинивания. Причем, если на севере оно осуществляется за счет сокращения мощности известняков с 50 до 10-12 м, то на юге они в верхней части разреза фациально замещаются микрофитолиновыми доломитами. И опять же мощность известняков здесь падает с 50 до 20 м.

Макроскопически известняки - это темно-серые и черные породы от плохо до хорошо раскристаллизованных. Внизу тонкослойчатые и плитчатые с примесью углеродисто-глинистого вещества; вверху в основном массивные, обычно микрофитолиновые. Содержат от 1 до 7% P_2O_5 , а иногда даже включают маломощные линзы низкокачественных фосфоритов. Из других компонентов содержат: Н.О. -1,3-5,1%; MgO -0,7-3,1%; CO_2 -37,7-42,9%; Al_2O_3 - 0,79-0,9%. Фосфатизация связана, главным образом, с рассеянными фосфатизированными микрофитолитами, количество которых, в целом, увеличивается вверх по разрезу. Примечательно, что часть известняков на контакте с доломитами имеет вторичное происхождение и возникла при кальцитизации последних. Непосредственно сами доломиты не имеют повсеместного развития. Они распространены только на юге Онголигнурского участка, а также сохранились по отдельным профилям в его центре. Фациальные переходы связывают эти породы с известняками и с фосфоритами пятого пласта. Появление их в разрезе отражает завершение активного этапа трансгрессии и последовавшее за этим обмеление фосфоритоносного бассейна, вызванного зарождением на юге закартированной территории подводного палеоподнятия. Склон сформированной им отмели стал площадкой для накопления биогенных доломитов. Для последних характерна узорчатая текстура и отчетливая микрофитолиновая структура в виде густой точечной светлоокрашенной вкрапленности. В шлифах они состоят из доломитового микрита, который образует плотные комки и сгустки с обтекающими их нитями, лентами и волокнами. Форма сгустков (комков) как округлая и вытянутая, так и «замысловатая» - лапчатая; размер 0,15- 0,25 мм. В участках, пигментированных органическим веществом, у них появ-

ляются фосфатные линзочки и концентры, что еще больше подчеркивает водорослевое строение доломитов (рис. 1.5.1.41). Из органических остатков диагностируются онколиты *Osgia nimin* Z.-Zhur, катаграфии *Vesicularites restus* Z.-Zhur; *Nubecularites* f.n.

Отмеченные петрографические особенности, а также фациальные реконструкции позволяют рассматривать данные породы в качестве отложений циано-бактериальных матов, формировавших на склоне палеоподнятия выпуклую постройку из переотложенного доломитового микрофитолита, скрепленного водорослевым веществом. В литературе подобные образования описываются как «иловые холмы» или «рифовые бугры» (по терминологии Дж. Л. Уилсона) [333].

К другим особенностям доломитов относятся признаки кальцитизации, усиливающиеся в приконтактной зоне с подстилающими известняками, а также в северном направлении, где горизонт микрофитолитовых доломитов выклинивается, уменьшаясь с 16 м до 0 м. Химический состав доломитов следующий: P_2O_5 – 1,1-6,6%; Н.О.-1,6-3,2%; MgO- 13,2-16,7%; CO_2 -35,6-44,6%; Al_2O_3 -0,25-0,3%.

Четвертым важнейшим членом разреза продуктивной пачки является верхний, так называемый «пятый» **фосфоритовый пласт** (табл.1.3.5. а, б) – второй по запасам, сосредоточенных в нем руд. Он установлен на всем Онголигнурском участке. Однако, к северу и югу, вслед за подстилающим его доломито-известняковым горизонтом, проявляет тенденцию к выклиниванию, сокращаясь в мощности от 40 до 8 м. (табл.1.3.5.а). Одновременно с этим, в центре участка, где локализуется большая часть руд пласта, мощность его варьирует от 40 до 20 м.

Как и в других случаях, пласт фациально неустойчив. На юге он доломитовый, в центре - известково – доломитовый, на севере – существенно известковый. В том же направлении ухудшается качество фосфоритов. Помимо меридионального направления, качество их снижается в нижней части пласта, где они фациально переходят во вмещающие микрофитолитовые доломиты и известняки. По этой причине пласт внизу четко не ограничен, и его подошва устанавливается по результатам опробования. Напротив, кровля пласта обычно хорошо выражена и местами подчеркивается поверхностями размывов.

Пласт сложен зернисто-пеллетными фосфоритами более богатыми доломитовыми – на юге (18,88% P_2O_5), и менее качественными - существенно кальцитовыми – на севере (16,95 % P_2O_5).

Обычно – это черные или темно-серые с белесым налетом породы, зернисто - пеллетное строение которых проявляется при выветривании или когда их структура препарирована другими вторичными процессами.

Качество и состав фосфоритов зависит от фосфатных зерен – пеллет и цементирующего их материала. Последний обычно доломитовый, кальцитовый или смешанный карбонатный. Ближе к кровле пласта он местами становится кремнистым. Здесь же, отдельными прослоями пеллеты цементируются фосфатом и тогда вверху разреза появляются мономинеральные фосфориты.

Пеллеты в фосфоритах рассеяны или собраны в плотные линзовидные слойки, которые формируют основной текстурный рисунок этих пород. Хотя пеллеты, в основном, фосфатные, но встречаются также и частично фосфатизированные – фосфатно – доломитовые или просто доломитовые, целиком сложенные микритом. Обращает внимание размерное и морфологическое сходство пеллет разного состава и повторение ими структурных признаков пеллетных комков и сгустков микрофитолитовых доломитов. Подобно последним размер их в фосфоритах не превышает 0,25мм, а форма изменяется от округлой и вытянутой, до причудливо – извилистой.

Обычно фосфатные пеллеты однородные. Иногда оолитоподобные, окрашенные в центре или по периферии органическим веществом. Однако, типичные оолиты, такие как в фосфоритах Каратау, с многослойными раскристаллизованными концентрирами, здесь не развиты.

Отмеченные петрографические особенности фосфоритов ярко отражают комплекс фациальных и вторичных процессов, участвующих в их формировании. Важнейшими из них являются закартированные на юге участка процессы фациальных замещений микрофитолитовых доломитов и фосфоритов, слагающих нижнюю часть пласта. Наблюдаются своеобразные «клинья» из внедряющихся одних пород в толщу других, в результате чего формируется сложно построенный разрез из переслаивающихся фосфоритов и в разной степени фосфатных доломитов. Фосфориты, в основном, низкокачественные (7-15% P_2O_5) и макроскопически плохо распознаются. Однако, по мере смещения к кровле пласта они становятся более богатыми и все в большей степени приобретают индивидуальные признаки, отличающие их от доломитов. При этом, сами доломиты очень скоро практически исчезают из разреза, замещаясь фосфоритами. Другими словами, налицо пространственная и генетическая связь этих двух типов пород.

Еще одним показательным моментом, раскрывающим особенности строения пласта, является неравномерное развитие вторичных процессов, среди которых негативное влияние на качество руд оказывают окремнение, доломитизация и кальцитизация. Вторичные кремнистые минералы образуют линзовидные и пятнистые стяжения, число которых увеличивается с юга на север по простиранию пятого пласта. Процессы наложенной карбонизации, по сравнению с окремнением, проявлены значительно энергичней. Они суще-

ственно осложняют первичное распределение фосфата внутри пласта, формируя разнообразные зоны и участки бедных фосфоритов, которые наиболее интенсивно развиты на флангах и приподошвенной его части. Возникающие при этом пойкиллитовые структуры и структуры перекристаллизации карбонатных минералов частично, а чаще полностью, затушевывают первичное строение фосфоритов, стирая признаки образования их за счет фосфатизации микрофитолитовых доломитов. Однако, даже и в таких самых «тяжелых» случаях следы биогенной природы фосфатных зерен – пеллет выявляются на электронно – микроскопическом уровне (рис. 1.5.1.42.) [142].

Наконец, заметно усложняет минеральный состав фосфоритов тальк –тремолит – кальцитовая минерализация, развитая в зоне контактового воздействия гранитоидной интрузии в центральной части Онголигнурского участка.

Последним (пятым) членом строения фосфоритной пачки является кремневый горизонт. До настоящего времени он не включается в ее состав, а рассматривается в качестве самостоятельного элемента разреза дооднурской свиты. Но такие представления плохо согласуются с данными разведочного бурения.

Как показали результаты картирования, традиционные разрезы горизонта из фтанитоподобных черных монолитных силицитов развиты только на севере Онголигнурского участка, где их мощность достигает 15 м. Однако, уже в центре и далее к югу участка фиксируются значительные фациальные изменения кремнистых отложений. Здесь пласты фтанитоидов утоняются и распадаются на отдельные линзовидные, лентовидные или даже желваковые конкреционные тела, которые заключены среди неравномерно переслаивающихся доломитов, глинисто-кремнистых сланцев, известняков, песчаников, алевролитов, фосфоритов и полимиктовых брекчий, включая их древнекарстовые разности. Перечисленные типы пород в разных направлениях часто выпадают из разреза, благодаря чему мощность горизонта на коротких расстояниях изменяется от 8 до 0,5 м. В тех случаях, когда существенную его часть составляют фосфориты, то их при подсчете запасов, включают в контуры пятого пласта. Фосфориты представлены кремнисто-доломитовыми, кремнистыми и мономинеральными разностями брекчиевого, слойкового и пеллетного строения. Особенности горизонта отражены на рис. 1.3. 5.(а).1, где показаны основные типы его разрезов. Из этого множества фациально - различных типов, выделим разрезы наиболее характерные для севера, центра и юга Онголигнурского участка.

На севере участка в основании фтанитоидов лежат брекчии взламывания и перемыва осадка, превращенные местами в конглобрекчии. В начале они фосфоритовые с кремнисто-доломитовым цементом. Затем - полимиктовые, в основном кремневые, сложенные обломками фтанитоидов, редких фосфоритов и доломитов. Обломки заключены в алевро-

песчанике, тонкие прослои которого также встречаются несколько выше среди фтанитоидов. Песчаник кварцевый, с кремнисто- известковым цементом порового и базального типа. Помимо этого, часто наблюдается кварцевый цемент регенерационного строения. Сами фтанитоиды микрослойчатые, вверху в тонких слойках с пластовыми фосфатно - кремнистыми строматолитами.

Мощность горизонта 10-15 м. Граница его с перекрывающими строматолитовыми и брекчиевыми доломитами надфосфоритной пачки извилистая, резко проработанная метасоматическим окремнением.

В центральной зоне месторождения фтанитоиды играют незначительную роль, а вместо них главными в строении горизонта становятся обломочные и терригенно-карбонатные отложения. Чаще всего здесь развиты брекчиевый и флишоидный типы разреза, либо имеет место их сочетание. Брекчии, в основном, щебневые, по составу фосфоритовые, фтанитоидные и смешанные, с алевропесчаным матриксом. В кровле пятого пласта они заполняют промоины глубиной от 0,5 до 6 м.

Флишоидный разрез выделяется тонким и неравномерным переслаиванием кремней, песчаников, глинисто – кремнистых сланцев, полимиктовых брекчий, строматолитовых известняков и доломитов, а также слойковых фосфоритов. Обычно породы сменяются через 1-5 см, реже через 10-20 см и совсем редко – через 50-70 см. Наиболее крупные прослои представлены фтанитоидами, доломитами и фосфоритами. Обычно фосфатизация выражена крайне неравномерно и проявляется в разных частях разреза от примесных значений до почти метровых слоев высококачественных фосфоритов. В отличие от них, песчаный материал обособлен более локально и преимущественно концентрируется в верхах разреза. Тут же, в кремнях устанавливаются слойки пластовых фосфатно - кремнистых строматолитов. Мощность горизонта 1-6 м.

На южном фланге Онголигнурского участка происходит выклинивание силицитов. Здесь они встречаются только эпизодически и, в основном, в виде метасоматических пятен и линз в микрофитолитовых, строматолитовых и брекчиевидных доломитах, а также в фосфоритах. Последние могут играть как главную, так и второстепенную роль, отмечаясь в разрезах лишь в виде тонких слойков. Благодаря этому по простиранию кремневого горизонта возникает пестрая картина из мозаично чередующихся «полей - лоскутков», сложенных доломитовым, фосфоритовым или смешанными типами разреза. Породы, участвующие в их строении, часто с признаками древнего выветривания. Они пестроцветные, с ярко красными выделениями гидроокислов железа, которые слагают прожилки либо цемент фосфоритовых и доломитовых брекчий, вероятно, карстового происхожде-

ния. Интервал обогащен рассеянным терригенным кварцем, а местами включает его гнезда, похожие на заполненные полости древнего выщелачивания.

Фосфориты, присутствующие в разрезах, образуют невыдержанные по простиранию линзы с брекчиевым, строматолитовым, слойковым и пеллетным строением. В местах раздувов их мощность колеблется от 0,2 до 8 м. От кровли пятого пласта они отделяются микрофитолитовыми доломитами мощностью 0,5-3,5 м. Нередко доломиты выклиниваются, и тогда фосфоритовые линзы по размытой поверхности контактируют с пятым пластом и учитываются при подсчете его запасов.

Мощность горизонта 0,4-12 м. Граница его с перекрывающими доломитами надфосфоритной пачки четкая, местами подчеркивается метасоматическим окремнением.

Таким образом, приведенный материал по кремневому горизонту показывает, что слагающие его фосфориты и кремнистые породы образуют единую парагенетическую ассоциацию отложений, формировавшихся в сопряженных фациальных зонах фосфоритно-носного палеобассейна в конце регрессивного этапа его развития. Это является весомым аргументом для включения хотя бы части горизонта в состав фосфоритной пачки в качестве последнего элемента ее разреза. Вместе с тем, эрозионная граница с отложениями 5-го пласта и другие признаки мелководья (полимиктовые псефиты, кварцевый терригенный материал, следы древнего выветривания, водорослевые образования) доказывают, что горизонт не только завершал фосфатонакопление, но одновременно начинал новый цикл седиментации. Появление его знаменует переломный момент в осадочном процессе и отражает перестройку его режима от условий резко контрастных обстановок, господствовавших на уровне нижней фосфоритной пачки, до пришедших им на смену монотонных обстановок накопления доломитов надфосфоритной пачки.

Разведочными работами на Онголигнурском участке подсчитаны запасы по категориям В, С₁, С₂ и Р₁ для открытой и подземной отработки, а также до уровня оз. Хубсугул (+1645м). Запасы считались по кондициям Буренханского месторождения и суммарно оценены в 123 млн. т Р₂О₅. Подробная их структура показана в таблице 1.3.5.(в). Представлены они четырьмя геологическими типами руд (табл. 1.3.5.г), особенности которых отражают технологические пробы 1/86, 2/86, 1/87, 2/87 (табл. 1.3.5. д. е).

Таблица 1.3.5. (г).

Типизация фосфоритовых руд Онголигнурского участка

Тип	Химический состав (%)			
	Р ₂ О ₅	Н.О.	MgO	СО ₂
Доломитовый	>15	<10	>7	<24
Кальцит-доломитовый	>15	<10	>5	<24
Кремнисто-доломитовый	>15	>10	>7	<24
Кремнисто-доломит-кальцитовый	>15	>10	<5	<24

Таблица 1. 3. 5. (б)

Статистические параметры распределения основных химических компонентов в фосфоритовых рудах основных пластов Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения

Основные показатели	Фосфоритовые пласты															
	I				II				III				V			
	P ₂ O ₅	H ₂ O	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	MgO	CO ₂
Пределы колебаний*	11,4-30,4	3,4-36,1	0,68-11,5	1,2-28,8	4,9 - 27,5	7,8-38,6	3,5-15,5	15,6-30,8	8,8-25,6	5,04-18,5	1,4-11,2	13,2-25,4	11,9-29,1	0,5-26,0	0,68-12,5	10,0-28,2
Среднее*	18,6	8,6	7,4	20,1	16,0	11,8	9,0	22,4	15,6	11,7	7,3	21,2	17,2	10,3	5,5	21,7
Среднее квадратическое отклонение	3,9	4,9	2,3	4,8	3,8	6,3	2,5	3,5	4,3	4,1	3,2	3,2	3,1	5,4	2,4	3,6
Коэффициент вариации	20,9	57,0	31,1	23,9	23,7	53,3	27,7	15,6	27,5	35,0	43,8	15,1	16,4	74,0	43,6	17,0

Примечание: * - массовая доля, %

Таблица 1.3.5. (в).

Запасы, химический и минеральный состав фосфоритовых руд Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения

Категория запасов	Запасы, млн.т		Химический состав, %					Минеральный состав, %			
	руда	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	MgO	CaO	фосфат	доломит	кальцит	минералы H ₂ O
Южная часть участка (для открытой разработки при глубине 140м)											
V+ C ₁ +C ₂ +P ₁	192,18	36,65	* 19,1	8,5	19,84	5,48	42,59	47, 56	25,04	18,16	8,5
Южная часть участка (для штольневой горизонты +1750м)											
C ₁ +C ₂ +P ₁	245,9	45,53	* 18,53	9,79	20,4	6,41	42,42	46,14	29,29	14,87	9,79
			** 17,54	10,52	20,8	6,05	42,16	43,8	27,65	17,55	10,52
Южная часть участка (от горизонта +1750м до уровня оз. Хубсугул +1645м)											
C ₂ +P ₁	133,65	24,6	* 18,42					45,86			
Северная часть участка (для открытой разработки при глубине 290м)											
C ₂ +P ₁	93,6	16,73	* 16,5	13,28	20,95	5,53	40,02	41,09	25,27	20,45	13,28
Всего по участку V+C ₁ +C ₂ +P ₁	665,33	123,51	* 18,4	11,08	20,16	5,67	40,95	45,82	25,91	17,14	11,08
			** 17,16	11,28	21,16	5,94	40,57	42,9	27,15	19,45	11,28

Примечания: * Химический и минеральный состав руд в недрах. ** Химический и минеральный состав с учетом разубоживания

Таблица 1.3.5. (д)

Общая характеристика технологических лабораторных проб, отобранных на Онголигнурском участке Хубсугульского месторождения

№ пробы	Тип руды	Запасы, характеризующиеся пробами
1/86	Доломитовый	Запасы 1 пласта южной части участка для открытой разработки
2/86	Кальцит- доломитовый	Запасы 5 пласта южной части участка для открытой разработки
1/87	Кремнисто- доломитовый	Запасы 1,2 и 3 пластов северной части участка для открытой разработки
2/87	Кремнисто- доломито- кальцитовый	Запасы 5 пласта северной части участка для открытой разработки.
3/87	Кальцит- доломитовый	Запасы 1 и 5 пластов южной части участка для подземной разработки (от дна карьера до штольневой горизонты +1750м)
4/87	Кальцит- доломитовый	Запасы 1 и 5 пластов южной части участка от поверхности до штольневой горизонты +1750м

Примечание: полужирным шрифтом выделены данные по пробам и основным пластам месторождения

Как можно судить по этим данным, все руды существенно карбонатные и отличаются соотношениями доломита, кальцита и кремнистых минералов.

В таблице 1.3.6. (ж) приводится принципиальная схема размещения разновидностей и типов фосфоритов, а также показана их доля в общем балансе запасов. Из таблицы следует, что локализация типов руд, в целом, подчинена фациальной зональности фосфоритных пластов и пачки. При этом, чуть больше половины запасов (56,6%) представлены кальцит - доломитовым и кремнисто-доломит-кальцитовым типами руд пятого пласта, и несколько меньше (43,4%), - доломитовыми и кремнисто-доломитовыми рудами, образующими остальные пласты.

Обогащаемость руд Хубсугульского месторождения в разные годы изучалась на частных и представительных пробах массой от 50 до 500 кг. Результаты проведенных работ обобщены в таблице. 1.3.5. (з).

При экономических расчетах используются обогатительные параметры руд шести проб (1/86, 2/86, 1/87, 2/87, 3/87, 4/87), объективно характеризующих геологические типы и разведанные запасы Онголигнурского участка (табл. 1.3.5. з.) Как видно из таблицы, обогащение руд по комбинированной суспензионно-флотационной схеме протекает удовлетворительно. Вместе с тем, относительно невысокое извлечение полезного компонента, а также повышенные содержания в концентратах оксида Mg и CO₂, указывают на необходимость продолжения технологических исследований.

Таблица 1.3.5. (е).

Химический и минеральный состав фосфоритовой руды технологических проб Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения.

Химические и минеральные компоненты	Химический состав (%) и № проб					
	Южная площадь				Северная площадь	
	1/86	2/86	3/87	4/87	1/87	2/87
P ₂ O ₅	18,5	17,7	17,0	17,4	15,7	15,2
*P ₂ O ₅ (л.р.)	-	-	0,7	0,25	3,7	0,5
*CO ₂	22,05	23,03	23,0	23,3	23,6	20,6
CaO	42,1	43,9	42,0	43,0	38,5	43,0
F	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1
Na ₂ O	0,15	0,08	Сл.	0,23	0,2	0,3
K ₂ O	0,15	0,1	0,15	0,17	0,1	Сл.
MgO	8,0	6,2	6,0	6,2	9,0	3,8
MnO	0,07	0,03	-	-	0,2	Сл.
Fe ₂ O ₃ (общ)	0,9	0,8	0,7	0,75	0,8	0,4
Al ₂ O ₃ (общ)	0,8	0,3	1,0	0,7	0,75	0,4
SiO ₂	4,5	4,6	9,0	5,2	7,7	15,64
*Н.О.	6,7	5,1	9,4	6,7	11,5	17,05
SO ₃ общ.	0,4	0,4	0,45	0,1	0,5	0,5
*С _{орг}	-	-	-	0,28	-	0,75
П.п.п.	22,8	24,0	23,2	23,0	24,5	20,7
фосфат	46,0	44,0	42,3	43,3	39,1	37,8
кальцит	10,8	21,9	22,4	22,4	9,4	28,1
доломит	36,6	28,3	27,4	28,3	41,1	17,3
кремнистые	3,5	4,0	7,0	5,0	10,2	15,0
прочие (глинистые, Fe-гидроксиды, акцессорные, орг. в-во)	3,0	2,0	2,0	1,8	1,1	1,6
№ пласта	I	V	I+V	I+V	I+II+III	V
состав руд	доломитовый	кальцит-доломитовый	кальцит-доломитовый	кальцит-доломитовый	кремнисто-доломитовый	кремнисто-доломит-кальцитовый

Примечания: * - в сумму не входят; полужирным шрифтом выделены пробы, характеризующие руды основных пластов месторождения

Таблица 1.3.5. (ж).

Разновидности фосфоритов и типы руд Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения.

№ пласта	Разновидности фосфоритов		Типы фосфоритных руд	
	Фациальные зоны		Фациальные зоны	
	Южная и Центральная	Северная	Южная и Центральная	Северная
1	2	3	4	5
5	Линзовидно-слоистые пеллетные доломитовые (Южная зона), кальцит-доломитовые; метаморфизованные тальк-тремолит- кальцитовые (Центральная зона)	Линзовидно-слоистые пеллетные кремнисто-доломит- кальцитовые	Кальцит –доломитовый (38,8%)	Кремнисто- доломит– кальцитовый (17,8%)
2-3		Линзовидно-слоистые крупно пеллетные, частично брекчиевые кремнисто- доломитовые	Доломитовый (23,4%)	Кремнисто- доломитовый (20,0%)
1	Толстослоистые слойковые, коррозионно- фрагментарные и брекчиевые доломитовые; (метаморфизованные тальк-тремолит- кальцитовые – для Центральной зоны)	Толстослоистые слойковые, коррозионно- фрагментарные и брекчиевые кремнисто-доломитовые		
	Тонкослоистые, доломитовые слойковые и коррозионно- фрагментарные; (метаморфизованные тальк-тремолит- кальцитовые – для Центральной зоны)			
	Тонкослоистые микроконкреционные и слойковые слюдисто-кремнистые			

Результаты технологических исследований фосфоритовых руд Хубсугульского месторождения. Таблица 1.3.5.(з).

Участок (пачка)	№ пробы	№ пласта	Руда (р) Конц. (к)	Химический состав%					Минеральный состав%					Выход %	Извлечение P ₂ O ₅ %	Схема обогащения (организация)	
				P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O	фосфат	доломит	кальцит	кварц	глинистые				
Онголинурский (нижняя пачка)	1/67	1(нижняя часть)	Р К	28,4 31,26	- -	2,66 1,77	- -	8,15 -	70,7	12,2	8,9	8,2			82,7	(ГИГХС) флотация	
	2/67	1(верхняя часть)	Р К	13,0 28,0	- -	11,15 1,97	- -	6,32 -	32,4	54,8	6,5	6,3			73,5	(-- ...) флотация	
	1/71	1(нижняя часть)	Р К К	25,82 31,4 33,0	- - -	3,96 1,25 1,0	- - -	8,53 9,1 -	64,3	18,1	9,1	8,5			89,6 88,0	(-- ...) флотационная обжиговая	
	2/71	1(верхняя часть)	Р К К	12,04 23,4 31,34	- - -	11,56 4,0	- - -	7,48 14,4 -	30,0	52,7	9,8	7,5			69,9 50,0	(-- ...) флотационная гравитационно-обжиговая	
	3/71	1(весь пласт)	Р К К	18,13 28,2 30,7	- - -	3,26 2,0 1,66	- - -	7,69 11,0 -	45,1	24,0	23,2	7,7			82,5 82,6	(-- ...) флотационная флотационно-обжиговая	
	3/74	5	Р К К	18,57 26,10 24,80	40,5 - -	4,40 1,80 2,50	18,09 10,28 0,95	16,32 13,90 22,61	45,5	19,5	17,5	15,0	2,5		54,5 52,0	73,5 73,1	(-- ...) гравитационно-флотационная. обжиговая
	4/74	1-4	Р К К	20,5 31,9 30,0	30,88 - -	8,4 0,4 3,3	18,26 3,2 0,93	6,88 11,48 10,75	51,0	37,5	4,0	6,5	1,0		57,3 53,4	80,3 83,4	(-- ...) флотационная. обжиговая
	1/86	1(южная часть участка)	Р К К	18,5 33,2 35,2	42,1 - 47,9	8,0 1,0 1,1	22,05 5,0 1,1	6,7 4,9 8,5	46,	36,6	10,8	3,5	3,0		37,0 44,2	68,2 84,1	(-- ...) суспензионно-флотационная обжиговая
	2/86	5 (южная часть участка)	Р К К	17,7 32,1 34,25	43,9 - 48,85	6,2 0,8 1,2	23,03 7,5 1,05	5,1 5,1 9,05	44,0	28,3	21,9	4,0	2,-0		31,2 42,6	57,6 82,4	(-- ...) суспензионно-флотационная обжиговая
	1/87	1,2,3(северная часть)	Р К	15,7 34,0	38,5 -	9,0 1,7	23,6 1,2	11,5 6,1	39,1	41,1	9,4	10,2	1,1		31,3	67,8	(-- ...) суспензионно-флотационная
(верхняя пачка)	2/87	5(северная часть)	Р К	15,2 30,5	43,03 -	3,8 1,9	20,6 7,8	17,05	37,8	17,3	28,1	15,0	1,6		27,6	55,6	(-- ...) суспензионно-флотационная
	3/87	1+5(южная часть)	Р К	17,0 32,9	42,0 -	6,0 1,95	23,0 1,1	9,4 7,8	42,3	27,4	22,4	7,0	2,0		34,1	66,0	(-- ...) суспензионно-флотационная
	4/87	1+5(южная часть)	Р К	17,4 31,5	43,0 -	6,2 0,8	23,3 7,6	6,7 4,9	43,3	28,3	22,4	5,0	1,8		34,5	62,4	(-- ...) суспензионно-флотационная
	2/74		Р К	8,55 20,2	18,76 -	4,2 1,7	8,48 -	56,51 42,7	21,5	19,0	-	54,0	5,5		21,6	49,4	(-- ...) флотационная.
Урундушский(нижняя пачка)	6/74	1	Р К К	20,15 28,3 28,0	42,48 40,04 -	6,90 1,85 4,1	17,0 5,74 0,73	11,92 18,04 16,72	50,5	32,0	3,0	11,0	3,0		67,3 61,0	93,2 84,8	(-- ...) флотационная. обжиговая

Примечание: - компонент не определялся

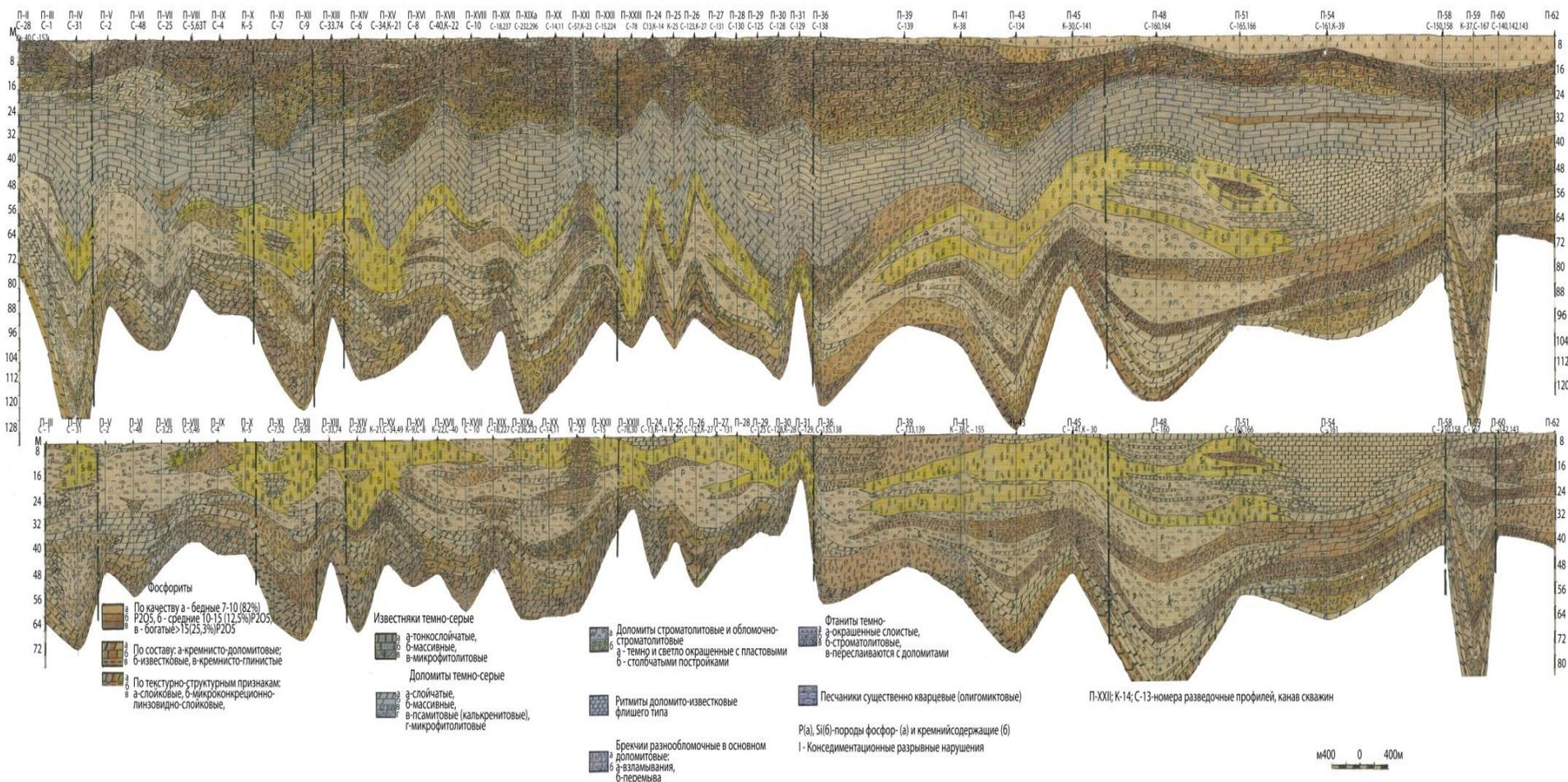


Рис. 1.3. 5.(а).1. Продольный палеофациальный профиль фосфоритной пачки Хубсугульского месторождения вдоль восточного фланга Онголигнурского участка (Внизу - для 1-го ритма; вверху - для двух ритмов). Составил Георгиевский А.Ф.

1.3.5. б. Характеристика фосфоритной пачки Урундушского участка.

Пачка включает 38% запасов Хубсугульского месторождения и прослежена на 15 км по крутым горным склонам редкими канавами, скважинами и штольной вдоль центриклинального замыкания Хесэнской синклинали. Несмотря на небольшую плотность разведочных выработок (11 канав), в строении пачки отчетливо устанавливаются существенные различия от разреза Онголигнурского участка. В основном они сводятся к следующему: 1. Исчезает пятый пласт фосфоритов с подстилающим его комплексом доломито-известняковых отложений. 2. Разрез из карбонатного типа трансформируется в существенно углеродисто-сланцево-фтанитоидный с незначительной долей кремнисто-доломитовых пород. 3. На северном фланге пачка представлена единым фосфоритным пластом мощностью 40-60м со средним содержанием P_2O_5 20,4% [183, 454]. Далее к югу она включает от одного до трех фосфоритных пластов, заключенных среди фосфатных углеродистых глинисто-кремнистых, либо карбонатно-кремнистых сланцев и фтанитоидов с редкими прослоями кремнистых доломитов. Из отмеченных трех пластов, два верхних практического значения не имеют, хотя массовая доля P_2O_5 в них довольно высокая (18,3% и 19,9%). Они прослежены соответственно на 3,3 и 4,5 км, на протяжении которых периодически линзуются и выпадают из разреза.

Наиболее выдержанный нижний пласт протягивается на 15 км, сохраняя мощность в пределах 10-16м при массовой доли P_2O_5 от 15 до 24%, составляя в среднем 20,2%. Благодаря сказанному на большей части участка мощность фосфоритной пачки, по сравнению с Ондельтойской площадью, сокращается в два – пять раз и не превышает 20-30м. Такое ее уменьшение, как бы, компенсируется соответствующим увеличением мощности перекрывающего кремневого горизонта до 60-80м, а в отдельных случаях до 150 м [454]. Горизонт имеет двухчленное строение, что хорошо видно в обнажениях в верховьях руч. Хухе-Усу-Гол. Здесь кремни, как и на Онголигнурском участке, внизу фосфатные с карбонатными прослоями, но доломиты среди них не типичны. Вместо них резко доминируют кремнистые известняки и углеродистые сланцы. Фосфатизация в породах местами достигает 5-6% P_2O_5 . Она представлена тонкими слойками, линзочками, пеллетами. Также присутствует, хотя и существенно в меньшем количестве и меньшей размерности, обломочный материал. Внизу он фосфатный, выше кремневый. Терригенный кварц встречается, но редко. Столь же редко отмечаются строматолитовые текстуры. Таким образом, на обоих участках в основании разреза кремневого горизонта обособляется реперный уровень, фиксирующий мелководные обстановки осадконакопления на юге и более глубоководные условия – на севере. В том же направлении увеличивается и его мощность, достигающая 19м. Кровлей выделяемого уровня служит пологая поверх-

ность подводного размыва. Она отделяет его от вышележащей толщи черных фтанитоидов большой мощности (40-60 м), монолитных - в начале, и слоисто- плитчатых - в конце ее разреза. Далее следуют серые кремнистые горизонтально слоистые известняки, которые сменяются доломитами такой же окраски. Иначе говоря, наметившееся при формировании фтанитоидов углубление палеобассейна продолжилось и после образования этих пород, и завершилось только по окончанию накопления известняков.

Доминирование силицитовых отложений в разрезе фосфоритной пачки Урундушкового участка отражается в литологическом составе фосфоритов. Показательным в этом отношении является строение пласта по канаве 12. Основанием его служат мелкобрекчиевые разности с кремнисто – глинистым цементом (3м). Далее следуют высококачественные плитчатые микроконкреционно – слойковые глинисто - кремнистые и кремнистые фосфориты (8,5м), которые только к кровле пласта переходят в грубоплитчатые бедные кремнисто-доломитовые фосфориты (2м) с интенсивно корродированными фосфатными выделениями. Усредненный минеральный и химический состав фосфоритов пласта по участку следующий [467]: P_2O_5 -21,02%; MgO -5,64%; CO_2 -10,84%; Н.О.-20,8% ; Al_2O_3 -1,8%; Fe_2O_3 -1,18%; CaO -36,4%; фосфат -49,6%; доломит -25,8%; кальцит - 3,3%; кварц-16,1%; глинистые – 4,7 %.

Изучение обогатимости руд проводилось на частной пробе № 6/74, отобранной по к-37 на севере участка по верхней (карбонатной), части пласта (табл. 1.3.5. з). Как видно из таблицы, методами флотации и обжига получены продукты удовлетворительного качества, но они, подобно онголигнурским концентратам, требуют доработки по снижению оксида магния.

1.3.5. в. Характеристика фосфоритной пачки Джинхаинского участка.

Выходы фосфоритной пачки на южном фланге Хубсугульского месторождения образуют обособленный Джинхаинский участок, который заключен в тектоническом блоке и представляет собой антиклинальную складку, вытянутую субмеридианально на 5 км при ширине 3-4 км. Фосфоритоносные отложения прослежены 7-ю сечениями канав и скважин в западном и восточном крыльях антиклинали на протяжении 12 км. Несмотря на такую довольно большую протяженность фоспачки, заключенные в ней запасы руд весьма незначительны и оцениваются в 1,5 млн.т P_2O_5 , что составляет 0,7% от всех запасов Хубсугульского месторождения. Это, в основном, обусловлено линзованием рудных тел и их выклиниванием по простиранию и по падению пачки, а также снижением качества фосфоритов на глубину (14% P_2O_5).

Разрезы пачки на разных крыльях антиклинали заметно разнятся по мощности (30-60 м) и строению, указывая на неустойчивый фациальный характер осадконакопления. **На восточном крыле** фоспачка представлена онголигнурским типом разреза и, в целом, состоит из трех комплексов. Нижний комплекс объединяет отложения биогермной постройки, сложенной водорослевыми, биокластовыми, сгустковыми и брекчиевыми разновидностями окремненных доломитов, часто с узорчатой текстурой. Встречаются линзы доломитов – известняковых ритмитов, заполняющих углубления в кровле постройки. В основании комплекса прослеживается небольшой по мощности (1.6м) редуцированный горизонт фосфатных пород с массовой долей P_2O_5 6,3%. Более крупные скопления фосфоритов образуют линзы слойковых и линзовидно – слойковых кремнистых и кремнисто- карбонатных руд, которые неравномерно и на разных уровнях локализуются по разрезу фосфоритной пачки. Одна из таких наиболее крупных линз, протяженностью 1,3 км и мощностью 4,7м, картируется в кровле биогенной постройки и включает 1.8млн.т фосфоритов со средним содержанием 13,7% P_2O_5 . Общая мощность нижнего комплекса – 15 -53 м (42 м).

Средний комплекс состоит из серых грубо – и тонкоплитчатых известняков, трансгрессивно перекрывающих биогермные образования. В южном направлении мощность известняков сокращается с 27 до 8м, благодаря фациальному их переходу в доломиты такой же окраски и близкого текстурного облика.

Верхний комплекс с признаками регрессивного осадконакопления завершает разрез фосфоритной пачки. Представлен микрофитолиновыми доломитами и пеллетными фосфоритами с характерными признаками руд пятого пласта Онголигнурского участка. Однако, в отличие от последнего случая, здесь еще более рельефно выражены «родственные» признаки этих пород, что отмечается даже на макроскопическом уровне. В частности, фосфоритовый пласт как единое тело прослеживается только на протяжении первых 800м. Далее к югу он распадается на обособленные среди доломитов различные по форме и размеру линзы, пятна и участки повышенной фосфатизации, где содержания P_2O_5 колеблется от нескольких до 18%. Границы таких фосфоритовых тел от четких до расплывчатых, а их структурно – текстурные особенности часто дублируют строение вмещающих доломитов, и подчеркиваются окремнением. Массовая доля P_2O_5 по наиболее выдержанной части пятого пласта варьирует в пределах 7,2-25,4 % (12,9%); Н.О.- 6%- 36,7%; мощность -3,3-9,5 м (6,7 м). Запасы оценены в 0,1 млн.т P_2O_5 .

Несмотря на признаки выклинивания фосфоритов в южном направлении, мощность верхнего комплекса увеличивается с 11 м до 23 м. Причина этого кроется в появлении и разрастании к югу биогермной постройки, которую образуют микрофитолиновые доломиты в пределах верхнего комплекса. Данное обстоятельство делает очевидным суще-

ствование южнее Джинхайнского участка палеоподнятия, ограничивающего на юге развитие фосфоритовых фаций. Влияние такой структуры на осадконакопление хорошо заметно и выше по разрезу по прослоям конглобрекций, поверхностям размыва и другим признакам перерыва, существовавшего в осадочном процессе на границе верхнего комплекса и перекрывающих его доломитов надфосфоритной пачки. На это также указывает выклинивание отложений «кремневого» горизонта, завершающего разрез фосфоритной пачки.

На западном крыле Джинхайнской антиклинали фоспачка заметно отличается от предыдущего разреза развитием только нижнего комплекса, а также усеченным и частично видоизмененным средним комплексом. Последний представлен темно-серыми фосфатными доломито-кремнистыми сланцами (P_2O_5 -4%; Н.О.-40-87%), которые сверху ограничены резко выраженной поверхностью размыва. Мощность сланцев 18-35 м (24,0 м)

Нижний комплекс, в целом, сохраняет свою среднюю мощность (47 м), несмотря на значительные ее колебания по отдельным разведочным профилям (15-82 м). Слагающие его окремненные доломитовые и фосфоритовые отложения биогермной постройки практически повсеместно венчаются столбчатыми строматолитами «бежевой» окраски, также невыдержанной мощности 5- 26 м (16,3 м).

Из разрозненных фосфоритовых тел обращают внимание пластообразные линзы в основании и средней части комплекса. Первая картируется в районе профиля 15 и протягивается на 1,2 км. Ее мощность - 1,5 – 10 м; содержания P_2O_5 6,7-34% (20,2%), Н.О. 2,7-29,5%. Запасы оценены в 0,35 млн. т P_2O_5 . Представлены они окремненными с поверхности, а на глубине кремнисто-карбонатными и карбонатными рудами слойкового и линзовидно -слойкового строения.

Второе линзовидное тело также небольшое по размерам и мало перспективно по запасам и качеству руд. Мощность его 1,5 -16,3 м (7,8 м); заключенные в нем руды слойковые и брекчиевые кремнистого и карбонатно-кремнистого состава со средним содержанием P_2O_5 - 9,5%. Запасы их оценены в 3,5 млн. т .

1.3.5. г. Характеристика верхней (непромышленной) фосфоритной пачки .

На Хубсугульском месторождении вторым заметным уровнем фосфатонакопления является верхняя фосфоритная пачка, расположенная в основании четвертого цикла дооднурской свиты. От главной пачки она отделяется толщей доломитов мощностью 100-150 м. Столь существенная разница в мощностях подстилающих пород является отзвуками многообразия фациальных обстановок, господствовавших в период формирования нижней (главной) фосфоритной пачки.

Верхняя пачка закартирована на всех участках месторождения и с севера на юг прослежена на 19 км. На всем своем протяжении она линзуется, образуя раздувы и пе-

режимы мощностью от 5 до 40 м. Обычно представлена одним фосфоритным пластом из пестроокрашенных обломочных пород с массовой долей P_2O_5 от 5 до 20 (11%). Редко они образуют два-три пласта, заключенных среди песчаных фосфатных доломитов. Как и сама пачка, мощность пластовых фосфоритовых тел по простиранию крайне изменчива и варьирует в пределах 1,5- 28 м. Слагающие их фосфориты с петрографической точки зрения являются типичными полимиктовыми песчаниками, гравелитами, брекчиями и конгломератами, включающими в виде примеси фосфатный материал. Часто перечисленные породы переслаиваются, а в ряде случаев у них выражена градационная слоистость. Наиболее обогащены фосфатом песчаники (12 - 20% P_2O_5), меньше его в псефитовых образованиях (10-12% P_2O_5), и совсем незначительная доля фосфатного материала в доломитовых прослоях (0,8-6% P_2O_5).

Отчетливо выражены фациальные различия в площадной локализации этих пород. На Урундушском участке преобладают грубозернистые песчанниковые, гравелитовые и брекчиевые фосфориты. На Онголигнурском участке их замещают песчанниковые крупно-мелкозернистые разновидности. На Джинхайнском участке доминируют фосфоритовые конгломераты

В псефитовых породах размер обломков до 5 см. В основном это кремни и доломиты, а подчиненно присутствуют мономинеральные фосфориты.

Песчаники плохо сортированные, состоят из угловатых и полуокатанных зерен кремневых пород (45-50%), кварца (5-20%), риолитовых порфиров (10-15%), микрокварцитов и кварцито-песчаников (1-2%). Цемент смешанный, комформно-поровый, где сохранившиеся поры заполнены раскристаллизованным доломитом или кремнистым веществом.

Фосфатный материал образует постоянную примесь из темноокрашенных обломочных зерен и округлых пеллет, в разной степени корродированных кремнисто – доломитовым цементом. Содержание их изменчиво и может варьировать от 10 до 30%. Представление о химическом и минеральном составе обломочных фосфоритовых пород дают следующие результаты опробования канавы № 31[473]: P_2O_5 – 7,3-12,93%; Н.О. - 43,97-57,83%; CaO – 20,35-22,38; MgO–3,40- 6,02%; Al_2O_3 – 1,18 -1,71%; Fe_2O_3 -1,38 -1,51%; F- 0,53-0,7%; фосфат– 18,2- 32,3%; кремнистые + кварц – 40,4-53,43%; доломит–15,5-27,5%; глинистые–3,6-4,4%; железогидроокисные -1,4-1,5%. Как видно из приведенных данных, вскрытые фосфориты представляют собой низкокачественные руды. Они типичны для всей верхней пачки и характеризуются средней массовой долей P_2O_5 11%. Запасы их оценены по трем участкам Хубсугульского месторождения по категории C_2 в 88 млн. т и в виде прогнозных ресурсов в 150 млн. т [473]. Технологические опыты показали, что ру-

ды такого качества плохо обогатимы. Лучшие показатели обогащения достигнуты флотацией, но и с помощью этого метода содержание в концентрате не удается поднять выше 20% P_2O_5 (табл.1.3.5.з). Следовательно, фосфориты верхней пачки в настоящее время промышленного значения не имеют.

Завершая характеристику верхней пачки и всего Хубсугульского месторождения в целом, еще раз заострим внимание на двух главных моментах:

1. Месторождение является крупнейшим в Окино –Хубсугульском бассейне и может рассматриваться как первоочередной объект для промышленного освоения.

2. Из двух продуктивных пачек, выделяемых в его разрезе, практический интерес представляет нижняя пачка, которая формировалась в сложно построенном и структурно – фациально- разнородном палеобассейне, где максимальное фосфатонакопление было приурочено к начальному и заключительному этапу его развития.

1.3.6. Месторождение Манхан – Ула.

Месторождение открыто П.В. Осокиным в 1966 г. В дальнейшем его оценкой занимались Хубсугульская партия и Советская экспедиция. Типизация руд и их технологическое опробование проводились силами ГИГХСа. Обогащаемость отобранных проб изучалась в специализированных лабораториях ПГО «Бурятгеология» и ГИГХСа [454]. Тематические исследования велись П.В. Осокиным, Э.А. Егановым, А. В. Ильиным, Б.Г. Гуревичем.

Месторождение расположено среди «сглаженных» невысоких (< 150м) сопок на левобережье р. Эгин – гол в 35 км южнее оз. Хубсугул и в 16 км от г. Хадгал, с которым его связывает автодорога. Слаборасчлененный рельеф территории обусловил значительную закрытость месторождения и плохую обнаженность его продуктивной толщи. Под наносами развита гипергенная зона, где породы выщелочены, вторично окремнены, включают карманы, гнезда и штокообразные тела карстовых фосфоритов.

Главная (нижняя) фосфоритная пачка мощностью от 40 до 80 м, залегает среди брекчиевидных доломитов и известняков хубсугульской серии и сложена глинисто-карбонатными сланцами, доломитами, фосфоритами и кремнями. Повсеместно проявлено интенсивное окремнение из – за чего в разрезе доминирует фосфат- и доломитсодержащие кремнистые породы.

Выделяется 3 невыдержанных и фациально неоднородных пласта фосфоритов мощностью 4,0, 4,4 и 6,0 м соответственно. Массовая доля P_2O_5 от 6,4 до 22,3% , при среднем 11,4%. Количество Н.О. - 25-48%. Фосфориты преимущественно кремнистые слойково – пеллетные, нередко с включениями фосфатизированных онколитов.

В 80 м стратиграфически выше залегает верхняя пачка брекчиевых, гравелитовых и песчаниковых фосфоритов мощностью от 4 до 15 м. По простиранию они также не выдержаны и часто выклиниваются; содержат P_2O_5 от 8 до 18%, а Н.О. от 17,2 до 53%.

Нижняя пачка вскрыта 6-ю разведочными сечениями. До глубины 200м ее запасы оценены по категории C_2 в 128,0 млн. т руды со средним содержанием 14,7% P_2O_5 . Прогнозные ресурсы в контурах открытой отработки составили 36 млн. т.

Технологические свойства руд изучены методом флотации по пробе 1/74 (к-302), содержащей 10% P_2O_5 и 55% Н.О. Исследования проведены в специализированной лаборатории БГУ, где получен концентрат с массовой долей P_2O_5 30,61% с извлечением 93,88%. Руды отнесены к типу легко обогатимых.

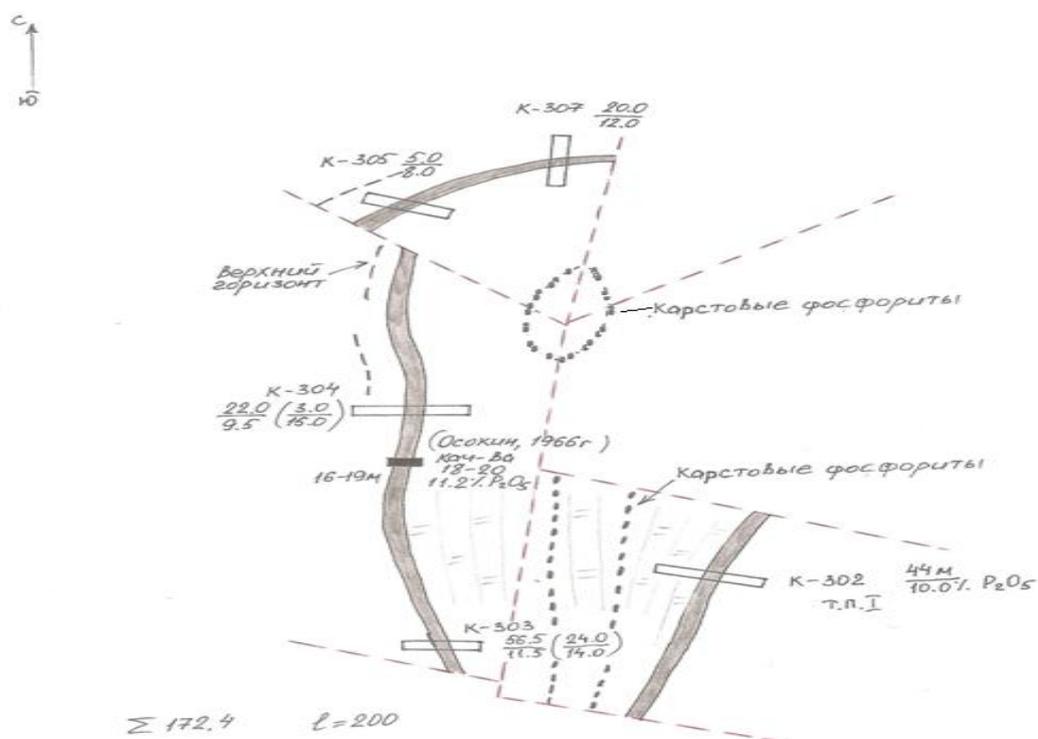


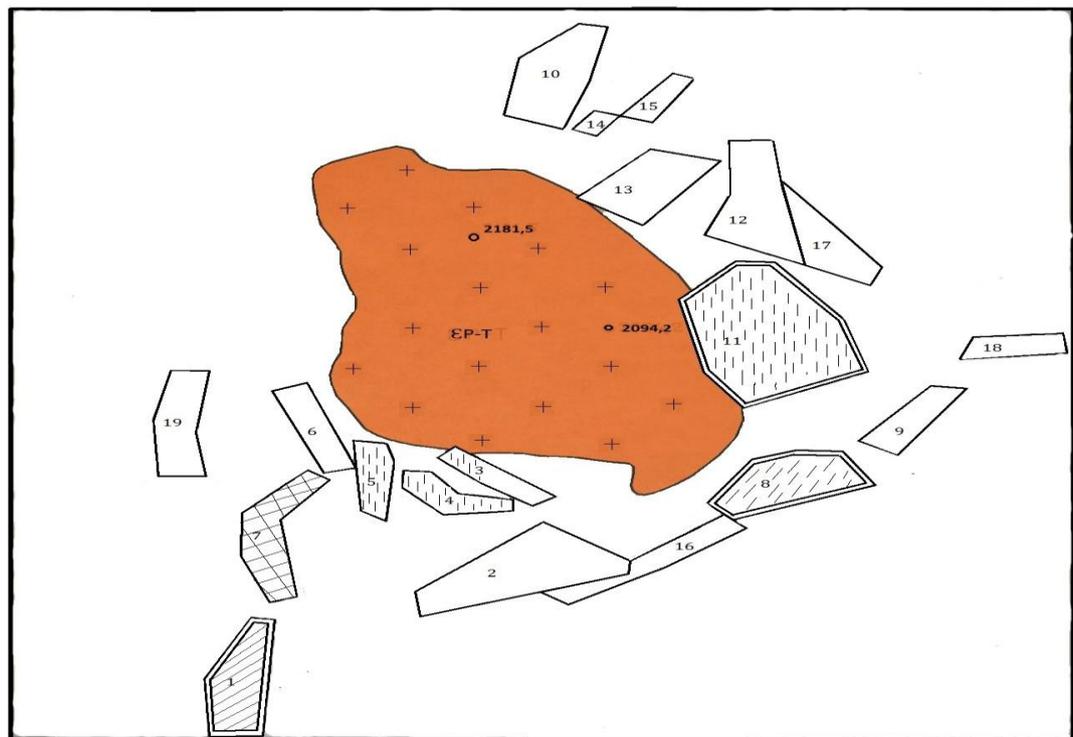
Рис.1.3.6.1. Принципиальная схема геологического строения месторождения Манхан-Ула [457].

1.3.7. Бурэнханское месторождение.

После Хубсугульского является вторым по запасам и качеству руды в ОХФБ, но располагается в более благоприятных географо – экономических условиях. Месторождение находится на территории Хубсугульского аймака МНР в 20-40 км севернее г. Мурэн в 100 км южнее оз. Хубсугул. Рельеф района среднегорный с абсолют-

ными отметками + 1500-2000 м. Склоны гор безлесые, доступные для проезда транспортом высокой проходимости. Расстояние до ближайшей железнодорожной станции Эрдэнет составляет 370 км.

Месторождение открыто в 1977 г. геологами А. Д. Топорковым, Ю. А. Саввой и С. И. Егоровым. Под их руководством оно изучалось до 1980 г и было оценено как крупное. В дальнейшем работы проводились силами Советской геологической экспедиции Мингео СССР (Бурэнханская ГРП) и Мурэнской геологической экспедицией МГ МНР. Совместными усилиями двух стран на 7 наиболее перспективных участках (1, 2, 3, 4, 7, 8 и 9) выполнена детальная разведка, на еще 3-х - предварительная разведка, а остальные 9 участков оценены на уровне общих поисков (рис. 1.3.7.1)



Условные обозначения



Рис. 1.3.7.1. Схема состояния геолого-разведочных работ на Бурэнханском месторождении. Масштаб 100 000 [471].

Руководили геолого-разведочными работами В.С. Косинов, П.В.Осокин [467, 471]. Типизацией руд месторождения, а также изучением их вещественного состава и обога-

мости занимались геологи и технологи ГИГХСа [442, 443]. Для разноплановой методической помощи и консультаций привлекались ведущие специалисты – в разных областях геологии: А.С. Соколов, Ильин А.В., Г.В. Страхов, Ю. А. Киперман, Н.С. Зайцев, Коробов М.Н., Е.Н. Жегалло.

Структура Бурэнханского месторождения весьма сложная блоковая, сочетающая в себе напряженные пликативные и разрывные тектонические дислокации с обширными полями магматических интрузивов и покровов базальтов (Рис. 1.3.7.2.). Основными осадочными комплексами являются отложения дархатской и хубсугульской серий, строение которых до сих пор достоверно не установлено.

В дархатские образования объединяются породы преимущественно терригенного состава (песчаники, алевролиты, кремнисто – глинистые и кремнистые сланцы с линзами карбонатов), которые подстилают дооднурскую свиту хубсугульской серии.

Дооднурская свита в нижней части представлена доломитами и доломитизированными известняками с прослоями глинистых сланцев. Средняя часть свиты имеет тот же состав. Внизу она включает главную фосфоритную пачку мощностью от 30 до 250м, которая на северо - востоке месторождения частично перекрыта неогеновыми базальтами. Выше нее следуют тонкослоистые известняки с прослоями черных кремней. Далее они становятся доломитистыми, а выделения кремней приобретают светлую окраску.

Верхняя часть свиты представлена грубослоистыми известковистыми доломитами. На северо – востоке месторождения в их основании картируется второй уровень фосфатизации из песчанистых обломочных фосфоритов, заключенных среди фосфатсодержащих терригенных и карбонатных пород. Мощность всей свиты 3-3,5 км.

Вышележащая хоридулинская свита развита к северу от месторождения, представлена доломитистыми известняками мощностью 600м.

Центральная часть месторождения (30%) занята массивами сиенитов и нефелиновых сиенитов пермь – триасового возраста. Вдоль контактов породы ороговикованы, мраморизованы, а в фосфоритах появляется апатит. Зона контактового воздействия от первых десятков до 100-150 м. На юге месторождения обнажаются девонские гранодиориты. Широко также распространен дайковый комплекс из диабазов, диабазовых порфиритов, гранит- и сиенит – порфиров. С воздействием интрузий связывают окремнение, интенсивно проявленное в фосфоритах и вмещающих породах.

В тектоническом отношении Бурэнханское месторождение приурочено к южной части Хубсугульского прогиба, в зоне его сочленения с Джидинским синклином. Регион осложнен складчатостью и крупными разломами субширотного, субмеридионального и диагонального направлений. Такое положение месторождения обусловило широкое

развитие в его пределах сложнейших складчатых и разрывных дислокаций, которые интенсивно деформируют фосфоритоносные отложения. Последние смяты в разно ориентированные крутые складки с наложенной складчатостью более высокого порядка. Повсеместно проявлены разрывы типа сбросов, взбросов и др. с амплитудами перемещения от первых метров до 2 км. Все это создает большие трудности в расшифровке геологического строения месторождения и его участков.

Фосфоритная пачка состоит из серии пласто- и линзообразных рудных залежей, разделенных интервалами фосфатных и безфосфатных известняков, в разной степени кремнистых и доломитистых, среди которых развиты прослои сланцев карбонатно – кремнистого и кремнисто –глинистого состава. Перекрывается пачка в основном известняками, а подстилается доломитами. Строение ее крайне изменчиво и, несмотря на большую плотность разведочных выработок, пока до конца не установлено. Этому во многом способствует отсутствие в разрезах маркирующих горизонтов. Выделяется от 1-2 до 3-4 пласто- и линзообразных рудных тел мощностью от нескольких до 64 м, которые плохо увязываются между соседними разрезами и участками и имеют непостоянный литологический состав. Скважинами встречены как тела богатых руд (P_2O_5 более 28%) мощностью до 10м (скв. 91), так и средних (P_2O_5 18-28%) и убогих (P_2O_5 5-10%) по качеству фосфоритов. Причины таких изменений, очевидно, комплексные. Они вызваны неоднородностью фациальных обстановок, многократными тектоно - магматическими воздействиями, обогащением фосфоритов в зоне выветривания, а также карстовыми явлениями.

Фосфоритовые тела круто падают с углами от 40^0 до вертикальных, а в ряде случаев опрокинуты, со смещениями сбросо - взбросового характера поперечного, диагонального и продольного направлений. Такие нарушения, вместе с пликативной складчатостью, по – видимому, обуславливают в ряде мест увеличение мощности залежей. Все эти и другие сложнейшие тектонические процессы, а также внедрение интрузивных тел, расчленили месторождение на 19 обособленных участков, где фосфоритная пачка протягивается на расстояние от нескольких сотен метров до 2-3 км. (рис. 1.3.7.2) Каждый участок представляет собой самостоятельный тектонический блок со своим строением фосфоритной пачки, что крайне усложняет корреляцию ее разрезов в пределах месторождения (рис. 1.3.7.1, 1.3.7.2). На ряде участков из-за тектонической нарушенности стратиграфическая последовательность отложений достоверно не установлена.

Фосфоритовые руды относятся к афанитовому и редко пеллетному типам. Они имеют кремнистый, кремнисто-карбонатный, карбонатно- кремнистый и глинисто- карбонатно- кремнистый состав. Сложены фосфатом, халцедоном, кварцем, карбонатными минерала-

ми, составляющими в сумме 92-96%. Карбонатные минералы представлены в основном доломитом, подчинено присутствует вторичный кальцит. В отдельных случаях ведущими становятся глинистые минералы (15-20%). Остальные компоненты – гидроокислы железа, органическое вещество, флюорит и акцессорные составляют в сумме 4-5% (табл. 1.3.7. а,б).

Среди текстурных разновидностей резко преобладают слойковые и линзовидно-слойковые разности. На ряде участков в основном развиты брекчиевые руды из обломков афанитовых фосфоритов разной крупности. В отдельных случаях среди них удается установить седиментационные, катагенетические и тектонические образования.

Разведочными работами на месторождении установлено существование трех типов руд, характеристика которых и доля в балансе запасов показана в таблице 1.3.7.(б). Проведенными исследованиями установлена возможность обогащения руд с использованием суспензионной, флотационной и обжиговой схем. Наиболее перспективной является комбинированная суспензионно-флотационная схема, позволяющая экономичным суспензионным методом выделить из высококачественных руд богатую «головку» (32,4% P_2O_5). В целом, применение комбинированной технологии позволяет получить из руд, с содержанием 16-18 % P_2O_5 , концентраты на уровне 28-29 % P_2O_5 при извлечении 63 -70 % (табл.1.3.7. в). Как видно из таблицы, полученные продукты имеют удовлетворительное качество, но они требуют доработки по снижению оксида магния.

На Бурэнханском месторождении проведены все стадии геолого-разведочных работ [465]. Посчитаны запасы руды и фосфорного ангидрида на основных 9 участках месторождения в контурах открытой отработки (150м) по категории В: руды - 43,26 млн.т, P_2O_5 - 9,59 млн.т; по категории С₁: руды -140,34 млн.т, P_2O_5 -29,21 млн.т; в сумме категорий В + С₁: руды -183,6 млн.т, P_2O_5 – 38,8 млн.т; категории С₂: руды - 8,86 млн.т, P_2O_5 - 1,72 млн.т. В сумме категорий В + С₁+ С₂: руды -192,2 млн.т, P_2O_5 – 40,52 млн.т.; среднее содержание в руде P_2O_5 – 21,08%. (табл.1.3.7.г)

Экономическими расчетами обоснована целесообразность строительства на базе месторождения горно-обогатительного предприятия производительностью 12 млн. т руды в год со сроком эксплуатации в течение 40 лет. В связи с этим, запасы руд, необходимые для его функционирования, должны составлять не менее 500 млн. т. Таким образом, освоение Бурэнханского месторождения, предполагает параллельное вовлечение в отработку хубсугульского Онголигнурского участка, с запасами, достаточными для длительной работы предприятия.

Таблица 1.3.7. (а)
Средний химический состав основных разновидностей фосфоритов
Бурэнханского месторождения [467, 442, 443]

Разновидности	Содержание, %								
	P ₂ O ₅	H ₂ O	CaO	MgO	CO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	C _{орг.}	$\frac{F}{P_2O_5}$
слойковый бога-тый карбонатный	31,2	3,40	40,2	4,0	9,65	0,2	0,2	-	0,083
-//- рядовой кремнисто –карбонат-ный	21,8	13,28	39,76	5,4	16,65	0,4	0,32	0,31	0,08
-//- убогий кар-бонатно-кремни-тый	6,70	56,05	20,16	3,3	12,35	0,5	0,45	0,24	0,067
брекчиевый ря-довой карбонат-ный	20,0	8,05	41,45	7,8	20,6	0,3	0,22	0,1	0,085
брекчиевый бед-ный карбонат-ный	17,4	7,38	39,2	10,4	24,0	0,2	0,25	0,44	0,085
-//-убогий кремнисто–карбонат-ный	9,0	28,1	29,12	8,2	23,6	0,7	0,7	0,1	0,071
слойковый бедный карбо-натный	17,85	8,83	38,85	9,8	22,02	0,3	0,32	0,35	0,087
слойковый мономи-неральный	35,4	5,61	49,28	0,6	2,65	0,99	0,64	0,63	0,085
-//- -//-	39,9	12,43	54,04	0,15	0,7	0,79	0,26	0,42	0,075
пеллетный бо-гатый карбо-натно- кремнистый	31,9	10,63	43,95	1,2	3,05	0,99	1,4	0,46	0,075
слойковый – бо-гатый карбонат-ный	30,2	6,41	46,2	1,2	7,3	0,99	1,02	0,27	0,086
слойковый бо-гатый кремнисто–карбонатный	29,5	12,07	43,4	1,7	5,85	0,79	1,15	0,24	0,075
брекчиевидный ря-довой карбо-натный	24,6	12,87	42,84	2,5	10,7	0,79	1,02	0,47	0,098
слойковый бо-гатый карбо-натный	28,3	4,83	47,88	3,2	10,8	0,79	0,38	0,65	0,085

Таблица 1.3.7. (б)

Химический и минеральный состав руд (с разубоживанием) технологических проб Бурэнханского месторождения; типы руд и их распространенность [442,443].

Компо-ненты	Пробы			Содержание,% минералы	Пробы		
	21	22	23		21	22	23
1	2	3	4	5	6	7	8
P ₂ O ₅	18,0	17,2	15,7	фосфат	45,0	43,0	39,3
SiO ₂	30,8	8,9	24,6	кремнистые	27,0	5,0	16,0
H ₂ O	32,0	10,3	31,0				
CaO	32,64	39,8	33,22	кальцит	6,0	8,4	6,0
MgO	2,4	7,6	3,5	доломит	11,0	34,0	15,6
CO ₂ *	8,0	21,0	10,2				
Fe ₂ O _{3(общ)}	1,26	1,08	2,27	гидроокислы Fe	0,6	0,5	1,0
Al ₂ O _{3(общ)}	1,87	1,63	5,5	глинистые	5,0	6,5	15,0
K ₂ O	0,25	0,17	0,56				
Na ₂ O	0,19	0,16	0,57	прочие (флюорит, пол.шп., хлорит, акцес.	1,5	0,6	5,4
F	1,36	1,55	1,1				
S _{сул}	0,38	0,28	0,74				
MnO	0,03	0,05	0,09	пирит	0,7	0,5	1,4

продолжение таблицы 1.3.7. (б)							
1	2	3	4	5	6	7	8
Сор*	0,21	0,26	0,25	органическое вещество	0,2	0,3	0,3
п.п.п.	9,31	21,34	12,37	Тип руды	Карбонатно-кремнистый	Карбонатный	Глинисто-кремнисто-карбонатный
* в сумму не входят							

Таблица 1.3.7.(в)

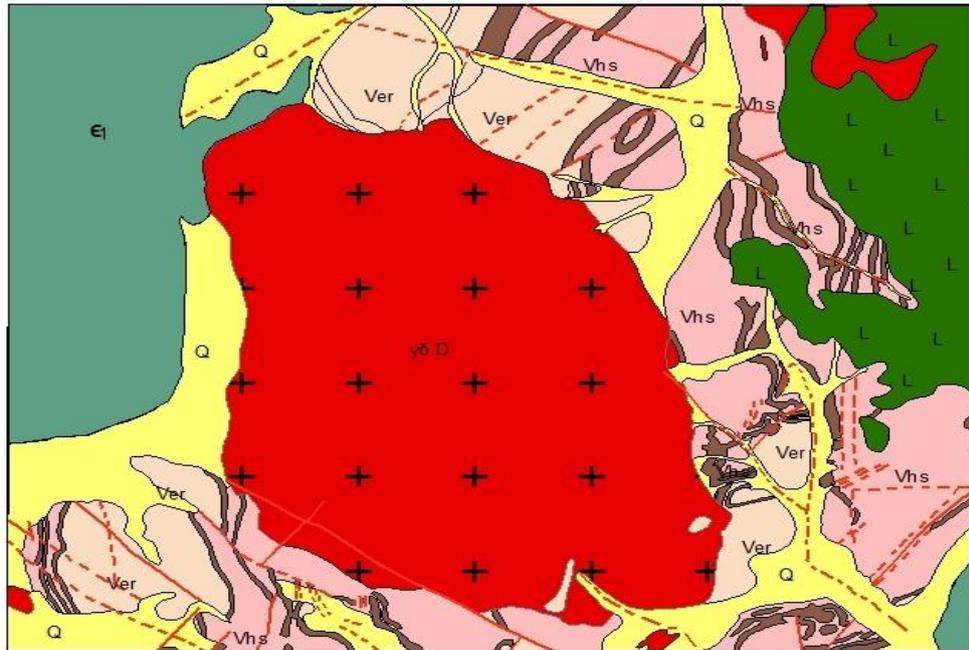
Баланс продуктов обогащения проб Бурэнханского месторождения по суспензионно – флотационной схеме [442, 443].

№ Пр.	Продукты	Выход, %	P ₂ O ₅ , %		MgO, %		CO ₂ , %		H ₂ O, %	
			Содер.	Изв.	Содер.	Изв.	Содер.	Изв.	Содер.	Изв.
21	Концентрат	43,7	28,9	70,2	1,99	36,2	6,5	35,3	12,8	17,0
	Отходы	56,3	9,5	29,8	2,7	63,8	8,9	64,7	41,8	83,0
	Руда	100	18,0	100	2,4	100	8,0	100	32,0	100
22	Концентрат	43,0	28,0	70,0	2,0	12,4	6,0	12,3	10,2	42,6
	Отходы	57,0	9,1	30,0	11,7	87,6	32,3	87,7	10,4	57,4
	Руда	100	17,2	100	7,6	100	21,0	100	10,3	100
23	Концентрат	35,1	28,0	62,6	2,1	21,0	5,2	17,9	16,0	18,1
	Отходы	64,9	9,0	37,4	4,28	79,0	12,9	82,1	39,0	81,9
	Руда	100	15,7	100	3,5	100	10,2	100	31,0	100

Таблица 1.3.7. (г)

Запасы и средний химический состав фосфоритных руд для открытой отработки по основным участкам Бурэнханского месторождения. [471]

№ участка	Запасы		P ₂ O ₅	H ₂ O.	CO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
	Руда/P ₂ O ₅ млн.т	%						
1	68/15.0	41.7	22.14	24.0	6.72	1.75	0.77	1.60
7	14/2.8	7.8	19.38	31.2	4.07	2.56	1.36	5.20
8	41/7.8	21.7	19.30	27.3	11.17	4.18	1.30	1.60
3	18/ 3.7	5.0	17.40	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
4	8/1.9	5.0	21.70	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
2	33/6,3	13.3	17.40	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
9	10/3.0	5.5	21.60	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
Сумма и среднее	192/40,5	100	21.08	26.7	8.56	2.65	0.79	2.0



Условные обозначения

- Q Четвертичные отложения
- L Базальты
- Хубсугульская серия
- €₁ Доломиты
- Ver Серые доломиты, серые известняки с кремнями
- Vhs Пласты и линзы фосфоритов, глинисто-кремнистые сланцы, известняки
- Фосфориты
- Граниты (тесский комплекс - девон)
- Геологическая граница
- Разлом

Рис. 1.3.7.2 Схематическая геологическая карта Бурэнханского месторождения фосфоритов. Составили Осокин П.В., Арсентьев В.П. [471].

1.3.8. Цаганнурское месторождение.

Впервые наличие фосфоритов в разрезах карбонатных толщ региона было установлено в 1964 году геологами Н.А. Доновым и Е.В. Едемским. В дальнейшем изучением фосфоритоносности северо-западной части Монголии в разные годы занимались геологи различных геологических организаций СССР и МНР: А.В. Ильин, Р.И. Волков, Н.С. Зайцев, М.М. Музалевский, П.В. Осокин, Ю.Г. Попов, Б.А. Сульдин, Ц. Ундурнасан, Д. Тавудорж, Ц. Пурэвцэрэн и др. Итогом этих работ стало открытие месторождений и проявлений фосфоритов восточного и западного бортов Хубсугульского прогиба. Цаганнурское месторождение является основным представителем фосфоритовых объектов

западного его борта, где выходы фосфоритоносной дооднурской свиты прерывисто прослеживаются только на севере и в центре, тогда как южнее они упираются в поля развития гранитоидных палеозойских интрузий. По своим масштабам развитие здесь фосфорное оруденение заметно уступает восточному борту прогиба, и, главным образом, представлено мелкими объектами, образующими меридионально вытянутую цепь, которая протягивается на 140 км, не доходя 20 км до границы с Россией. Наиболее значимые из них находятся в окрестностях озера Дод-Нур, и, по сути, представляют собой фрагменты крупной и узкой синклинальных складок, изолированных друг от друга базальтовыми четвертичными покровами, либо плейстоценовыми озерными отложениями. Протяженность складки около 40 км, ширина -10 км. К северу и к югу она погружается, а с востока и запада ограничена субмеридиональными разломами. По ним отложения дархатской серии, слагающие крылья синклинали, контактируют с древними толщами. На севере района синклиналь опрокинута на восток, так что ее крылья падают к западу под углом $60-80^{\circ}$. На юге разрывы, оперяющие основные разломы, разбивают складку на мозаику блоков из хубсугульской серии. В них фосфоритоносная дооднурская свита простирается преимущественно в северо – западных румбах с падением пород на юго – запад под углом $50-70^{\circ}$. Наряду с таким крутым залеганием, выделяются блоки, построенные по типу очень пологих моноклиналей. В частности, к одному из них относится блок южного участка Цаганурского месторождения, где сосредоточена большая часть его запасов. Протяженность участка около 6 км. Расположенные северней от него другие блоки - участки (Центральный, Северный, Западный, Хармаинский, Восточно – Дооднурский, Хогоргаинский) имеют меньшие размеры (1-4 км). Между собой они плохо увязываются, хотя находятся друг от друга на расстоянии не более 2-4 км. Сообщение между ними, а также с сомоном Улан –Ула (районным центром) осуществляется по грунтовым дорогам, легко проходимым для обычного транспорта.

Рельеф в районе месторождения мелкосопочный с относительными превышениями 150-200м. Сопки полого-сглаженные, разделены широкими корытообразными долинами, склоны и днища которых засыпаны пролювиально – делювиальными осадками, скрывающими выходы коренных пород. Слабая обнаженность территории существенно затрудняет понимание геологического строения месторождения. Изученность его невысокая и соответствует стадии общих поисковых работ.

Основные данные о Цаганурском месторождении изложены в работах [47,183,189]. Из анализа опубликованных материалов легко прослеживается большое сходство геологической ситуации этого объекта с другими месторождениями Окино –Хубсугульского бассейна. Здесь, как и в выше рассмотренных случаях, месторождение построено по типу

сочетающихся конседиментационных блоков, различающихся строением фосфоритной пачки, ее мощностью (11- 90 м), количеством рудных пластов (2-6), фациальной неоднородностью, изменчивым характером продуктивности (33-3 т/м²), а также многообразием литологических разновидностей фосфоритов. На юге это, главным образом, афанитовые, слойковые доломитовые руды, образующие основные запасы. Далее к северу среди них появляются поля развития бедных обломочных разностей с известковым цементом, которые, по мере передвижения к дальнему флангу месторождения, становятся доминирующим типом руд и важным индикатором фаций активного мелководья. Здесь, наряду с однокомпонентными обломочными фосфоритами широко представлены полимиктовые породы, сложенные переотложенным фосфатным, доломитовым, кремневым и кварцевым материалом. В зависимости от соотношений этих компонентов, их размерности и степени окатанности, наблюдается целый спектр различных по качеству брекчиевых, конгломератовых, гравелитовых и песчаниковых фосфоритов (7-21% P₂O₅). По мере увеличения доли обломочных фосфатных пород увеличивается количество рудных пластов, но одновременно падает продуктивность фоспачки, а в ее межпластиях появляются прослои известняков. Помимо этого, из разреза исчезают черные углеродисто – кремнистые сланцы и прерывистый горизонт кремней, который встречается в кровле пачки на южных участках месторождения.

Отмеченные изменения литологических особенностей фосфоритоносных отложений происходят на фоне преобразований дооднурской свиты. В направлении с юга на север она из доломитовой толщи, превращается в терригенно – известково – доломитовый комплекс, где количество песчаных пород составляют не менее 30 % .

Помимо известняков, в верхней половине его разреза заметным элементом становится второй уровень фосфатонакопления. Он представлен линзующейся пачкой фосфатсодержащих песчанистых доломитов, мощностью 30-40м. Из них, только 2 верхних метра включают гравелитовые и брекчиевые фосфориты (17-21% P₂O₅), тогда как нижележащие доломиты содержат лишь рассеянные фосфатные зерна. Общая мощность дооднурской свиты изменяется от 800 до 500м. Возможно, на юге мощность свиты несколько больше отмеченных значений, поскольку здесь картируются небольшие интрузивные тела девонских щелочных гранитов и граносиенитов, затрудняющих дешифрирование геологического строения района.

По данным [183], прогнозные ресурсы Цаганнурского месторождения по основным участкам (Южный и Центральный) составляют 216 млн.т руды со средним содержанием 25% P₂O₅. Обогащаемость их в необходимом объеме не изучена, но по аналогии с другими детально разведанными месторождениями, следует считать наиболее перспек-

тивным технологическим решением для обогащения руд использование комбинированных суспензионно – флотационных схем.

Выводы.

Окино-Хубсугульский фосфоритоносный бассейн представляет собой арену мощного фосфатонакопления, проявившегося в начале эдиакарской эпохи на площади в десятки тысяч квадратных километров в пределах восточной части Тувино – Монгольского массива. Реализация этого процесса привела к формированию на территории России и Монголии целого ряда месторождений с доказанными крупными запасами обогатимых руд. Несмотря на принадлежность месторождений к одному стратиграфическому уровню фосфатонакопления, каждое из них развивалось по самостоятельному тектоническому сценарию и являлось структурой, построенной по типу сложно сочетающихся разнородных блоков. Это породило широко проявленную в фосфоритных пачках резко выраженную фаціальную изменчивость отложений и заключенных среди них рудных пластов. При одинаковом наборе пород, слагающих фосфоритную пачку (доломиты, известняки, глинистые и кремнистые сланцы, фтанитоиды, песчаники, алевролиты, фосфориты), их сочетания, роль и положение в разрезе ни в одном случае не повторяется. Иными словами все месторождение характеризуется индивидуальным строением. Несмотря на это, между ними прослеживаются отчетливые родственные признаки. Помимо однотипных пород, пачка везде устроена по одному принципу. Это хорошо видно на наиболее изученных месторождениях, где в разрезе отчетливо выражен ее ритмичный «мотив». Ритмы, из которых состоит пачка, по составу разные, но сложены они одинаково. Нижние и верхние их части представлены отложениями стадий обмеления морского бассейна, средние – стадий его углубления. К границам ритмов приурочены «главные» (промышленно значимые) фосфоритные пласты и, следовательно, в разрезах пачки они имеют закономерное местоположение.

Количество ритмов на месторождениях колеблется от одного до шести. Разное их число свидетельствует об автономном (блоковом) развитии месторождений и неоднородности тектонических движений в период формирования продуктивной пачки.

Неоднородный тектонический режим и нестабильные фаціальные условия породили многообразие литологических разновидностей фосфоритов как по минеральным, так и структурно- текстурным особенностям. Однако, доминирующей формой обособления фосфатного вещества на месторождениях являются афанитовые микроконкреционно - слойковые выделения, составляющие основу карбонатных, кремнисто-карбонатных, кремнистых и терригенно- сланцевых типов руд, обогащение которых в основном достигается гравитационно – флотационным методом.

1.4. Минералого- петрографическая характеристика и вещественный состав фосфоритов

1.4.1. Литологические типы фосфоритов.

Петрографическое описание фосфоритов месторождений ОХФБ с различной детальностью и с разных позиций приведено в работах [74, 77, 121, 183, 190, 287, 451, 455, 473, 492]. Предложен ряд классификаций фосфоритов и дано их обоснование. Однако, они носят разрозненный характер и требуют обобщения, к тому же появились новые материалы, которые позволяют значительно дополнить, а в ряде случаев и пересмотреть существующие представления. Поэтому целесообразно еще раз вернуться к этому вопросу.

Фосфориты ОХФБ очень разнообразны и сложены фосфатными и нефосфатными компонентами. Фосфатные компоненты представлены микроконкрециями, обломками, пеллетами, фосфатизированными остатками организмов, а также прослоями, линзами, слойками и их реликтами, среди которых различаются мелкие (до 2мм) выделения преимущественно неправильной формы и крупные (2-100мм) угловатые фрагменты. Нефосфатные компоненты образуют слойки доломитов, сланцев, известняков, силицитов, песчаников, алевролитов. Различные сочетания тех и других компонентов создают на месторождениях исключительно пестрый набор разновидностей фосфоритов. Перечень фосфоритов и их систематизация приводится в классификации (табл.1.4.1.1.). В основу ее положен принцип деления фосфоритов по морфологии фосфатных обособлений, так как в различиях и особенностях последних наиболее полно и достоверно выражена информация об основных процессах, определивших современный облик этих пород. Дальнейшая группировка фосфоритов проводится по текстурному признаку и далее завершается систематизацией по минеральному составу. Принятые классификационные принципы объективно отражают седиментационные и постседиментационные процессы формирования фосфоритов, включая метаморфические и гипергенные изменения. При этом, в каждой разновидности фосфоритов наиболее ярко отражен тот процесс, который определил важнейшие ее структурно-текстурные и минеральные особенности. Это позволяет на основе ведущих процессов объединить фосфориты ОХФБ в петрографические разновидности, типы и генетические группы.

На месторождениях ОХФБ фосфориты представлены пятью генетическими группами: седиментационно – диагенетической, диагенетически - седиментационной (переотложенной), катагенетической, метаморфизованной и гипергенной (коры выветривания).

Седиментационно – диагенетическую группу образуют фосфориты, при формировании которых основную роль играли раннедиагенетические процессы перераспределения и обособления фосфата в виде крупных и мелких лентовидных стяжений, округлых микро-

и макроконкреций, различных псевдоморфоз и выделений неустановленной природы. Соответственно, данную группу представляют фосфориты «афанитового», конкреционно-го, органоморфного и пеллетного петрографического типов.

Диагенетически- седиментационной (переотложенной) группе соответствуют фосфориты обломочного переотложенного типа. Они сложены продуктами перемыва и переотложения вышерассмотренных фосфоритов и в основном состоят из фосфатных обломков разной величины и формы.

К катагенетической группе относятся фосфориты двух предыдущих групп, в которых структурно-текстурные и минеральные особенности значительно преобразованы процессами катагенетической карбонатизации и окварцевания. Для них типичны коррозионные формы обособления фосфата (фрагменты, неправильные и округлые выделения), что позволяет рассматривать их в качестве самостоятельного петрографического типа.

Метаморфизованную группу представляет микрокристаллический тип, образованный при метаморфизме фосфоритов различных групп.

Гипергенные фосфориты связаны с корой выветривания фосфатных пород. Как правило, это остаточные и инфильтрационно- метасоматические образования.

Афанитовые фосфориты (рис 1.4.1.1, 1.4.1.3, 1.4.1.9, 1.4.2.9, 1.4.2.10, 1.4.2.11) в качестве самостоятельного петрографического типа впервые выделены Н.А. Красильниковой [222], при изучении Алтае - Саянского фосфоритоносного бассейна, где детально были описаны породы, в которых оптически изотропный фосфат слагает однородные слойки, прослойки и линзы.

В ОХФБ такие фосфориты являются главными рудами, развитыми практически на всех месторождениях бассейна. Здесь они самостоятельно или в тонком переслаивании с коррозионно – фрагментарными и микроконкреционными фосфоритами образуют целые пласты и составляют основные запасы месторождений (рис. 1.4.1.2). Это кремнеподобные породы темно-серого и черного цветов, как правило, слоистого сложения, часто обладающие хорошо развитой плитчатостью. Обычно они состоят из темных фосфатных и более светлых нефосфатных слойков и линз, которые прослеживаются на 1,5-5 м при мощности от долей мм до 20см. Нефосфатная часть фосфоритов представлена доломитами, сланцами различного состава, кремнями, известняками иногда песчаниками. Сочетание фосфатных и нефосфатных слойков и линз создает пеструю гамму минеральных разновидностей фосфоритов, среди которых доминируют доломитовые и кремнисто – доломитовые разновидности. Помимо них также нередки известковые и «сланцевые» (карбонатно – слюдисто – кремнистые, кремнисто- слюдистые) фосфориты. Их

Таблица 1.4.1.1.

Литолого –генетическая классификация разновидностей фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна

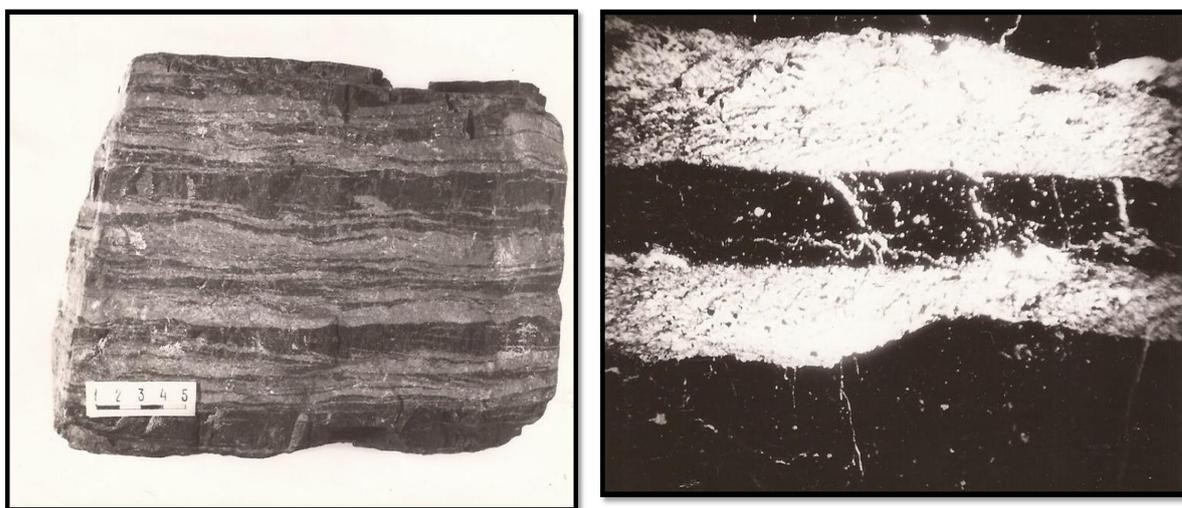
группа	петрографический тип	по морфологии и размеру обособлений фосфата	по текстуре	месторождения							
				Харанурское	Боксонское	Ухагольское	Хубсугульское	Манхан-Ула	Бурэнханское	Цаганурское	
				по минеральному составу							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
седи- ментаци- онно диаге- нетиче- ская	афанитовый	<u>слойковая</u> (2-3м x 5-100 мм)	<u>тонкослоистая</u>	<u>кремнисто-доломитовая;мономинеральная.</u>	доломитовая	<u>доломитовая, кремнисто-доломитовая; известковая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая; доломитовая.</u>	кремнистая	<u>кремнисто-доломитовая; кремнистая.</u>	<u>доломитовая; кремнисто-доломитовая</u>	
		<u>микроконкреционно-линзовидно-слойковая.</u>	<u>тонколинзовидно-слоистая</u>	<u>доломито-сланцевидно-кремнистая;сланцевидно-доломитовая; слюдисто-кремнистая.</u>		<u>кварцево- слюдисто-доломитовая.</u>	<u>сланцевидно-кремнистая;кремнисто-сланцевидная.</u>		<u>сланцевидно- кремнистая.</u>		
			<u>средне-толсто-слоистая</u>			<u>кремнисто-доломитовая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая.</u>		<u>кремнисто-доломитовая</u>		
	конкреционный	<u>микроконкреционная</u> (0,1x0,5мм)	<u>тонкослоистая</u>	доломитовая			<u>сланцевидно-кремнистая.</u>				
		собственно-конкреционная (5-20x50см)	однородная, зональная				мономинеральная; кремнисто-фосфатная; доломито-фосфатная; кварц-фосфатная.				
	органоморфный	строматолитовая.	столбчатая; пластовая.	кремнисто-доломитовая;мономинеральная доломито-кремнистая; доломитовая.	доломитовая.			кремнисто-доломитовая; мономинеральная-доломито-кремнистая			кремнисто-доломитовая
		<u>онколитовая</u> (0,05-5мм)	<u>массивная;косо-волнистая.</u>		<u>доломитовая.</u>			кремнистая			
	пеллетный	<u>пеллетная</u> (микроконкреции? псевдоморфозы по микрофито-литам? и др.) (<2мм)	<u>неравномерно-слоистая;тонко-слоистая;грубо-слоистая;мас-сивная.</u>	<u>кремнисто-доломитовая;доломитовая; слюдисто-доломитовая;сланцевидно-кремнистая.</u>			<u>доломитовая;сланцевидно-доломито-кремнистая;кварцевая, кварц-доломитовая, мономинеральная, доломито-кварцевая</u>				<u>доломито-кварцевая</u>
	диагнетически-седимен-	псефитовая (>10мм)	<u>брекчиевая; конглобрекчиевая;конгломератовая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая;доломитовая; доломито-кремнистая;мономинеральная.</u>	доломитовая.		известковая; доломито-кварцевая.	кремнисто-доломитовая.		кремнисто-доломитовая.	доломитовая, кремнисто-доломитовая

тационная (перетолженная)	обломочный	гравелитовая (2-10мм)	тонко-и неяснослоистая; массивная.	кремнисто-доломитовая; доломитовая; доломито-кремнистая.		известковая; доломитовая.				кремнисто-доломитовая
		псаммитовая (0,05-2мм)	тонко-и неяснослоистая	кремнисто-доломитовая; доломитовая; мономинеральная	доломитовая	известковая				доломитовая доломито-кварцевая
катагенетическая	коррозионно-фрагментарный	<u>с выделениями неправильной формы (<2мм)</u>	<u>тонкослоистая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая; доломитовая; доломито-кремнистая; слюдисто-доломито-кремнистая</u>		<u>известковая; доломитовая; кремнисто-доломитовая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая; доломито-кремнистая.</u>	<u>кремнистая доломито-кремнистая</u>	<u>доломитовая; доломито-кремнистая.</u>	<u>доломитовая доломито-кремнистая.</u>
		<u>псевдообломочная (песчаникоподобная)</u>	<u>неяснослоистая</u>			<u>известковая; доломитовая; кремнисто-доломитовая.</u>				<u>доломитовая кремнисто-доломитовая.</u>
		<u>брекчиеподобная</u>	<u>брекчиевидная</u>	<u>кремнисто-доломитовая; доломитовая; доломито-кремнистая; кремнистая</u>			<u>кремнисто-доломитовая; доломитовая; доломито-кремнистая; кремнистая.</u>		<u>кремнисто-доломитовая; доломито-кремнистая; кремнистая.</u>	<u>кремнисто-доломитовая-доломитовая.</u>
метаморфизованная	микрокристаллический	<u>преимущественно с реликтовыми формами фосфатных выделений</u>	<u>с реликтовыми текстурами, брекчиевидными, полосчатыми, пятнистыми будинажа</u>	<u>кальцит-кремнисто-доломитовая; кальцит-кремнистая; доломито-кремнистая; мономинеральная</u>			сфен-биотит-кальцит-кварцевая, тальк-тремолит-актинолит-кальцитовая, волластонит-актинолит-кальцитовая			
кору выветривания остаточная		псефитовая (>10мм)	брекчиевая (слабосцементированная)	кремнистая; слюдисто-кремнистая				кремнистая, слюдисто-кремнистая		
То же «инфильтрационно-метасоматическая»		слойковая, пятнистая	реликтивно-слоистая; массивная; пятнистая.	доломито-слюдистая; слюдистая; кремнистая; существенно мономинеральная; железистая	доломито-слюдистая.	мономинеральная; слюдистая.		мономинеральная; слюдистая.		

Примечание: подчеркнуты практически значимые разновидности, доминирующие текстуры и формы обособления фосфатного вещества.

появление отражает латеральные изменения в фациальном профиле и подчеркивает ритмичную структуру его разреза.

Минеральный состав афанитовых фосфоритов определяют вариации соотношений доломита, фосфата, кварца, кальцита, халцедона и глинистых минералов. В качестве примесей присутствует пирит, апатит, органическое вещество, гидроокислы железа, флюорит, полевые шпаты.



«А»

«Б» Ув. 57^x с анализатором

Рис. 1.4.1.1. Макроскопические (А) и микроскопические (Б) признаки афанитовых слойковых фосфоритов. Верхняя пачка Ухагольского месторождения.

Доломит – это основной минерал доломитовых и кремнисто-доломитовых фосфоритов, где присутствует в виде трех генераций: микро (0,005-0,01 мм) -, тонко (0,01-0,05 мм)- и мелко-крупнозернистый (0,05-0,5 мм). Первая слагает слойки, линзочки, прослои, а также дисперсную примесь, заключенную в фосфатных слойках (рис. 1.4.1.3; 1.5.1.9). Это первично осадочный доломит. По нему развивается доломит поздних генераций, кварц, кальцит и халцедон. Кроме того, обычно отмечается замещение микрозернистого доломита фосфатом, которое происходило в раннедиагенетический этап формирования афанитовых фосфоритов и вело к образованию доломитовых дисперсных включений (см. разд. 1.5) (рис. 1.4.1.3; 1.5.1.9).

Тонкозернистый доломит, по-видимому, возник при перекристаллизации выделений первой генерации. Им сложены слойки, линзы и прослои в фосфоритах Харанурского, Хубсугульского, Бурэнханского месторождений.

Мелко-крупнозернистый доломит наблюдается в виде неправильных обособлений, пятен прожилков, замещающих фосфат и доломит первых генераций; природа его позднедиагенетическая и катагенетическая (см. разд.1.5) (рис.1.4.1.3; 1.5.1.23; 1.5.1.24).

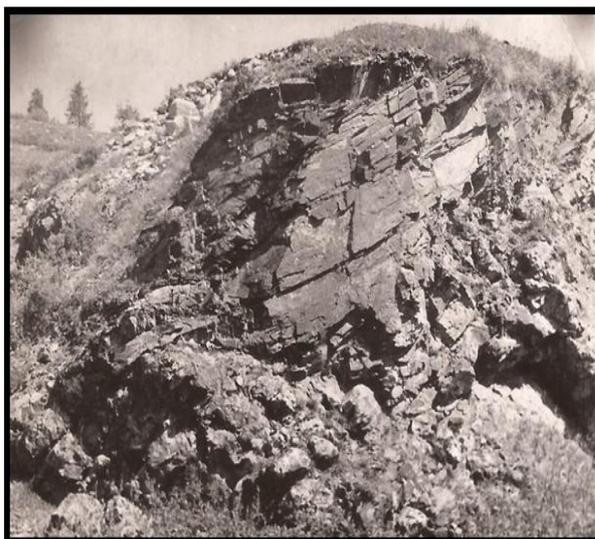


Рис. 1.4.1.2



Рис. 1.4.1.3.

Рис. 1.4.1.2 Взаимоотношения слойковых “афанитовых” фосфоритов (плитчатые породы) с микроконкреционными фосфоритами (неясноплитчатые породы). Фрагмент обнажения 2-го пласта нижней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения. Район канавы МК-50

Рис. 1.4.1.3. Афанитовый слойковый кремнисто-доломитовый фосфорит. Черное фосфат, серое микрозернистый доломит. В фосфатном прослое видны реликты микрозернистого доломита (серая сыпь) и выделения мелко-крупнозернистого доломита (светло-серые пятна). Пласт 2. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув.57^X, с анализатором.

Фосфат образует слойки, прослои, линзочки, а также целиком слагает мономинеральные фосфориты. Обычно он изотропный, отдельными пятнами слабо раскристаллизованный, как правило, пигментирован органическим веществом, участками ожелезнен, нередко содержит реликтовую примесь микрозернистого доломита, может включать чешуйки слюд, зерна кварца и кальцита (рис. 1.4.1.1; 1.4.1.3, 1.5.1.9; 1.5.1.15). В зависимости от примесей (главным образом органического вещества) фосфатные обособления обладают однородной, сгустковой, хлопьевидной, пятнистой, полосчатой, изредка с неяснослойистой микротекстурами. Замещаются мелко - среднезернистым доломитом, кварцем, халцедоном, кальцитом. В фосфоритах Харанурского месторождения отчетливо проявлена полевошпатизация (рис. 1.5.1.33). Химический состав фосфатного вещества, а также структурные его параметры приведены в таблице 1.4.1.2. Как видно из таблицы, фосфат наиболее близок к фторапатиту, в решетке которого могут присутствовать в незначительном количестве ионы CO_3^{-2} и OH^{-1} . Особенности фосфата отражены в кристаллохимической формуле, варьирующей от $(\text{Ca}_{10,03} \text{Na}_{0,04})_{10,07}(\text{P}_{5,97}\text{C}_{0,04})_{6,01}(\text{F}_{1,72} \text{OH}_{0,31})_{2,03}\text{O}_{24}$ до $(\text{Ca}_{9,7} \text{Na}_{0,06})_{9,76}(\text{P}_{5,8}\text{S}_{0,001}\text{C}_{0,33})_{6,13}(\text{F}_{1,67} \text{OH}_{0,54})_{2,21}$

Помимо указанных компонентов в решетке минерала зафиксированы Sr, Ba, U, As (см. раздел 1.4.3). Стронций и барий занимают положение Ca^{+2} [19, 20, 74, 78, 158, 160, 311], а As в виде аниона AsO_4^{-3} , замещает отдельные PO_4^{-3} группы [11, 12, 78, 158, 311]. Что касается U, то по данным [9, 11, 159, 381, 413, 415], одна его часть сорбируется фосфатом, а другая - изоморфно связана с Ca^{+2} и PO_4^{-3} .

ИК – спектроскопией выявлено наличие карбонат- иона в двух структурных позициях: замещающих фосфатные группы по схеме $\text{PO}_4^{-3} \rightarrow \text{CO}^{-2}$ (F^{-1} , OH^{-1}) (полоса поглощения 1430 и 1470 см^{-1}) и занимающих положение OH^{-1} – ионов на гексагональной оси кристалла (полоса поглощения 1540 см^{-1}). В ряде случаев фиксируется полимеризация фосфатных тетраэдров в решетке минерала (полоса 730 и 750 см^{-1}), а также устанавливается наличие водородных связей OH-группы со фтором (полоса 3540 см^{-1}) и кислородом (полоса 3570 см^{-1}) (рис. 1.4.1.4).

По содержанию фтора, по сравнению с теоретическим фторапатитом, фосфат испытывает как некоторый дефицит, так и избыток элемента (табл.1.4.1.2). Интересно, что колебания его содержания ни как не сказываются на изменении остальных химических и структурных констант фосфата (табл. 1.4.1.2). Поэтому остается неясным механизм таких колебаний и вызвавшие их структурные перестройки решетки минерала. Не исключены аналитические ошибки в определении фтора, поскольку, как известно, точность химического анализа здесь невысокая.

В нескольких случаях при заметном дефиците фтора ($\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5 = 0,61-0,036$) установлено увеличение параметра «а» ячейки минерала до $9,38\text{\AA}$. Изменения такого характера свойственны членам минерального ряда переходного к гидроксилapatиту. Чаще всего присутствие этих фаз фиксируется у фосфата южных месторождений ОХФБ, испытавших термальное воздействие гранитоидных интрузий [188].

Электронной микроскопией выяснено сложное строение фосфата афанитовых фосфоритов. Как показали исследования, он представлен поликомпонентной смесью различных генераций апатитового минерала и гелеподобного фосфатного вещества, образующих в совокупности парагенетический ряд последовательно кристаллизующихся минеральных фаз, характеристика которых приводится в таблице 1.4.1.3, а также показаны на рис. 1.5.1.36-1.5.1.38(б). Перечисленные в таблице компоненты фосфатного вещества образуют различные комбинации друг с другом, где, как правило, доминируют кристаллические фазы.

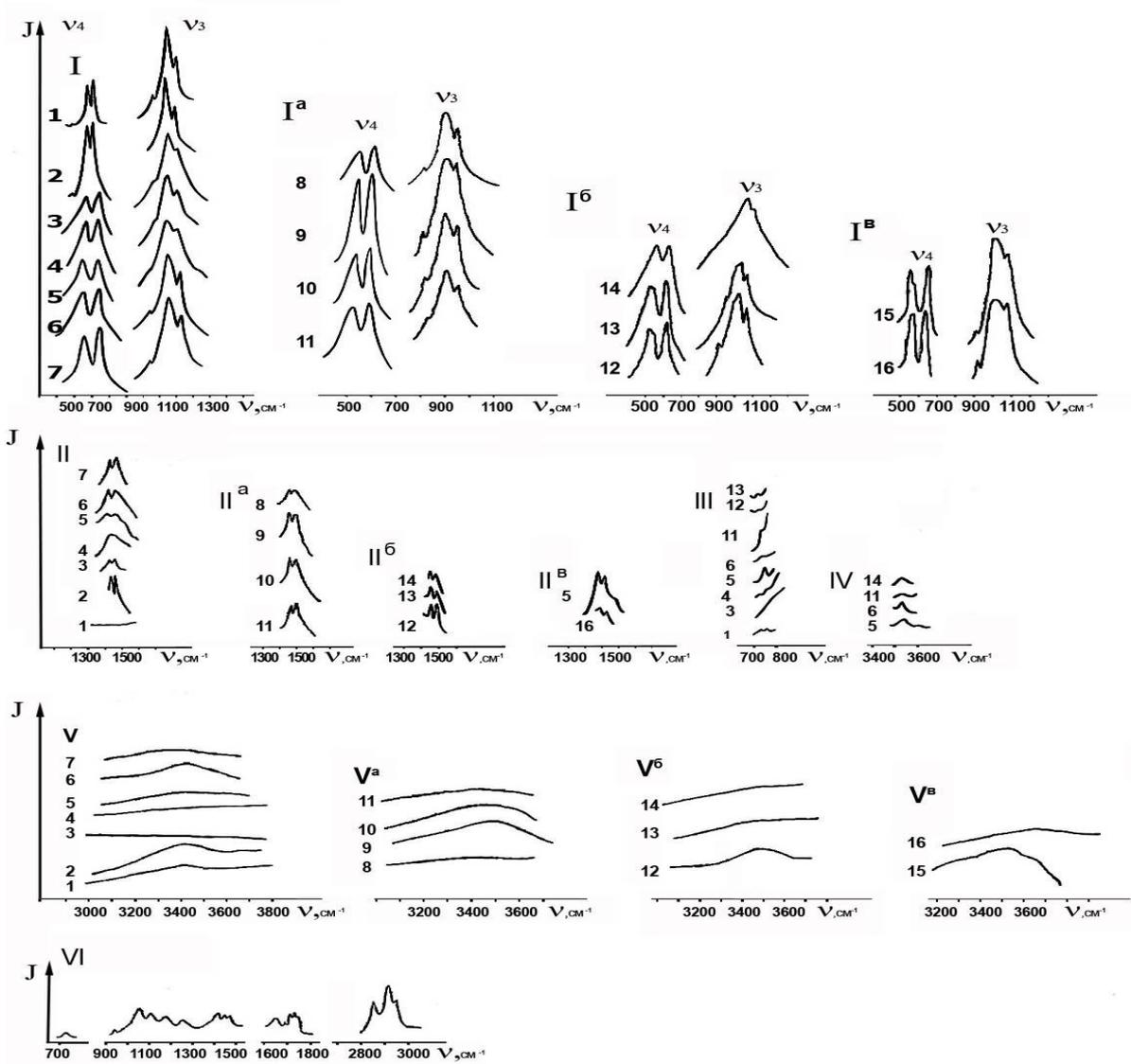


Рис. 1.4.1.4. ИК- спектры поглощения фосфатов (I-V) и битумных фракций органического вещества фосфоритов (VI) месторождений ОХФБ.

I-I^b – ИК- спектры фосфатов в области колебаний ν_3 и ν_4 анионов (PO_4^{-3}); II-II^b - ИК-спектры фосфатов в области колебаний анионов (CO_3^{-2}); III - ИК-спектры фосфатов в области колебаний мостиковых связей P-O-P; IV- ИК-спектры фосфатов в области колебаний гидроксильных групп; V-V^b - ИК-спектры фосфатов в области водород-кислородных колебаний молекулы воды; VI- ИК-спектры битумных фракций фосфоритов.

1,2,12,13,15- фосфаты фосфоритов Харанурского месторождения; 3,4 - фосфаты фосфоритов Хубсугульского месторождения; 5,6,7,8,9,10,11,16 - фосфаты фосфоритов Хубсугульского месторождения; 14- апатиты Слюдянского месторождения.

1,2,5,6,7 – фосфориты «афанитовые» и коррозионно – фрагментарные : 1- мономинеральные, 2- глинисто-кремнистые, 5- глинистые, 6- кремнисто-доломитовые, 7- известковые.

8-11- фосфориты микроконкреционные и пеллетные: 8-глинисто-доломитовые, 9,10-глинисто-кварцевые, 11- глинисто-кремнистые.

12,13-метаморфизованные микрокристаллические фосфориты: 12-доломитовые, 13-кремнистые.

15,16-фосфориты коры выветривания (инфильтрационно-метасоматические): 15- глинистые, 16- мономинеральные.

Таблица 1.4.1. 2.

Химический состав фосфатных фракций и характерные параметры фосфата фосфоритов месторождений ОХФБ

№	Разновидность	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅ л.р.	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	F	SO ₃	S _{об}	S _{пир}	C _{ср}	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	ппп
1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	слойковая мономинеральная	37,5	-	54,6	1,4	2,66	0,96	сл	0,7	0,36	н/об	0,81	3,38	сл	-	-	-	0,12	-	-
2	то же	38,31		52,39	1,25	2,44	н/об	0,67	0,19	1,25	0,05	0,04	3,0		0,93		0,27	0,26	-	-
3	слойковая глинисто-кремнистая	41,0	3,65	54,0	0,15	0,8	0,2	0,25	0,2	0,15	Сл.	0,25	2,9	0,15	-	-	-	-	-	-
4	с.н.ф.кремнисто-доломитовая.	39,27	7,0	53,76	0,6	0,98	0,7	0,38	1,01	0,21	0,08	0,57	2,78	0,56	-	0,01		сл	-	-
5	то же	40,7		53,1	н/об	0,4	0,37	н/об	0,4	-	н/об	сл	4,0	-	-	-	1,06	сл	-	-
6	то же	38,6	5,12	53,0	0,8	0,2	0,83	0,38	2,78	1,5		0,22	3,0	0,13	0,22	-	-	-		1,4
7	то же	38,94	-	52,11	0,65	2,79	0,5	0,17	0,31	-	0,06	0,16	3,0	0,01	-	-	2,0	0,48	0,29	
8	то же	37,67	-	51,98	0,58	3,26	н./об	0,13	0,32	-	0,08	0,18	3,0	0,8	-	-	1,68	0,64	0,34	
9	то же	38,1	-	51,6	0,81	0,44	0,92	0,77	2,24	-	0,04	0,04	3,0	-	-	-		0,27		2,6
10	то же	38,29	-	49,95	2,01	1,4	2,2	0,25	1,06	-	0,04	0,04	3,1	-	-	-	-	-	-	3,17
11	конкреционная кремнисто-доломитовая	37,5	-	52,36	0,5	0,78	3,23	0,31	1,43	1,2	0,07	0,34	3,0	0,53	-	0,07	-	-	-	-
12	микрokonкреционная кремнисто-доломитовая	36,4	-	48,92	0,5	0,16	6,8	0,2	0,48	1,44	-	-	3,0	0,06	-	-	-	-	-	-
13	то же, мономинеральная	37,3	-	48,72	0,6	0,2	3,9	0,3	1,58	-	-	-	2,9	-	-	-	-	-	-	-
14	то же	38,75	5,76	53,9	0,8	1,16	1,9	0,32	0,99	0,17	0,05	0,37	2,85	0,48	-	0,03	-	-	-	-
15	то же	37,10		50,85	0,44	0,76	3,6	1,21	0,99				2,95		0,07		-	-	-	-
16	пеллетная доломитовая	37,5	-	52,36	0,5	0,78	3,23	0,31	1,43	1,2	0,07	0,34	3,0	0,53	-	0,07	-	-	-	-
17	то же, кварцевая	38,9	-	52,9	0,03	1,97	2,3	0,89	0,74	-	0,16	0,2	2,75	н./об	-	-	-	0,78	-	-
18	брекчиевая, кремнистая	39,1	-	52,52	0,4	0,1	2,7	сл.	0,18	сл.	н/об	0,67	3,35	0,13	-	-	-	0,31	-	-
19	то же	38,7	-	51,0	0,6	0,2	5,5	сл.	0,2	сл.	н/об	0,74	3,25	0,12						1,02
20	то же, мономинеральная	38,79	5,86	52,62	0,67	1,42	0,63	0,27	0,13	0,18	0,03	0,06	3,0	-	0,13	-	0,74	0,27	-	-
21	то же	37,56	5,94	50,76	1,84	1,9	2,13	0,34	0,38	0,07	0,05	0,05	2,78	-	0,2	-	0,89	0,2	-	-
22	то же	37,7	6,59	50,1	1,0	1,1	2,8	0,85	0,3	0,14	0,03	0,12	2,9	-	0,07	-	1,36	0,4	-	-

Продолжение таблицы 1.4.1. 2.																				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
23	то же	37,8	5,62	53,21	0,83	2,74		0,04	0,44	0,43	0,04	0,04	2,9	-	0,03	-	0,41	0,27	-	-
24	онколитовая доломитовая	38,9	-	52,5	сл	0,7	0,83	0,4	1,39	0,74	0,14	0,4	3,85	0,39	-	-	-	-	-	-
25	то же	38,5	-	52,36	сл	0,54	0,95	0,7	1,2	0,5	0,37	0,22	3,82	0,41	-	-	-	-	-	-
26	метаморфизов. карбонатно-кремнист.	40,5	-	53,76	0,6	0,16	1,7	сл.	0,18	сл.	н/об	н/об	3,35	0,25	-	-	-	н/об	-	-
27	то же	40,3		53,6	0,6	0,16	2,5	сл.	0,28	сл.	н/об	0,67	3,15	0,28	-	-	-	0,07	-	-
28	то же	40,6	3,7	53,7	0,1	0,5	0,4	0,3	0,25	0,1	сл	0,8	3,2	0,16	-	-	-	0,1	-	-
29	карстовая мономинеральная	39,17	4,88	51,1	0,75	н./о	1,26	0,96	3,98	0,11	0,1	0,18	2,8	0,17	-	0,01	-	0,47	-	-
30	пеллетная кремнист.	38,8	7,24	53,2	н.об	0,86	2,4	0,45	0,5	-	сл.	0,1	2,75	-	сл	-	-	0,34	-	2,4
31	слойковая кремнисто-доломитовая	40,2	4,76	54,96	н.об	1,05	0,3	0,1	0,4	-	сл	-	3,27	-	0,16	-	-	-	-	1,82
32	слойковая кремнисто-доломитов	39,66	6,64	54,4	н.об	1,25	1,0	0,35	0,32	-	сл	0,16	3,2	-	0,2	-	-	0,22	-	2,65
33	слойковая мономинеральная	39,9	-	54,04	0,15	0,7	1,43	0,26	0,79	-	-	-	3,0	-	-	-	-	-	-	-
34	слойковая кремнистая	40,3	5,8	54,6	н.об	0,51	0,8	0,25	0,87	-	сл	0,06	3,04	-	сл	-	-	0,24	-	1,24
35	слойковая карбонатно-кремнистая	41,1	7,28	54,52	н.об	0,6	0,8	0,25	0,24	-	сл	0,18	2,5	-	сл	-	-	0,22	-	1,2
36	слойковая доломитовая	39,9	5,4	53,5	0,1	0,9	0,9	0,35	0,3	0,25	0,01	0,18	3,37	0,1	-	н/о	-	-	-	1,35
37	пеллетная кальцит-доломитовая	39,6	4,25	54,25	0,2	1,25	0,2	0,5	0,5	0,3	0,02	0,13	3,0	0,15	-	н/о	-	-	-	1,7
38	фрагментарная кремнисто-доломитовая	39,7	3,4	54,75	0,1	1,1	0,2	0,5	0,25	0,2	0,01	0,14	3,0	0,1	-	н/о	-	-	-	1,6
39	пеллетная кремнисто-карбонатная	40,6	3,3	54,2	0,2	0,4	сл	сл	0,4	0,25	сл	сл	3,1	0,1	-	0,1	1,34	-	-	1,5
40	пеллетно-слойковая кальцит-доломитовая	39,7	2,9	53,4	0,2	0,8	0,1	0,15	0,8	0,7	0,1	0,5	2,9	0,7	-	0,6	1,06	-	-	1,9

Продолжение таблицы 1.4.1. 2.																				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
41	пеллетно-слойковая кальцит-доломитовая	39,3	2,8	53,8	0,2	0,9	0,35	сл	0,6	0,45	сл	0,15	2,85	1,05	-	1,05	1,28	-	-	2,1
42	то же	39,0	-	52,3	0,14	1,14	1,50	0,25	0,79	-	0,05	1,15	1,39	0,36	-	-	-	-	-	2,53
43	то же	39,4	-	52,8	0,2	1,20	1,10	0,25	0,39	-	0,1	1,0	1,75	0,41	-	-	-	-	-	2,30
44	слойковая кремнисто-доломитовая	40,9	-	55,44	0,1	0,4	0,35	0,61	0,35	-	сл	0,25	2,85	сл	-	-	-	-	-	1,3
45	слойковая кремнисто-доломитовая	41,2	-	54,88	0,1	0,25	0,51	0,56	0,35	-	Сл	0,23	2,68	сл	-	-	-	-	-	1,35
46	слойковая доломито-кремнистая	39,2	-	52,7	0,3	1,2	1,30	0,25	0,49	-	0,3	0,7	3,32	0,37	-	-	-	-	-	1,82

Окончание таблицы 1.4.1. 2.

№	разновидность	CaO/ P ₂ O ₅	CO ₂ / P ₂ O ₅	F/P ₂ O ₅	Нср	«а» (А)	«с» (А)
1	2	23	24	25	26	27	28
1	слойковая мономинеральная	1,456	0,071	0,09	1,630	9,370	6,884
2	то же	1,368	0,064	0,078	-	-	-
3	слойковая глинисто-кремнистая	1,317	0,020	0,07	1,625	9,37	6,89
4	с.н.ф. кремнисто-доломитовая.	1,369	0,025	0,071	1,628-1,630	9,370	6,890
5	то же	1,305	0,01	0,098	1,627	9,37	6,88
6	то же	1,373	0,005	0,078	-	-	-
7	то же	1,338	0,072	0,077	1,625	9,35	6,87
8	то же	1,379	0,086	0,08	1,625	9,35	6,87
9	то же	1,354	0,012	0,079	-	-	-
10	то же	1,304	0,037	0,081	-	-	-
11	конкреционная кремнисто-доломитовая	1,396	0,021	0,08	1,619-1,624	9,362	6,887
12	микроконкреционная кремнисто-доломитовая	1,344	0,004	0,082	1,63	9,367	6,89
13	то же, мономинеральная	1,306	0,005	0,078	1,610-1,611	9,367	-
14	то же	1,391	0,030	0,074	1,624-1,628	9,36-9,32	6,89
15	то же	1,371	0,020	0,08	1,624-1,628	9,367	6,89
16	пеллетная доломитовая	1,360	0,021	0,08	1,619-1,624	9,365	6,89
17	то же, кварцевая	1,360	0,051	0,071	1,625	9,35	6,87
18	брекчиевая, кремнистая	1,343	0,004	0,086	1,630	9,37	6,88
19	то же	1,318	0,005	0,084	1,626	9,37	6,89
20	то же, мономинеральная	1,356	0,037	0,077	-	-	-
21	то же	1,351	0,051	0,074	-	-	-
22	то же	1,329	0,029	0,077	-	-	-
23	то же	1,408	0,072	0,077	-	-	-
24	онколитовая доломитовая	1,350	0,018	0,099	1,624	9,36	6,88

Продолжение таблицы 1.4.1. 2.							
1	2	23	24	25	26	27	28
25	то же	1,360	0,014	0,099	1,620-1,623	9,36	6,88
26	метаморфизованная карбонатно-кремнистая	1,327	0,004	0,083	1,628-1,630	9,377	6,89
27	то же	1,330	0,004	0,078	1,630	9,37	6,88
28	то же	1,323	0,012	0,079	1,629	9,37	6,88
29	карстовая мономинеральная	1,305	0,000	0,071	1,619-1,624	9,373	-
30	пеллетная кремнистая	1,371	0,022	0,071	1,628	9,367	6,889
31	слойковая кремнисто-доломитовая	1,367	0,026	0,071	1,630-1,631	9,367	6,889
32	слойковая кремнисто-доломитовая	1,371	0,029	0,072	1,628	9,367	6,889
33	слойковая мономинеральная	1,354	0,017	0,075	-	-	-
34	слойковая кремнистая	1,355	0,012	0,068	1,630	9,367	6,889
35	слойковая карбонатно-кремнистая	1,326	0,014	0,061	1,630-1,631	9,384	6,889
36	слойковая доломитовая	1,341	0,023	0,084	1,628	9,379	6,891
37	пеллетная кальцит -доломитовая	1,370	0,032	0,076	1,629	9,362	6,891
38	фрагментарная кремнисто-доломитовая	1,379	0,028	0,076	1,630	9,367	6,891
39	пеллетная кремнисто-доломит-кальцитовая	1,335	0,010	0,076	1,629	-	-
40	пеллетно-слойковая кальцит-доломитовая	1,345	0,020	0,076	1,629	-	-
41	пеллетно-слойковая кальцит-доломитовая	1,369	0,023	0,073	1,628	-	-
42	то же	1,341	0,029	0,036	1,633	9,38	-
43	то же	1,340	0,030	0,044	1,631	9,377	-
44	слойковая кремнисто-доломитовая	1,355	0,009	0,07	1,629	9,371	-
45	слойковая кремнисто-доломитовая	1,332	0,006	0,068	1,630	9,371	-
46	слойковая, доломито-кремнистая	1,344	0,03	0,084	1,627	9,359	-

Примечания: **1). Теоретические показатели минералов (Бушинский, 1956): а). Фторапатит** P_2O_5 42,23; CaO 50,03; CO_2 н./об; F 3,80; CaO/ P_2O_5 1,18; CO_2/ P_2O_5 -; F/ P_2O_5 0,09; Ncp 1,640; «а» (A) 9,37; «с» (A) 6,88. **б) Франколит** P_2O_5 37,14; CaO 48,52; CO_2 3,53; F 3,34; CaO/ P_2O_5 1,31; CO_2/ P_2O_5 0,09; F/ P_2O_5 0,09; Ncp 1,620-1,630; «а» (A) 9,34; «с» (A) 6,88. **в) Курскит** P_2O_5 34,52; CaO 47,72; CO_2 5,35; F 3,86; CaO/ P_2O_5 1,38; CO_2/ P_2O_5 0,16; F/ P_2O_5 0,11; Ncp 1,590-1,610; «а» (A) 9,33; «с» (A) 6,89. **2). Фосфориты месторождений:** 1-3,9-10,18—23,26-29-Харанурского; 4-8,11-17-Ухагольского; 24,25-Боксонского; 30-35-Бурэнханского; 36-43 - Хубсугульского; 44,45-Цаганурского; 46-Улиендабинского. **Данные:** 1-6,9,12-16,18-20,26-32,35-41 [автора]; 10, 11, 21-23 [488]; 7, 8 [476]; 17 по [477]; 24,25 [453, 475]; 33, 34, 42-46 [188] **3). Содержание компонентов:** а) сл.- следы; б) н/о – компонент не обнаружен; в) (-) компонент не определялся. 4). С.н.ф.- фосфориты с выделениями фосфата неправильной формы

Таблица 1.4.1.3
Последовательность формирования минеральных фаз фосфатного вещества афанитовых фосфоритов

последовательность фаз	минеральные фазы	размер кристаллитов μ	характеристика фаз
1	Гелеподобное фосфатное вещество		Колломорфные стекловатоподобные выделения. Образуют реликтовые участки внутренних частей отдельных сферолитовых кристаллических образований, отмечаются также в межсферолитовом пространстве
2	Игольчатые неяснооформленные кристаллиты	1,5-3	Неясно выраженные сферолито-снопо-, вееро- и пучкоподобные образования с радиально-лучистой структурой. Кристаллизуются вокруг точечных центров кристаллизации и вдоль линейно-вытянутых «ослабленных» зон.
3	Кристаллы игольчатого и длиннопризматического (шестоватого) габитуса	1,5-3	Отчетливо оформленные радиальнолучистые кристаллические индивиды, сросшиеся в сферолитоподобные неполносферолитовые, снопо-, вееро-, и пучкоподобные образования. Унаследуют формы от предшествующей минеральной фазы.
4	Кристаллы вытянуто-призматического габитуса	2-2,5x0,5	Параллельноориентированные кристаллические индивиды, сросшиеся в друзовидные образования. Кристаллизуются в межсферолитовом пространстве.
5	Короткостолбчатые кристаллы гегсагондипирамидально-призматического габитуса	0,2x0,1-0,5x0,2	Масса разноразмерных тесно сросшихся кристаллических индивидов, ориентированных вдоль оси «с». Перекристаллизация радиально-лучистых образований с унаследованием их ориентировки.
6	То же	0,5x0,4-1,5x0,6	Масса разноразмерных разноориентированных кристаллических индивидов. Укрупнение и перекристаллизация предшествующей минеральной фазы без сохранения реликтовых структур.

Кварц встречается во всех разновидностях афанитовых фосфоритов, но наиболее широко проявлен в кремнистых, карбонатно–сланцисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых фосфоритах. Различается седиментационный, диагенетический и катагенетический кварц. Седиментационный (халцедоновидный) представлен, главным образом, микрозернистым агрегатом и образует слойки, линзы, прослои в двух первых разновидностях. Он является продуктом перекристаллизации халцедона и находится в тонком прорастании, как с ним, так и со сланцисто-углеродистым дисперсным материалом.

Диагенетический кварц замещает микрозернистый доломит. Он отмечается в виде конкреций перекристаллизованного халцедона и разрозненных шестоватых кристаллов. Конкреции правильно-округлые и дисковидные. Размер их от мелких горошин до крупных шаров и линз. Они отчетливо огибаются слоистостью и фосфатными слойками, что свидетельствует о раннедиагенетической природе конкреций. В кремнисто – доломитовых и доломитовых фосфоритах они являются одной из основных форм обособления кварца

(рис. 1.5.1.19). В фосфоритах Ухагольского и Улеиндабинского месторождений содержание нерастворимого остатка, представленного конкреционным кварцем, достигает 20-25%. Шестоватые кристаллы имеют размер до 0,1 мм и развивается по фосфатным обособлениям.

Катагенетический кварц образует участки, пятна, прожилки различной формы и размера. Представлен микро-крупнозернистым агрегатом ксеноморфных зерен и хорошо ограниченных таблитчатых кристаллов размером до 0,5мм. Развивается по доломиту и фосфату. Часто сопровождается выделениями мелких зерен вторичного апатита (рис. 1.5.1.30).

Кальцит в фосфоритах вторичный, имеет подчиненное значение, за исключением известковых фосфоритов Ухагольского и Хубсугульского месторождений, где минерал в стадию катагенеза замещал доломит и фосфат (рис. 1.5.1.31).

Глинистые минералы широко проявлены в «сланцевых» фосфоритах, составляющих на Харанурском, Ухагольском и Улеиндабинском месторождениях 20-25%. В заметном количестве такие фосфориты развиты на Урундушском участке Хубсугула, а также на Бурэнханском месторождении. Кроме того, они отмечены в Н.О. многих других разновидностях фосфоритов. Представлены серицитом, изредка гидрослюдой; иногда диагностируются каолинит, шамозит и смешаннослойные образования типа вермикулит-иллит, разбухающий хлорит (табл. 1.4.1.4, рис.1.5.6.1).

Таблица 1.4.1.4.

Характеристика глинистых минералов фосфоритов ОХФБ.

№ обр	месторождения	минералы	межплоскостные расстояния, (001 А)			распространение
			природные	с глице-рином	прокаленные до 600 ⁰ С	
680-75 21-81 49-77 184-78	Ухагольское, Харанурское, Хубсугуль-ское	слюды	10	10	10	основные
292-74 660-75	Ухагольское	вермикулит-слюда	15,8	15,8	*-	примесь
313-73 413-74 184-78	Ухагольское Харанурское, Хубсугульское	разбухающий хлорит	14,9	17,67	14,7	примесь
321-75 179-73	Боксонское, Ухагольское	каолинит шамозит	7,17 7,08	7,17 7,08	7,17 -	примесь примесь

Примечание: *- исчезает при прокаливании.

Пирит, гидроокислы железа, полевые шпаты, апатит, флюорит, органическое вещество в афанитовых фосфоритах развиты незначительно и в сумме составляют около 5%. Пирит преимущественно седиментационно-диагенетический. Отмечается в виде дисперсной примеси и мелких кристалликов в безфосфатных «сланцевых» слоях. Реже наблюдаются катагенетический пирит, образующий прожилки. Помимо морфологических отличий

генерации пирита различаются по содержанию As. Ранние выделения минерала содержат менее 0,0003% элемента, поздние – более 0,1%. При выветривании фосфоритов пирит переходит в гидроокислы железа.

Полевые шпаты обнаружены рентгенофазовым анализом в пелитовой фракции глинистых слоек «сланцевых» фосфоритов (рис.1.5.6.1). В мономинеральных фосфоритах Харанурского месторождения, кроме того, они отчетливо развиваются по фосфату, образуя зонального шести и четырехугольные таблитчатые метакристаллы размером 0,025-0,25мм (рис. 1.5.1.33). Количество их достигает 5-10 %. Представлены плагиоклазами номеров от 52 до 27 и изредка микроклином и ортоклазом. В плагиоклазах от центра к краям состав кристаллов меняется от более основных к более кислым. Природа полевых шпатов, по-видимому, эпигенетическая.

Апатит имеет катагенетическую природу и наблюдается по краям фосфатных обособлений, затронутых окварцеванием; представлен таблитчатыми кристалликами размером 0,05-0,1 мм (рис. 1.5.1.29).

Флюорит в дисперсной форме устанавливается в нерастворимых остатках рентгенофазовым анализом. Кроме того, в фосфоритах Харанурского, Ухагольского и Боксонского месторождений он изредка отмечается в центральных частях кварц-карбонатных прожилков в виде хорошо оформленных кристалликов размером до 1мм. Происхождение его связывается с катагенетическими изменениями фосфоритов и рассматривается как продукт замещения фосфата вторичными минералами либо его перекристаллизацией из фторкарбонатапатита во фторапатит. Высвобождавшийся при этом фтор, претерпев незначительную миграцию осаждался в форме флюорита [39, 223. 272,] (рис. 1.5.1.32).

Органическое вещество (ОВ) в карбонатных афанитовых фосфоритах составляет от первых долей до 1%; в глинистых и кремнистых фосфоритах достигает 6%. В основном оно представлено в дисперсно рассеянной форме и образует бесструктурную массу, придающую породе темносерую и черную окраску. Очень часто оно концентрируется в фосфате, образуя хлопья, сгустки, либо равномерно рассеянную сыпь. Экстракцией хлороформом и спиртобензольной смесью из ОВ выделены битумные фракции, характеристика которых приводится в таблице 1.4.1.5.

Обращает внимание некоторое отличие битумов фосфоритов от битумов нефтяного ряда. В частности, люминесцентным анализом установлено, что выделенные битумы дают четкий зеленый оттенок. В целом же, как можно судить по таблице 1.4.1.5, ОВ близко к сапропелевому типу.

Битумы изучались ИК- спектроскопией. В спектрах обнаружены валентные колеба-

Таблица 1.4.1.5.
Характеристика органического вещества и битумной фракции
фосфоритов месторождений ОХБ.

Месторождение	N образца	Содержание битумов, %			C _{орг.}		
		Хлорбензолный (ХБ)		Спиртобензолный (СББ)			
Харанурское	189-78	0,005		0,013	0,65		
	147-78	0,014		0,016	1,03		
	10	0,003		0,011	5,97		
Ухагольское	262-75	0,014		0,016	1,04		
	83-74	0,010		0,014	0,24		
	95-74	0,013		0,018	1,00		
Элементный состав битумов фосфоритов, %							
Месторождение	N обр.	(ХБ)			(СББ)		
		N	C	H	N	C	H
Харанурское	189-78	0,72	55,94	6,26	0,79	48,32	5,44
	147-78	0,72	52,48	6,34	0,76	46,44	5,64
Ухагольское	262-75	0,41	55,43	8,93	0,41	65,43	8,93
	83-74	0,48	61,38	8,27	0,58	50,45	6,52
	95-74	0,44	62,33	8,77	0,56	58,32	6,48

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ИГИРГИ под руководством Р.А.Твердовой

ния С-Н связей CH_2 и CH_3 групп алифатических углеводородов с частотами 2850 см^{-1} , 2925 см^{-1} , 2955 см^{-1} . Выявлены деформационные колебания С-Н связей с частотами 1380 см^{-1} и 1470 см^{-1} . Отчетливо проявлены полосы карбонатного поглощения $\text{C}=\text{O}$ с частотами 1720 см^{-1} , 1740 см^{-1} , 1760 см^{-1} . Установлены слабые полосы в интервале $3000\text{-}3100 \text{ см}^{-1}$ и $1630\text{-}1650 \text{ см}^{-1}$, что позволяет предполагать наличие валентных N-H колебаний и амидного поглощения (рис.1.4.1.4). Резко выражены полосы с частотами 1050 см^{-1} , 1100 см^{-1} , 1160 см^{-1} , которые относятся к фосфор – кислородным валентным колебаниям при двойной связи $\text{P}=\text{O}$. Отмечены слабые полосы 725 см^{-1} и 960 см^{-1} , отвечающие симметричным и ассиметричным колебаниям мостиковых связей P-O-P . Наличие фосфора в битумах подтверждено также спектральным анализом (1%). Следовательно в ОВ фосфоритов присутствуют фосфорорганические соединения.

Нерастворимая часть ОВ в основном представлена дисперсным углисто-графитовым материалом. Температура выгорания основных фаз $335\text{-}660^\circ\text{C}$ (рис. 1.4.1.5).

Химический состав афанитовых фосфоритов отражает их минеральные особенности. (табл 1.4.1.8).

Конкреционные фосфориты по размеру и морфологии фосфатных обособлений подразделяются на микро – (0,1-0,5мм) и макроконкреционные (собственно конкреционные). Микроконкреционные фосфориты пространственно ассоциируют с «афанитовыми» слой-

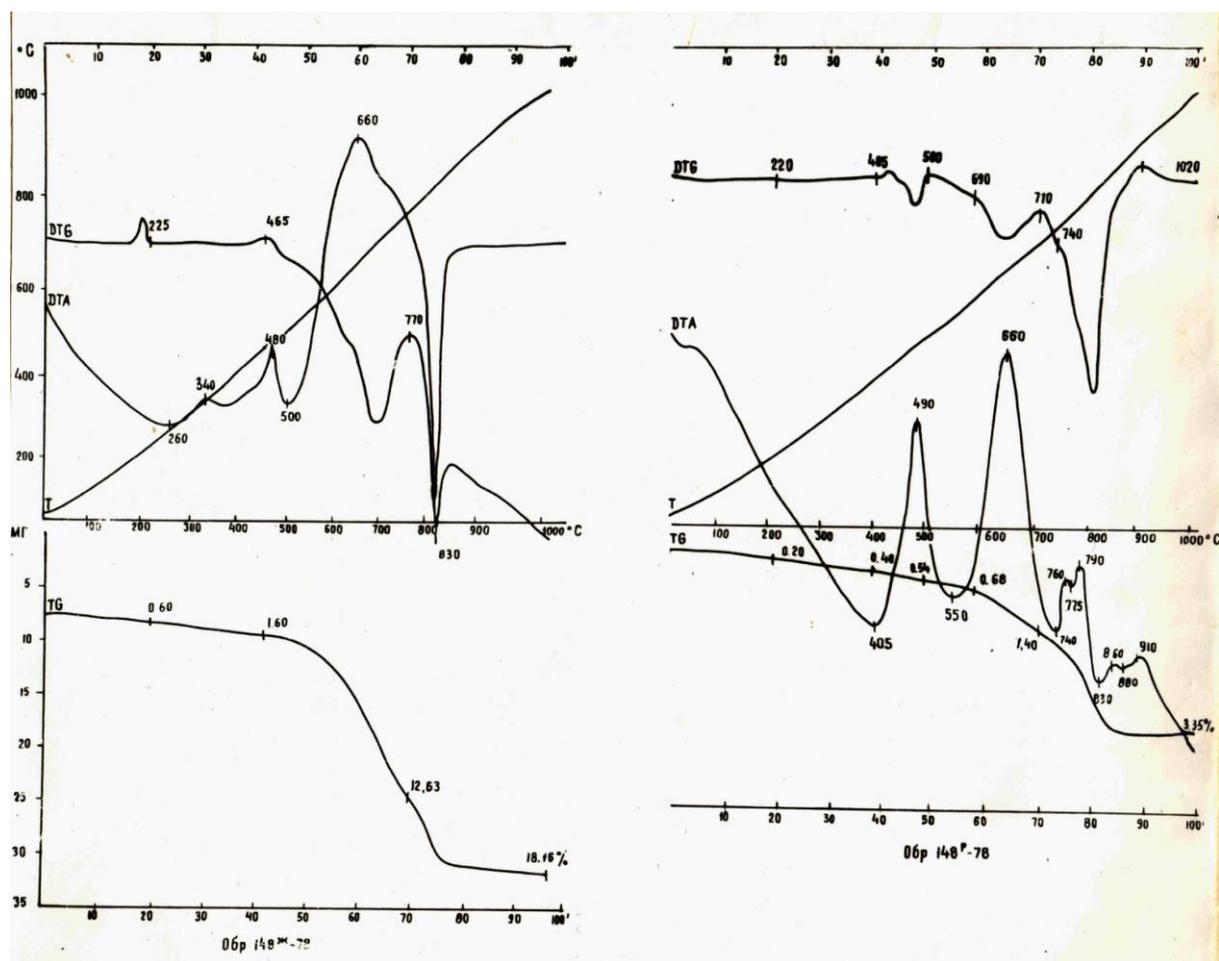


Рис. 1.4.1.5. Примеры дериватограмм фосфатов афанитовых фосфоритов Харанурского месторождения. Обр.140ж-78- «сланцевый» фосфорит, 148р-78- мономинеральный фосфорит.

ковыми фосфоритами, с которыми связаны постепенными переходами. На месторождениях они чередуются не только в разрезе, но и по площади, образуя основные пласты. В целом, эти породы можно охарактеризовать как доломиты, сланцы либо песчаники с обильно послойно расположенными фосфатными микроконкрециями. Внешне и по строению они сходны с «афанитовыми» фосфоритами, но отличаются от последних микрзернистым (микроконкреционным) сложением фосфатных слоев (рис. 1.4.1.6; 1.5.1.15; 1.5.1.16; 1.5.1.21).

Размер зерен – конкреций от 0,05 до 1мм, преобладает 0,15-0,25 мм. Морфология их различна. Обычно это неправильно округлые образования со слабо волнистыми границами, реже – овальные либо круглые; достаточно часто червеобразные или имеют вид изогнутых линзовидных полосок; иногда принимают форму пятен с причудливыми наростами (рис.1.4.1.6, 1.4.1.7, 1.4.1.8, 1.5.1.15). Сложены микроконкреции изотропным фосфатом, нередко включающим дисперсную примесь минералов цементирующей массы (рис.1.5.1.15). Фосфат неравномерно пигментирован органическим веществом. В зависи-

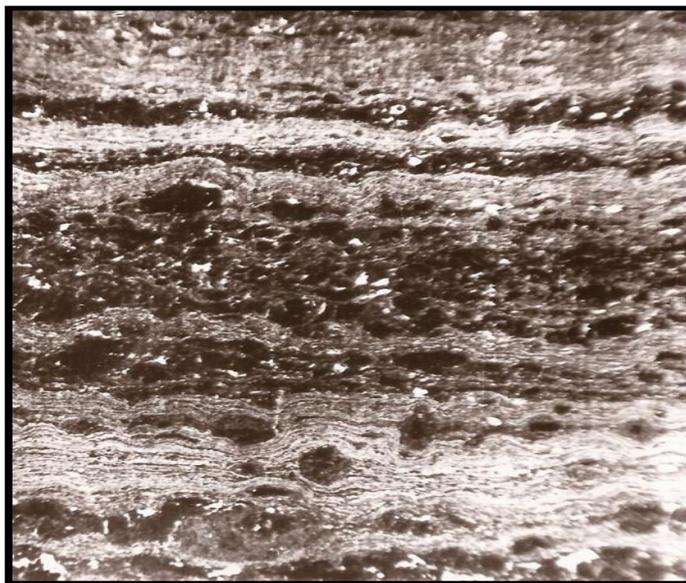


Рис.1.4.1.6. Микроконкреционный глинисто- кремнистый тонкослоистый фосфорит. Черное и темно-серые обособления- фосфатные выделения. Серые участки – цементирующая глинисто-кремнистая масса. Белые участки- пустоты выщелачивания. Пласт 1. Хубсугульское месторождение. Ув. 57^x, без анализатора.

мости от его распределения микроконкреции имеют равномерную или зональную окраску. Основное их количество сконцентрировано в невыдержанных по мощности (0,05-100 мм) слойках и линзочках, которые чередуются в породе через 0,05- 20 мм.

Насыщенность слойков и линзочек микроконкрециями различна. В них они либо плотно прижаты, либо разобщены цементирующей массой. В последнем случае морфология таких зерен – конкреций зависит от текстурных особенностей цемента. При развитии слоистых текстур доминируют вытянутые микростяжения; при однородных – существенно круглые (рис1.4.1.7). В участках скопления, микроконкреции приспособляются к друг к другу и мелкие их зерна повторяют форму пор между более крупными стяжениями рис1.4.1.8. В шлифах также наблюдаются постепенные переходы от микроконкреционных к афанитовым фосфатным слойкам. В местах, где конкреции плотно прижаты, они теряют четкие очертания, укрупняются и незаметно сливаются между собой в фосфатные линзы, а затем и в слойки, у которых с краев к центру исчезает микроконкреционное сложение рис.1.4.1.8.

Резкие переходы отмечаются, когда цемент микроконкреций замещается фосфатом. Благодаря этому последние оказываются заключенными в фосфатных линзовидных слойках с афанитовым строением. В таких случаях у них часто сохраняется минеральная реликтовая примесь, а целые участки слойков наследуют микротекстурные особенности цемента рис.1.4.1.9.

Фосфат микроконкреционных фосфоритов представлен минералами в диапазоне изоморфного ряда фторапатит-курскит и, в целом, является более карбонатным, чем фосфат афанитовых фосфоритов. Кристаллооптические и рентгеноструктурные его параметры колеблются в пределах : $N_{\text{ср.}}$ – 1,610-1,630 (чаще 1,619-1,628); «а» - 9,32-9,37А (чаще 9,356-9,36 А), «с» - 6,88-6,89 (табл. 1.4.1.2).

Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что внутреннее строение микроконкреций принципиально не отличается от фосфатных слойков, хотя, в целом, фосфат микроконкреций раскристаллизован заметно слабее. Однако и здесь выявляются все основные минеральные фазы, охарактеризованные в таблице 1.4.1.3 и на рис. 1.5.1.38-1.5.1.38(б).

Особенности химического и минерального состава пород отражены в табл. 1.4.1.8.

Собственно конкреционные фосфориты (рис.1.4.1.10). развиты в краевых зонах Ухальского месторождения и, главным образом, локализуются в основании третьего пласта нижней фосфоритной пачки. Это черные или бурые при выветривании конкреционные тела, заключенные среди сланцев, реже доломитов. Размер их от 0,02x0,1м и до 0,3x0,5м. Форма каравая- и лепешкообразная, реже эллипсоидальная. Сложены в основном зеленовато-бурым или темно-коричневым фосфатом. В зависимости от распределения ОВ конкреции имеют хлопьевидное, сгустковое, комковатое, пятнистое, пеллетное, а в отдельных участках оолитоподобное внутреннее строение. По минеральному составу различаются мономинеральные, кремнисто-фосфатные, доломито-фосфатные и кварцево-фосфатные образования с массовой долей P_2O_5 от 14 до 36%.

Фосфат в конкреционных фосфоритах изотропный и раскристаллизованный (микросталлический). Последний в основном отмечается мономинеральных конкрециях, где образует тонкие (0,005-0,01 мм) прерывистые выделения, а также каемки вокруг стяжений ОВ, зерен кварца, скоплений минеральных примесей. Показатель преломления раскристаллизованного фосфата $N_{\text{ср.}} = 1,627-1,629$; изотропного -1,619-1,624. В целом же по рентгеноструктурным параметрам фосфат ближе к фосфатному минералу микроконкреционных фосфоритов и характеризуются как фторкарбонатапатит с параметрами «а» - 9,36 А и «с» - 6,88 А. Электронной микроскопией в фосфате устанавливаются реликты гелеподобного вещества и кристаллические фазы его раскристаллизации.

Химический состав конкреционных фосфоритов отражает их минеральные особенности. (табл 1.4.1.8).

Пеллетные фосфориты (рис1.4.1.11) – породы, сложенные округлыми фосфатными обособлениями неясной генетической природы. В качестве постоянных элементов фосфори-

ты присутствуют на всех месторождениях ОХФБ, где отмечаются в виде тонких слойков или прослоев мощностью до 1,5 м. Крупные их скопления развиты в верхней части третьего пласта Ухагольского месторождения.

Макроскопически пеллетные фосфориты похожи на микроконкреционные и состоят из чередующихся слойков доломитов, сланцев и песчаников, неравномерно насыщенных фосфатными пеллетами. Мощность прослоев от долей до 100мм. Широко развиты также фосфориты простого сложения, в строении которых участвует только один из вышеотмеченных элементов. Соответственно различаются доломитовые, кремнисто-слюдистые (сланцевые), кварцевые и доломито-кварцевые (песчаниковые) разновидности, а также фосфориты смешанного (многокомпонентного) состава.

Д о л о м и т о в ы е ф о с ф о р и т ы сложены фосфатными пеллетами, цементированными мелко- крупнозернистым доломитом, иногда частично кальцитом и халцедоном, замещающими доломит. Тип цементации базальный со следами и без следов коррозии фосфатных обособлений. Количество фосфата 25-50%, доломита 40-65%, других минералов –до 10% (рис.1.4.1.11).

В к р е м н и с т о - с л ю д и с т ы х ф о с ф о р и т а х фосфатные пеллеты цементированы тонко раскристаллизованным агрегатом кремнисто-слюдистого или карбонатно – слюдистого состава, слагающего не менее половины объема породы.

К в а р ц е в ы е и д о л о м и т - к в а р ц е в ы е ф о с ф о р и т ы - это песчаники, в межзерновом пространстве которых заключены фосфатные пеллеты. Соотношение кварца, фосфата, доломита варьирует, что позволяет различать кварцито-песчаники и песчаники с содержанием фосфата от 15 до 40% (рис1.4.1.12), а также песчаники, где кварц (15-60%) и фосфатные пеллеты (15 - 50%) цементируются разнозернистым доломитом (10-50%). Тип цемента базальный или поровый.

В ф о с ф о р и т а х с м е ш а н н о г о (м н о г о - к о м п о н е н т н о г о) с о с т а в а фосфатные пеллеты концентрируются в песчаных слойках, периодически – в доломитовых и практически отсутствуют в сланцевых (рис.1.4.1.13).

Кварц в фосфоритах терригенный и аутигенный (катагенетический). Терригенный кварц представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами изометричной, иногда вытянутой формы, размером 0,05-0,75 мм (0,1-0,25 мм); сопровождается цирконом, хромитом, ильменитом, рутилом, магнетитом. В участках скопления кварцевые зерна со структурами конформного растворения и регенерации и обычно сливаются в кварцитовидные агрегаты. Катагенетический кварц монокристаллический, образует псевдоморфозы по фос-

фатным пеллетам; особенно широко развит в песчаниковых и кварцитопесчаниковых породах.

Пеллеты сложены изотропным фосфатом с параметрами: N= 1,619-1,628; «а»- 9,35-9,37А и «с»-6,89А. В основной массе пеллеты похожи на правильно округлые или овальные микроконкреции. Встречаются также формы напоминающие обломки или псевдоморфозы по органическим остаткам и карбонатным стяжениям. В кварцитопесчаниках пеллеты деформированы в причудливые выделения, которые заполняют поровые промежутки или приурочены к контактам кварцевых зерен. Средний размер пеллет сопоставим с зернами кварца. Это, а также отмечаемая в породах косая слоистость, служат косвенным доказательством участия в формировании пеллетных фосфоритов перемывов осадков. По качеству также фосфориты в целом заметно уступают микроконкреционным и афанитовым фосфоритам, при образовании которых перемывы отсутствовали. Это показывает, что перемывы не приводили к обогащению фосфоритов, поскольку, по-видимому, были кратковременными.

Особенности химического и минерального состава пород отражены в табл. 1.4.1.8.

Органоморфные фосфориты распространены на Боксонском, Харанурском и Хубсугульском месторождениях; представлены онколитовыми и строматолитовыми разновидностями.

Онколитовые фосфориты (рис1.4.1.14) впервые выделены П.В. Осокиным на Боксонском месторождении. Детально их описал Б.Г. Гуревич [121] и показал, что ими представлены основные запасы месторождения. Это светло-серые мелкозернистые породы с горизонтальной, линзовой и косой слоистостью (рис. 1.4.1. 14; 1.4.2.6; 1.4.2.8). сложенные в разной степени фосфатизированными онколитами и тонко-мелкозернистым доломитовым цементом. Изредка присутствует терригенный кварц (до 10%), мелкие обломки доломита и мономинерального фосфорита. Размер онколитов 0,05-0,15мм. По определениям З.А.Журавлевой они представлены *Vesicularites restus* Z. Zhur., *V. Lobatus* Reitl, *Volvatella vadosa* Z. Zhur. Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах 7-22%, Н.О. – 1-10%.

На Харанурском месторождении онколитовые и обломочно – онколитовые фосфориты приурочены к средней части первого пласта, где их мощность достигает 12 м. Среди них, помимо доломитовых, выделяются кремнисто-доломитовые, доломито-кремнистые и мономинеральные разновидности. В мономинеральных фосфоритах цементом онколитов и фосфоритовых обломков (0,1-10мм) служит фосфат, заместивший первичный доломит. В других разновидностях онколиты коррозионно цементируются доломито-кварцевым и кварц-доломитовым агрегатом (рис1.4.1.14). Кварц катагенетический, замещает доломит и фосфат. Часть фосфата переотлагается и кристаллизуется на границе фосфатных выделений

в виде мелких зерен апатита. Размер онколитов 0,1-3мм. Среди них З.А. Журавлевой определены формы: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur; *Osagia nimia* Z. Zhur; *Volvatella vadosa* Z. Zhur; *V. ronalis* Nar. Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах 7-35%, Н.О. – 5-40%.

Строматолитовые существенно мономинеральные и кремнисто – доломитовые фосфориты в пределах ОХФБ впервые выделены автором [74,77]. Это темноокрашенные породы, сложенные фосфатизированными столбчатыми и пластовыми постройками, которые включают 7-32% P_2O_5 и 15-55% Н.О. (рис.1.4.1.15; 1.5.1.1; 1.5.2.8). На Харанурском месторождении они приурочены к средней части первого пласта, на Боксонском – к основанию фосфоритной пачки, а на Хубсугульском месторождении такие фосфориты являются составной частью биострома, закартированного в строении продуктивного разреза Онголигнурского участка. Столбчатые строматолиты грушевидные и цилиндрические с закругленной вершиной. Наиболее широко развиты первые. Высота их 15-25см, ширина в основании 8-10см, в вершине 3-5см. Хорошей сохранности строматолиты встречены в скв. 12 Боксонского месторождения. По заключению М.Е. Раабен они представлены *Schancharia Korol* (sp.indet). Внутреннее строение строматолитов по краям микрослоистое и неяснослоистое в центре. Слоистость выражена чередованием темных и более светлых фосфатных, карбонатных, кремнистых или смешанного состава слоев. Отмечаются также включения и линзочки обломочного материала.

Пластовые строматолиты образуют прослойки мощностью до 15см, которые по разрезу могут повторяться многократно. Так, например, по скважинам Харанурского месторождения (18^{бис}, 015) строматолитовый горизонт прослеживается на протяжении 5-6м, а в отдельных хубсугульских разрезах эта мощность может увеличиваться до 12-15м (скв.161). Нередко тонкие корочки строматолитов обволакивают крупные обломки. По мнению М.Е. Раабен, среди всего этого многообразия доминируют формы близкие к группе *Irrregularia Korol*. Также как и столбчатые, пластовые постройки сложены преимущественно фосфатными, и в меньшей степени, доломитовыми и кремнистыми микрослойками - ламинами, осложненными на выпуклостях крошечными столбиками. (рис.1.4.1.15).

Электронномикроскопическое изучение фосфата органоморфных фосфоритов показало, что по особенностям ультрамикростроения он сходен с фосфатом слойковых фосфоритов. Параметры его $N=1,620-1,628$; «а»=9,36-9,37А; «с»=6,89А.

Еще одной своеобразной разновидностью органоморфных фосфоритов являются руды пятого пласта Хубсугульского месторождения. Для них характерны в разной степени затушеванные вторичными процессами реликтовые структуры, унаследованные ими от

микрофитолитовых доломитов, при фосфатизации которых они образовались. Основные петрографические признаки таких фосфоритов подробно рассмотрены в разделе 1.3.5.а. Здесь же только отметим, что помимо доломитовых, распространены и другие по минеральному составу разновидности, обогащенные кальцитовым либо кремнистым веществом. Показатель преломления фосфата $n = 1.628-1.630$; «а» - 9,367А; «с» - 6,891А. Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах 7-32% (17,7%), Н.О. – 1-10% (5,1%).

Химический состав фосфоритов отражает их минеральные особенности. (табл 1.4.1.8).

Обломочные фосфориты (рис.1.4.1.16; 1.4.2.2; 1.4.2.3; 1.4.2.12.) на месторождениях ОХФБ развиты незначительно и представлены псаммитовыми, гравелитовыми и брекчиевыми разновидностями, среди которых резко преобладают последние (рис. 1.4.1.17; 1.4.2.2). Наиболее заметна их роль на Харанурском месторождении, где они сконцентрированы в пределах нижнего пласта и слагают до 25 м разреза. Кроме того, они встречаются на Бурэнханском, Цаганурском и Хубсугульском месторождениях. Чаще всего их можно встретить на флангах или на отдельно приподнятых конседиментационных блоках. Но и в этих случаях, даже на наиболее крупном месторождении ОХФБ – Хубсугульском, мощность их не превышает 10-12 м. Макроскопически - это однотонные или пятнистоокрашенные породы, массивного либо слоистого сложения, различающиеся по характеру обломочного материала и составу цемента.

Обломочный материал состоит из различных фосфоритов и резко им подчиненных доломитов (5-30%), в редких случаях к ним примешивается терригенный кварц, кремни и сланцы (5-10%). Обломки вытянутой, подчиненно - изометричной формы, как правило, плохо сортированы. Размер у них от долей мм до 20см. В псефитовой фракции доминирует размерность 3-5 см, в псаммитовой - 0,1-0,5 мм. Среди крупных обломков резко преобладают остроугольные, среди мелких – угловато-окатанные. Фосфоритные обломки окатаны хуже доломитовых. Крупный материал разноориентирован. В основном представлен фрагментами взломанных слойков, иногда со следами незначительного перемыва. По этому признаку среди обломочных фосфоритов выделяются брекчии взламывания, подчиненно перемыва, редко – конглобрекчии.

Цемент фосфоритов (15-50%) доломитовый, кремнисто – доломитовый, фосфатный; в катагенетически измененных породах – коррозионный кварцевый, пятнами – серицит-кварцевый, неравномерно раскристаллизованный. Тип цемента базальный, подчиненно поровый. В псефитовых фосфоритах цемент смешанный, тонко – и мелкообломочный с карбонатным, кремнисто-карбонатным и фосфатным заполнителем. Обычно качество обломочных фосфоритов невысокое. Массовая доля P_2O_5 не превышает 18-20% и,

обычно, укладывается в пределах 7-15%.

Коррозионно-фрагментарные фосфориты (рис. 1.4.1.18; 1.4.1.19; 1.5.1.24; 1.5.1.30; 1.5.1.31) – это интенсивно измененные катагенетической карбонатизацией и окварцеванием фосфориты вышерассмотренных типов, где различные формы обособления фосфатного вещества сохранились в виде отдельных фрагментарных участков, корродированных вторичными минералами. Впервые эти фосфориты подробно описаны А.В. Ильиным [183] на Хубсугуле, но они также являются важными разновидностями и на других месторождениях ОХФБ. Во всех случаях такие породы пространственно и генетически тесно связаны с афанитовыми фосфоритами, от которых отличаются повышенным содержанием карбонатов и кварца, а также дезинтегрированным строением фосфатных слойков. Последние состоят из разобренных фосфатных фрагментов, коррозионно цементированных мелко-крупнозернистым доломитом, кальцитом, кварцем. Наблюдаются постепенные переходы от дезинтегрированных участков к ненарушенным фосфатным слойкам, что свидетельствует о формировании фрагментов за счет замещения слойков вторичными минералами. Форма фрагментов неправильная с причудливыми очертаниями либо напоминает обломочную. Соответственно, различаются фосфориты с выделениями неправильной формы и псевдообломочные (рис.1.4.1.19; 1.5.1.24; 1.5.1.30; 1.5.1.31). Первые с заливообразными и занозистыми границами образовались при неравномерной коррозии однородных фосфатных слойков и имеют размер до 3 мм, чаще 0,1-0,5 мм. Фрагменты обломочного облика мелкие (0,05-2 мм) и крупные (0,2-10 см). Мелкие обособления в основном округлые с изометричными очертаниями. Их возникновение связано с избирательным замещением фосфатных слойков со сгустковым и пеллетным строением. Обычно такие комки и сгустки унаследуются от структур фосфатизированных микрофитолитовых карбонатных пород. Последующее развитие вторичных минералов «препарирует» неоднородности фосфатных слойков, в результате чего возникают песчаникоподобные структуры иногда неотличимые от структур кластогенных пород (рис. 1.5.1.24). Примером сказанного служат фосфориты первого пласта Ухагольского, а также часть руд пятого пласта Хубсугульского месторождений, состав которых известковый либо доломитовый – известковый. На Хубсугульском месторождении к этой же группе фосфоритов относятся заключенные в биостроме зернисто-пеллетные кремнисто – доломитовые руды, сложенные фосфатными частицами размером 2-3 мм.

Что касается вышеотмеченных крупных фосфатных фрагментов, то они напоминают разноразмерный щебень. Образование их происходило, когда мощные фосфатные слойки дезинтегрировались при развитии разноориентированных кварц – карбонатных прожил

ков. В результате формировались брекчиеподобные фосфориты, наиболее типичные для первого пласта Харанурского и Бурэнханского месторождений (рис. 1.4.1.18; 1.5.1.30). Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах 7-36%, Н.О. – 1-42%.

Более подробные особенности химического и минерального состава пород показаны в таблице 1.4.1.8

Микрокристаллические фосфориты (рис.1.4.1.20; 1.5.1.35; 1.5.1.38(в)) распространены на Харанурском, Бурэнханском и Хубсугульском месторождениях, где представлены породами, измененными процессами динамо- и контактового метаморфизма в зонах тектонических нарушений и магматических интрузий. Наиболее заметен контактовый метаморфизм на двух последних месторождениях.

На Хубсугульском месторождении контактово-метаморфизованные фосфориты составляют около 5% запасов и развиты в центральной части Онголигнурского участка. Разведочными выработками они прослежены по простиранию на 600м и по падению на 450м (РП XXVI и XXVII). Представлены телами, мощностью 10-35 м, которые пространственно совпадают с основными пластами месторождения. Среднее содержание P_2O_5 в рудах 18%. В отличие от других разновидностей, основными их минералами, наряду с фосфатом и кальцитом, являются тремолит, актинолит, тальк (в сумме 30-35%). Они образуют игольчатые выделения, крупные звездчатые розетки, спутанно - волокнистые агрегаты. Метаморфизм сопровождался формированием метасоматитов и скарноподобных пород сфен-биотит-кальцит-кварцевого, волластонит - актинолит-кальцитового и тальк-тремолит-актинолит-кальцитового состава. В виде примеси присутствуют диопсид, роговая обманка, полевой шпат. Оригинальной особенностью метаморфизованных фосфоритов является частое переслаивание в разрезе с неизмененными или слабо измененными породами, образующими прослойки мощностью от нескольких см до 2-3м. Метаморфизм протекал с привнесением в фосфоритную пачку Si; Fe; K; Al; Ti. По восстанию пачки и по направлению к вмещающим породам интенсивность процессов ослабевает.

В наиболее измененных породах не сохраняются первичные текстуры и структуры, а сам фосфат осветлен, частично раскристаллизован до апатита и обычно находится в тонком сростании с кальцитом и силикатами магния.

По основным параметрам он относится к членам изоморфного ряда франколит-фторапатит и фторапатит – гидроксил – апатит (табл.1.4.1.2). Характерная низкая карбонатность (~ 1% CO_2), слабый или заметный дефицит фтора, постоянное, хотя и незначительное присутствие в структуре ионов Na^+ и SO_4^{2-} . Из микропримесей содержит Zn; Cu; Sr; Ba; Mn. От неизмененного фосфата отличается повышенным показателем преломле-

ния (N=1634). По остальным структурным и физическим параметрам различия минералов незначительны.

Резко отличаются метаморфизованные фосфориты по данным электронной микроскопии. Типичная высокая степень их кристалличности, специфичная короткостолбчатая с пирамидальным окончанием форма кристаллов и размер, на порядок превышающий крупность кристаллитов неметаморфизованных фосфоритов.

Метаморфизм фосфоритов обусловлен воздействием высокотемпературных флюидов, проникавших вдоль маломощных зон милонитизации, ориентированных по слоистости фосфоритной пачки. Судя по ассоциации фосфата с тремолитом и актинолитом, температура флюидов была около 300⁰ С.

Таблица 1.4.1.6.

Основные параметры фосфатного вещества метаморфизованных и неметаморфизованных фосфоритов Хубсугульского месторождения.

N .п/п	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅ л.р.	F _{общ} / P ₂ O ₅	F _{кис.р} / P ₂ O ₅	CO ₂ / P ₂ O ₅	CaO/ P ₂ O ₅	SO ₃ / P ₂ O ₅	Na ₂ O/ P ₂ O ₅	Na ₂ O/ SO ₃
1	39,7	4,7	0,071	0,065	0,028	1,348	0,015	0,013	0,083
2	38,65	5,6	0,062	0,057	0,021	1,322	0,005	0,012	2,25
3	40,3	3,0	0,089	0,87	0,027	1,345	0,007	0,019	2,50
4	39,0	3,7	0,069	0,061	0,022	1,326	0,021	0,008	0,38
5	40,8	2,5	0,078	0,074	0,012	1,324	0,006	0,011	2,25
6	41,0	3,15	0,078	0,074	0,021	1,307	0,000	0,007	2,0

Окончание таблицы

N .п/п	«а» А	«с»,А	I d300 d121	I d004 d410	N _{CP}	Удельная площадь поверхности
1	9,373	6,887	0?56	1.18	1,626	1,2
2	9,384	6,887	0?59	1.19	1,627	6,3
3	9,365	6,883	0?56	1.26	1,623	1,3
4	9,377	6,883	0?59	1.14	1,634	2,1
5	9,362	6,883	0?62	1.29	1,634	1,1
6	9,373	6,891	0?60	1.91	1,634	1,0

Примечание: 1-3-фосфат неметаморфизованных фосфоритов;4-5-фосфат метаморфизованных фосфоритов.

На Бурэнханском месторождении фосфоритная пачка картируется в виде останцов среди девонских гранодиоритов и нефелиновых сиенитов пермь-триасового возраста. В экзоконтактных зонах с интрузиями породы ороговикованы и мраморизованы; по ним развивается тальк – тремолитовый агрегаты, местами фосфатные выделения преобразуются в агрегаты тонкозернистого апатита. Что касается основной массы руд, то, несмотря на широкое развитие на месторождении магматических пород, признаки метаморфизма в фосфоритах макро- и микроскопически выражены неубедительно. А.В. Ильин [188] ви-

дит следы этих процессов в появлении фосфатных минералов, близких к гидроксилapatитам, которые выделяются дефицитом фтора ($F/P_2O_5 < 0,05$) и увеличенными параметрами кристаллической решетки ($\langle a \rangle = 9,38 \text{ \AA}$)

Фосфориты, связанные с динамометаморфизмом распространены на Харанурском месторождении, где представлены породами первого пласта, измененными в зоне тектонического нарушения. Они выделяются светлой, пестрой окраской, апатитоподобным обликом фосфата, включениями флюорита, а также отчетливой сланцеватой текстурой фосфатных обособлений, благодаря чему последние распадаются при механическом дроблении на тончайшие чешуйки. Структурно-текстурные особенности фосфоритов носят как унаследованный, так и новообразованный характер. Как правило, доминируют первые, представленные реликтовыми обломочными, слойковыми и органоморфными разновидностями. Среди новообразованных текстур наиболее развиты брекчиевидные, полосчатые, пятнистые и сланцеватые. Основные минералы : фосфат- 20-85% (40%); доломит- 15-80% (20%); кварц-5-80% (25%); кальцит -5-30%(15%); в и хлорит.

Фосфат полупрозрачный голубой, светло-зеленый, желтый, реже коричневый, в шлифах бесцветный микрокристаллический, при включенном анализаторе крупными полями угасает по типу монокристалла, нередко переходит в тонко – мелкозернистый апатит, часто образует выделения с отчетливой микроплойчатой текстурой; замещается мелкозернистым доломитом, кварцем, кальцитом. По основным показателям относится к фторапатиту с параметрами: $N-1.627-1.630$; $\langle a \rangle-9.37-9.38 \text{ \AA}$; $\langle c \rangle-6,88-6,89 \text{ \AA}$. Химический состав его приведен в таблице 1.4.1.2. В формульном выражении это соответствует апатитовому минералу: $(Ca_{9,92} Na_{0,22})_{10,44} (P_{5,94} S_{0,04})_{5,98} (F_{1,73} OH_{0,16} O_{0,11})_2 O_{24}$. Вместе с тем он выделяется необычными для апатита отношениями интенсивностей дифрактометрических отражений $d_{300} = 2.70 \text{ \AA}$ к $d_{121} = 2.80 \text{ \AA}$ и $d_{0,04} = 1.72 \text{ \AA}$ к $d_{410} = 1.77 \text{ \AA}$. Как известно, для фтор- и гидроксилapatита они меняются от 0,5 до 0,6 в первом случае, и от 1 до 2 – во втором. Эти же значения присущи и неметаморфизованным фосфоритам ОХФБ. Напротив, для наиболее метаморфизованных микрокристаллических фосфатов отношение d_{300} / d_{121} меняется более чем в два раза, а $d_{0,04} / d_{410}$ – практически на порядок (табл.1.4.1.7).

Таблица 1.4.1.7

Некоторые данные рентгеновского анализа фосфатного минерала фосфоритов ОХФБ

№ п/п	№ образца	Фосфориты	Отношение интенсивностей отражений (300) ($d=2.7 \text{ \AA}$) к (121) ($d=2.8 \text{ \AA}$)	Отношение интенсивностей отражений (004) ($d=1.72 \text{ \AA}$) к (410) ($d=1.77 \text{ \AA}$)
1	2	3	4	5
1	165х-80	метаморфизованные	1,30	0,21
2	44-77	- " - " -	1,18	0,12

Продолжение таблицы 1.4.1.7				
1	2	3	4	5
3	231-78	- ' - - ' -	1,02	0,14
4	161x-80	- ' - - ' -	0,75	0,42
5	300 ^r -79	- ' - - ' -	0,72	0,81
6	18-59,5	- ' - - ' -	0,70	0,40
7	174x-80	- ' - - ' -	0,66	0,79
8	X1	- ' - - ' -	0,59	1,14
9	X2	- ' - - ' -	0,62	1,29
10	X3	- ' - - ' -	0,60	1,91
11	X4	неметаморфизованные	0,56	1,18
12	X5	- ' - - ' -	0,59	1,19
13	X6	- ' - - ' -	0,55	1,26
14	175-80	- ' - - ' -	0,65	0,68
15	465-78	- ' - - ' -	0,64	0,78
16	68-78	- ' - - ' -	0,63	1,07
17	392-121	- ' - - ' -	0,62	1,43
18	82-74	- ' - - ' -	0,61	1,0
19	575x-75	- ' - - ' -	0,6	1,13
20	467-78	- ' - - ' -	0,60	1,0
21	192 ^a -73	- ' - - ' -	0,59	1,0
22	149-73	- ' - - ' -	0,58	0,83
23	337-73	- ' - - ' -	0,58	1,17
24	1000-78	- ' - - ' -	0,58	1,20
25	189-78	- ' - - ' -	0,58	1,20
26	428-73	- ' - - ' -	0,56	1,0
27	300-74	- ' - - ' -	0,56	1,14
28	60-74	- ' - - ' -	0,56	0,92
29	290 ^o -74	- ' - - ' -	0,55	0,83
30	167-73	- ' - - ' -	0,54	1,11
31	123-73	- ' - - ' -	0,53	1,21
32	148 ^x -73	- ' - - ' -	0,50	1,0

Примечание: фосфориты месторождений: 1-7,14-16 – Харанурского; 8-13- Хубсугульского; 17-32-Ухагольского

Заметные различия устанавливаются также по ИК-спектрам (рис. 1.4.1.4). Так, фосфат метаморфизованных фосфоритов в области колебаний ν_4 групп $(\text{PO}_4)^{-3}$ дает три полосы поглощения, а неметаморфизованных – две (рис. 1.4.1.4). Это свидетельствует о существенном искажении тетраэдров $(\text{PO}_4)^{-3}$ в решетке фосфата метаморфизованных фосфоритов и снижении их симметрии по сравнению с $(\text{PO}_4)^{-3}$ - группами неметаморфизованных фосфоритов. В апатитах подобное явление известно при значительном замещении групп $(\text{PO}_4)^{-3}$ на карбонат ионы [214, 215] или при замещении Ca^{+2} на Sr^{+2} и Pb^{+2} в фосфате метаморфизованных фосфоритов незначительно и мало отлочно от содержания их в фосфате неметаморфизованных пород. Очевидно, искажение кристаллической решетки апатитового минерала произошло под воздействием тектонических стрессовых напряжений (см. разд.1.5.1).

На дифрактограммах микрокристаллического фосфата присутствует отражение с межплоскостным расстоянием $d = 2,97-2,99\text{Å}$, не относящееся к апатитовой структуре. Его можно отнести к тетракальциевому фосфату $4\text{CaO P}_2\text{O}_5$. Все остальные отражения этого минерала налагаются на отражение фосфата апатитовой структуры. Содержание данной фазы оценивается по относительной интенсивности отражений $2,98\text{Å}$. У наиболее измененных динамометаморфизмом фосфоритов она составляет 9-10%, у других фосфоритов около 2-3%.

По данным электронной микроскопии фосфат микрокристаллических фосфоритов представлен существенно однородным агрегатом сильно выгнутых кристаллов призматического габитуса, размеры которых на порядок превышают кристаллические индивиды неметаморфизованных фосфоритов (1.5.1.38(в)). Характерным является закономерное строение агрегатов, выраженное в чередовании зон с ориентированным и неориентированным размещением кристаллов, что обуславливает микрочешуйчатую (сланцеватую) текстуру фосфатных выделений.

Кварц в микрокристаллических фосфоритах образует полиэдрически-мозаичный, лапчато- и зубчато-мозаичный агрегаты, которыми сложены участки самой различной формы и размера. В наиболее измененных породах зерна кварца деформированы и причудливо изогнуты, как правило со структурами дифференцированного скольжения, часто превращены в волокнистые агрегаты с микрочешуйчатыми текстурами (рис.1.4.1.20; 1.5.1.35). нередко сопровождаются кальцитом и микрозернистым флюоритом. Кальцит представлен микрозернистым агрегатом и порфириновидными выделениями размером до 0,25 мм; замещает фосфат и доломит. Флюорит, помимо микрозернистых выделений, отмечается в доломитовом цементе в виде кристалликов размером 0,1 мм. Фуксит, мусковит, полевые шпаты образуют хорошо оформленные кристаллы размером до 0,25 мм. Хлорит слабо раскристаллизован, встречается в виде тонких прожилков.

Химический состав фосфоритов отражает их минеральные особенности (табл 1.4.1.8).

Фосфориты коры выветривания (рис.1.4.1.21, 1.4.1.22) представлены остаточными и инфильтрационно-метасоматическими разновидностями и отмечаются на всех месторождениях ОХФБ. Остаточные фосфориты локализуются в карстовых полостях и являются дезинтегрированными продуктами выветривания пород, слагающих фосфоритные пласты. Это разноразмерный рыхлый или слабо сцементированный щебневый и глыбовый материал, представленный кремнистыми и мономинеральными фосфоритами, кремнями, изредка сланцами. Массовая доля P_2O_5 в остаточных фосфоритах 7-32%, Н.О. – 25-70%.

Инфильтрационно – метасоматические фосфориты сопровождают остаточные. Это бе-

лые, светло-серые, коричневато-бурые, либо пятнистоокрашенные породы от рыхлых до камнеподобных, как правило, легкие, пористые, с реликтовослоистой или массивной текстурой. Основными породообразующими минералами являются гидрослюда, фосфат, кварц, содержание которых широко варьирует. В шлифах фосфориты сложены гидрослюдисто – фосфатным агрегатом, включающим разрозненные зернышки кварца; в виде пятен постоянно отмечаются участки с микрокавернозной текстурой, где очертание каверн повторяют форму выщелоченных карбонатных зерен (рис. 1.4.1.21). Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах 15-35%, Н.О. – 10-35%.

Электронно-микроскопическими исследованиями в фосфате устанавливаются гелеобразная и кристаллическая фазы. Гелеобразный фосфат натечного облика, образует ячеистый каркас фосфоритов. Кристаллический фосфат представлен спутанно-волокнустым агрегатом хорошо оформленных игольчато-шестоватых кристаллов апатита, которые нарастают на стенках и друзовидно заполняют ультрамикropоры (рис. 1.5.1.38(г)). Размер кристалликов 1,5-2 нм. Параметры кристаллической ячейки минерала «а» - 9,35А; «с» - 6,895А. На ИК- спектрах хорошо развиты колебания CO_3^{-2} -групп и OH^{-1} - ионов. Эти, а также рентгеноструктурные данные позволяют диагностировать фосфат как фторкарбонатапатит с заметной гидроксильной составляющей (рис. 1.4.1.4).

Другая минеральная форма фосфора встречается в железистых фосфоритах, где присутствуют железофосфаты. Наличие последних доказывается по существующему в породах значительному дефициту СаО, который устанавливается по отношению к P_2O_5 при минеральных пересчетах химических анализов. Ниже, в качестве примера, приводится один из таких анализов (%): Fe_2O_3 – 59.7; FeO -0.7; P_2O_5 -10.8; P_2O_5 л.р.-3.56; Al_2O_3 -1.05; СаО-11.7; K_2O -0.12; Na_2O -0.08; SiO_2 -11.2; MgO-0.5; MnO-0.07; TiO_2 -0.06; F-0.9; $S_{об}$ -0.3; CO_2 -0.2; H_2O^+ -1.7.

Несколько иные инфильтрационно-метасоматические фосфориты Ухагольского месторождения, образующие на контакте доломитов и сланцев тела мощностью до 0,4 м. Они содержат свыше 37% P_2O_5 и сложены микроркристаллическим светлым фосфатом, пятнами окрашенным гидроокислами железа в буроватый цвет. Фосфат включает каолинизированные чешуйки гидрослюды, серицита, зерна кварца, дисперсный карбонат, гнезда низкотемпературного апатита и прожилки хлоритового минерала. Электронной микроскопией установлено, что фосфат состоит из хорошо окристаллизованных гексагондипирамидальных кристаллов размером 5-10нм (рис. 1.5.1.38(г)). По рентгеноструктурным данным, результатам химического анализа и данным ИКС- это фторапатит с незначительной степенью замещения F на OH и практически лишенный CO_3^{-2} - групп (рис.1.4.1.4) (табл. 1.4.1.2.). Параметры минерала: N-1.627; «а»-9.373 А; «с»-6,88А.

Таким образом, обобщая материал по литолого-генетическим типам фосфоритов, отметим следующее. Фосфориты месторождений ОХФБ разнообразны по качеству, вещественному составу и структурно-текстурным особенностям. Наиболее развиты фосфориты афанитового петрографического типа. Подчиненное значение имеют микроконкреционные, пеллетные, обломочные и органоморфные (строматолитовые, онколитовые) фосфориты. Редко встречаются фосфориты коры выветривания и метаморфизованные. Особое место занимают коррозионно - фрагментарные (катагенетически измененные) фосфориты с выделениями неправильной формы и псевдообломочные (брекчие- и песчаникоподобные). Их широкое развитие обусловлено интенсивными катагенетическими процессами, которые привели к кремнению, доломитизации и кальцитизации фосфоритов.

Фосфоритные пласты слагаются фосфоритами различных литологических разновидностей. Состав их варьирует значительно: главными породообразующими минералами (кроме фосфата) являются доломит, кварц и халцедон, присутствующие в изменчивом количестве. Кроме того, в отдельных горизонтах и слоях фосфоритов развиты кальцит, серицит, пирит и др. минералы. Основными фосфатными минералами является фторапатит с переменным незначительным содержанием CO_2 в кристаллической решетке. В метаморфизованных фосфоритах в заметном количестве присутствует тетракальциевый фосфат ($4\text{CaOP}_2\text{O}_5$), а также минералы близкие к гидроксилapatитам.

Для фосфоритных пластов характерна перемежаемость фосфоритов различных разновидностей и типов и чередование слоев фосфоритов с другими породами («слоеный пирог»). Это свидетельствует о неустойчивом фациальном и тектоническом режиме зоны фосфатонакопления. Разнообразие фосфоритов обусловлено не только фациальными причинами, но в значительной степени определялось интенсивностью постседиментационных изменений. Последние влияли на качественную характеристику фосфоритов в основном в направлении разубоживания, а также изменяли их структурно-текстурные параметры. Это имело существенное значение для процесса обогащения и, следовательно, сказывалось на практической ценности фосфоритов.

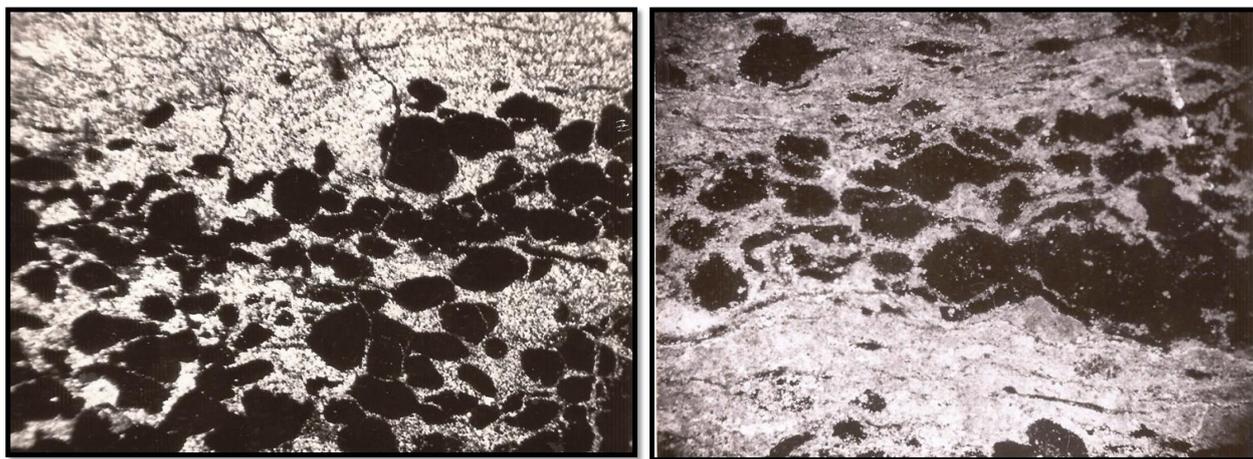
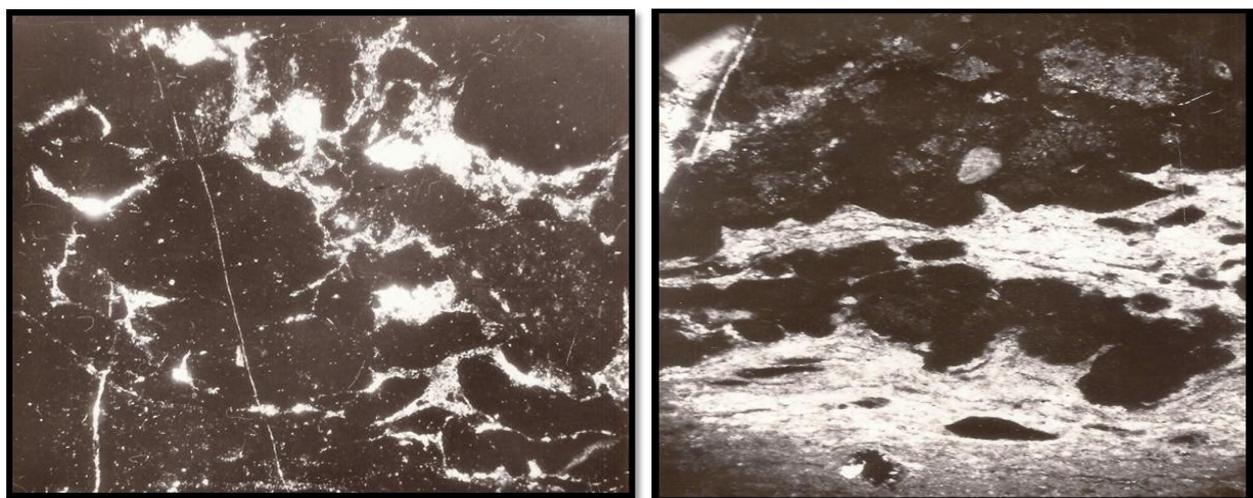


Рис. 1.4.1.7. Изменение морфологии фосфатных микроконкреций в зависимости от текстурных особенностей цемента. Микроконкреционный доломитовый фосфорит. Пласт 2. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 57^x, с анализатором.



«А»

«В»

Рис. 1.4.1.8. Слияние фосфатных микроконкреций и образование афанитовых фосфатных слойков в микроконкреционно-линзовидно-слойковых фосфоритах кремнисто-глинистого («А») и доломитового («В») состава. Пласт 2. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 57^x, с анализатором.

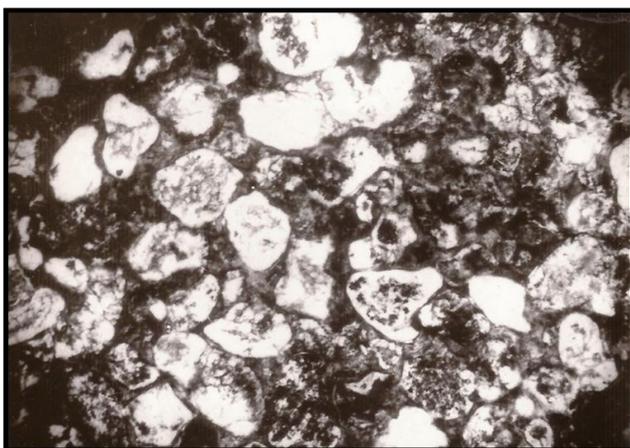


Рис. 1.4.1.9 Микроконкреции в фосфатном слое. Поверхность шлифа обработана хлористым аммонием. Слойково-линзовидно-микроконкреционный фосфорит. Пласт 2. Верхняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 57^x, без анализатора.

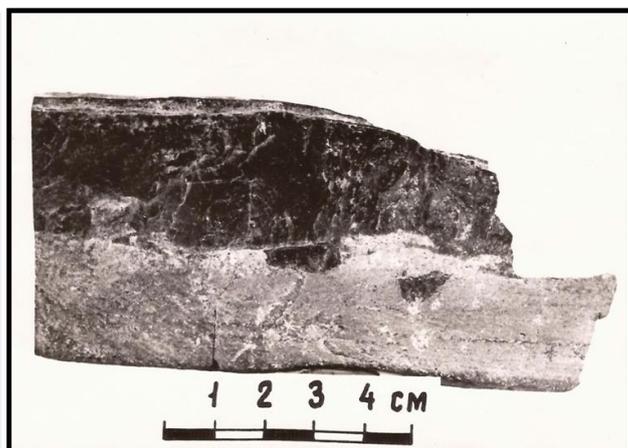
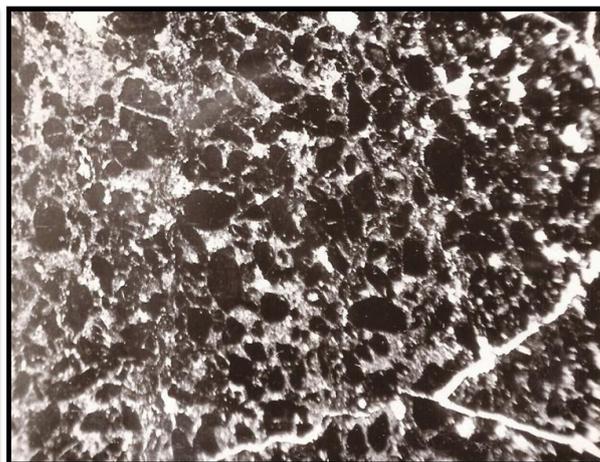
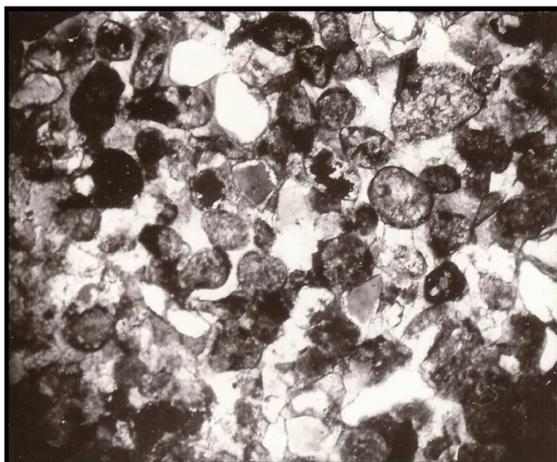


Рис. 1.4.1.10. Фосфоритовая макроконкреция в глинистом доломите. Пласт 3. Нижняя пачка Ухагольское месторождение



«А». Ув. 57^x, с анализатором.

«В». Ув. 22^x, без анализатора.

Рис. 1.4.1.11. Пеллетный кварц – доломитовый («А») и доломитовый («В») фосфорит. Темно-серые и черные выделения – фосфат; серая цементирующая масса – доломит, белые – зерна кварца, «А»- пласт 3. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. «В» - пласт 4. Харанурское месторождение.

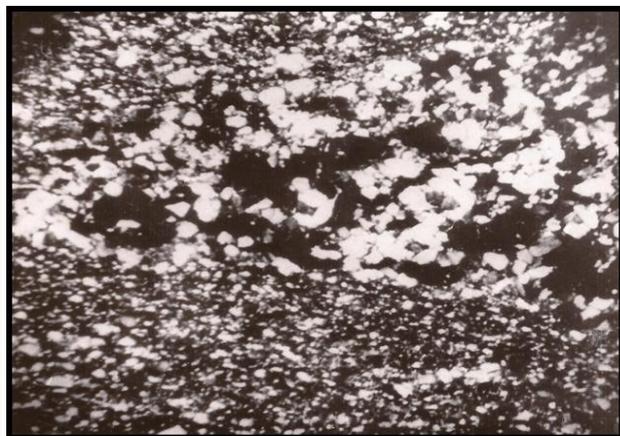
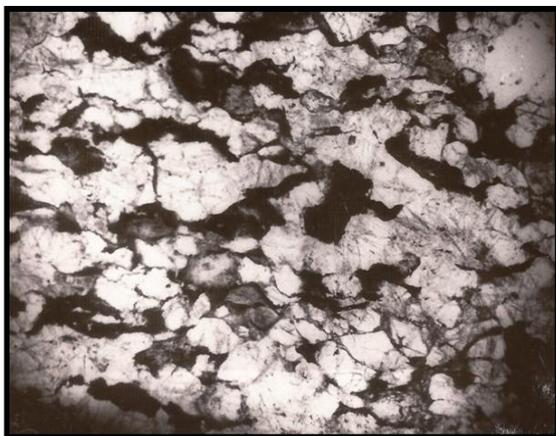
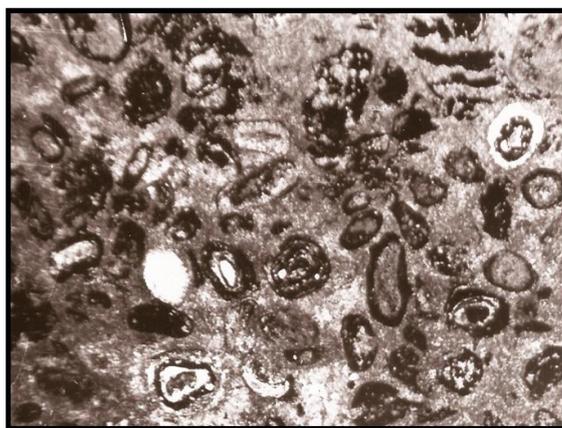
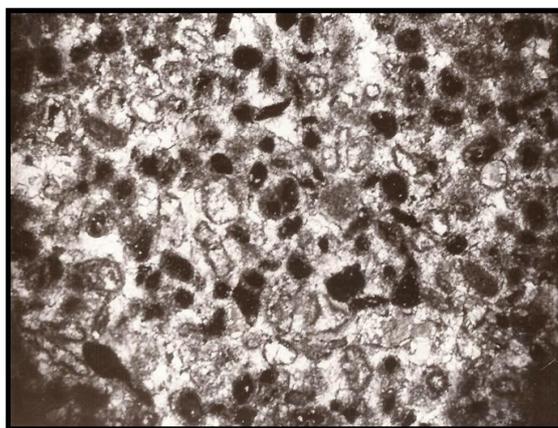


Рис. 1.4.1.12.

Рис. 1.4.1.13.

Рис. 1.4.1.12. . Пеллетный кварцевый фосфорит. Серые и темно-серые выделения – фосфат; белые поля- кварцевые зерна. Пласт 3. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 57^x, без анализатора.

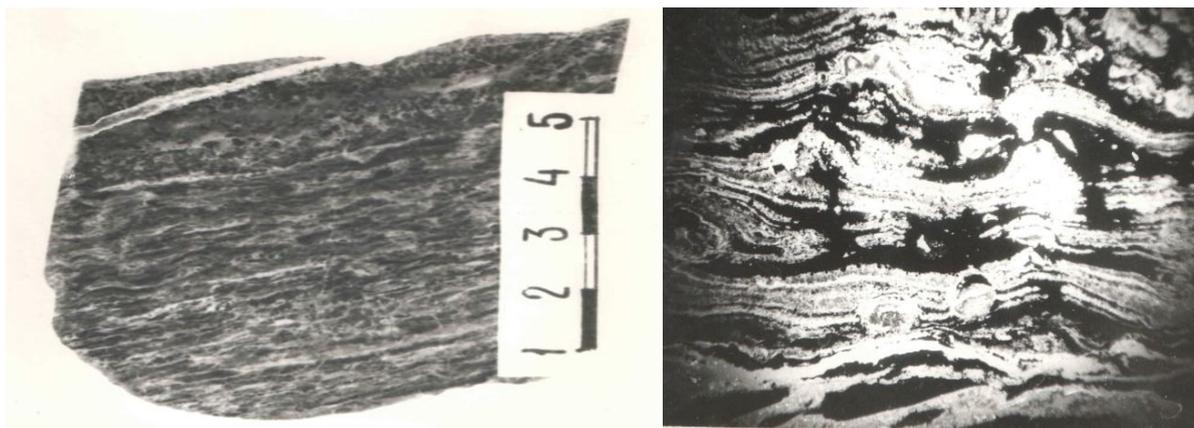
Рис. 1.4.1.13. Пеллетный фосфорит смешанного (многокомпонентного) состава. Фосфатные выделения (крупные черные поля) сконцентрированы в линзе песчаника и отсутствуют в сланцах кварц-слюдистого состава. Пласт 3. Нижняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 22^x, без анализатора.



«А». Ув. 57^x, с анализатором.

«В». Ув. 22^x, без анализатора.

Рис. 1.4.1.14. Онколитовые доломитовые фосфориты. Темно-серый и черный фосфат замещает онколиты. Серый и светло-серый микро- мелкозернистый доломит слагает онколитовые образования и окружающий цемент. На нижнем снимке отдельные оболочки онколитов замещены кварцем. «А»- пласт 1. Боксонское месторождение. «В»- пласт 1. Харанурское месторождение.



«А».

«В»

Рис. 1.4.1.15. Строматолитовый кремнисто-доломитовый фосфорит (пластовая разновидность). «А»- штуф; «В»- микрофотография шлифа. Черное – фосфат, светло-серое и белое – агрегат доломита и кварца. Пласт 1. Харанурское месторождение. Ув. 22^x, без анализатора.

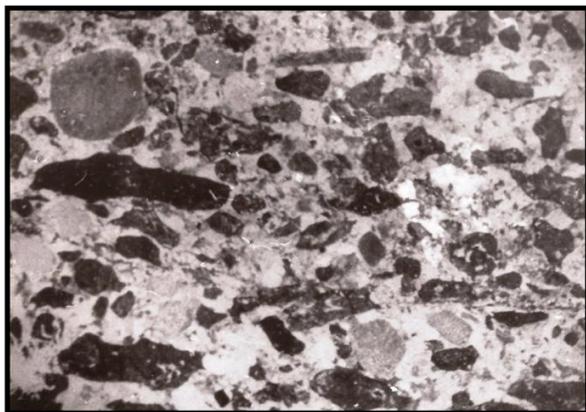


Рис. 1.4.1.16. Псаммитовый доломитовый фосфорит. Фосфатные обломки темно-серые, обломки доломитов серые. Пласт 2. Верхняя пачка. Ухагольское месторождение. Ув. 22^x, без анализатора.

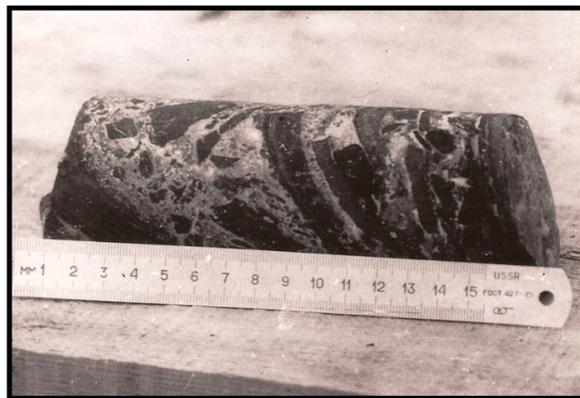
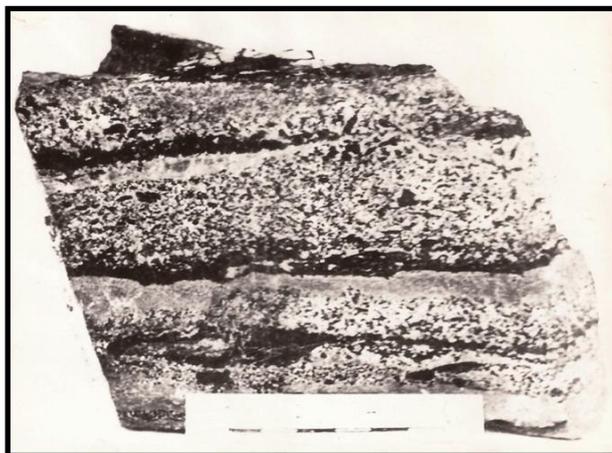
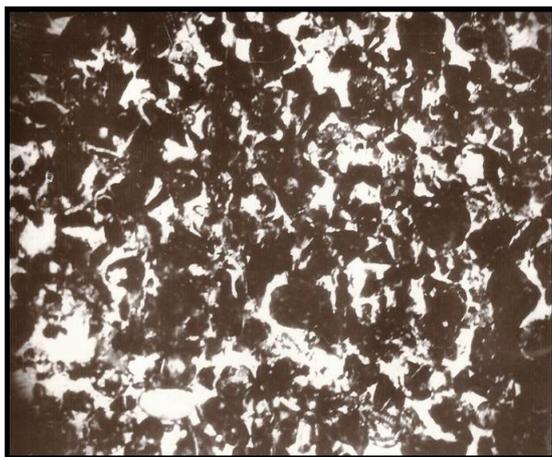


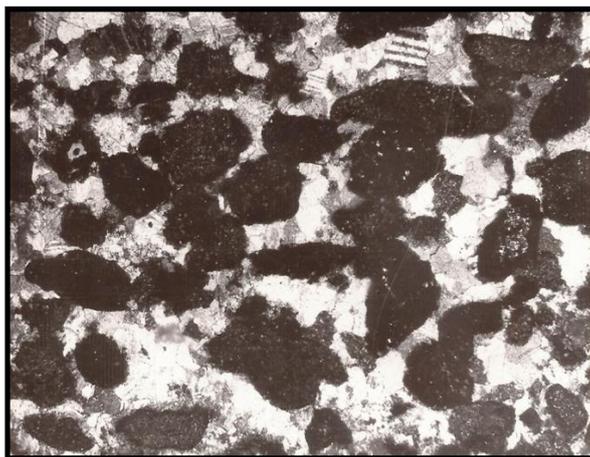
Рис. 1.4.1.17. Брекчиевый кремнисто - доломитовый фосфорит Пласт 1 Хубсугульское месторождение



«А» . Пласт 1 Хубсугульское месторождение. «В». Бурэнханское месторождение.
Рис. 1.4.1.18. Кремнисто-доломитовые коррозионно-фрагментарные фосфориты: «А» - с фосфатными выделениями неправильной формы и песчаникоподобный; «В» - брекчиеподобный.

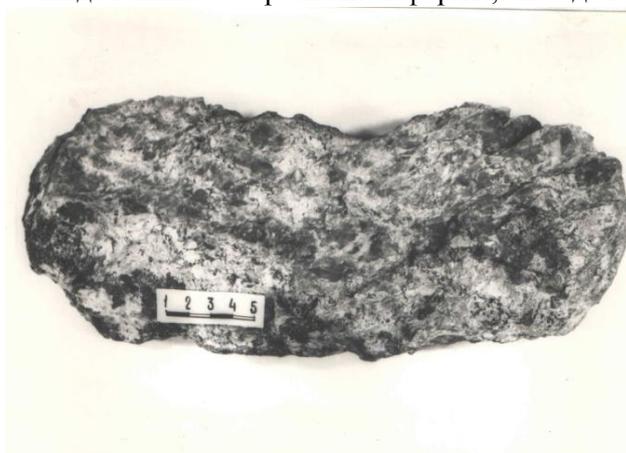


«А». Ув. 57^x, без анализатора. Пласт 1.
Харанурское месторождение



«В». Ув. 57^x, с анализатором. Пласт 2.
Хубсугульское месторождение.

Рис. 1.4.1.19. Коррозионно-фрагментарные фосфориты: «А»- кремнистый с фосфатными выделениями неправильной формы; «В»- доломитовый, песчаникоподобный.



«А»



«В»

Рис. 1.4.1.20. Микрокристаллический (метаморфизованный) доломито-кремнистый фосфорит. «А»-штуф; «В»-микрофотография шлифа. Темные выделения – фосфат, светлые- волокнистые и зернистые выделения- агрегат карбоната и кварца. Пласт 1. Харанурское месторождение. Ув. 57^x, с анализатором.

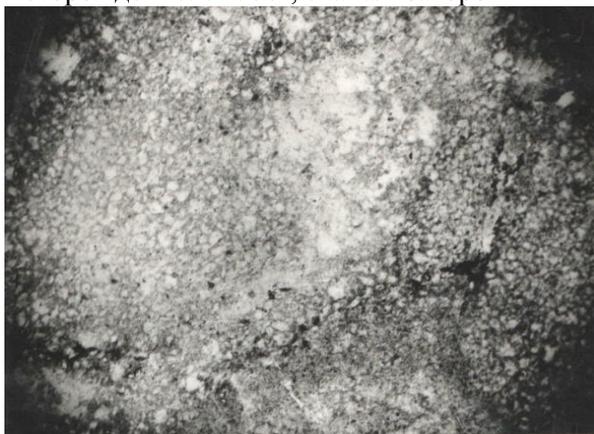


Рис. 1.4.1.21.

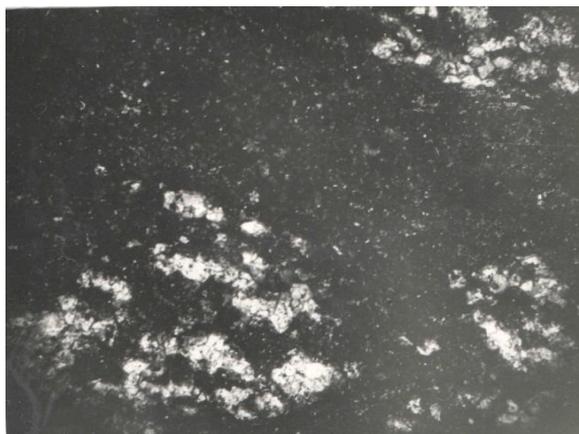


Рис. 1.4.1.22.

Рис. 1.4.1.21. Инфильтрационно- метасоматический фосфорит слюдяного состава. Отчетливо видны микрокаверны, повторяющие форму выщелоченных доломитовых зерен. Харанурское месторождение. Ув. 57^x, без анализатора.

Рис. 1.4.1.22. Инфильтрационно- метасоматический фосфорит слюдяно-доломитового состава. Светло-серые выделения – корродированные участки мелко-среднезернистого доломита; светлая сыпь- чешуйки гидрослюды; темное- фосфат. Ухагольское месторождение. Ув. 57^x, без анализатора.

Таблица 1.4.1.8

Примеры химического и минерального состава фосфоритов месторождений ОХФБ

№	Разновидность	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅ д.р.	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	F	SO ₃	S _{об}	S _{пир}	C _{ор}	H ₂ O ⁺	НО*	ппп	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
Слойковая (афанитовая)																					
1	кремнисто- доломитов	20,90	-	44,42	5,60	11,86	17,9	0,54	0,75	-	н/о	0,11	-	-	н/о	-	-	-	18,5	-	
2	то же	12,15	-	40,1	12,7	29,5	-	0,53	1,3	-	-	-	1,4	-	-	-	0,55	-	4,23	-	
3	мономинеральная	35,71	6,52	47,96	0,17	0,55	10,2	0,49	1,15	0,04	0,04	0,06	2,62	-	0,09	-	0,55	0,55	-	-	
4	слюдисто- доломито- кремнистая	13,31	1,16	21,33	4,93	6,52	38,4	3,12	2,17	0,72	0,75	0,46	1,02	-	2,03	-	1,15	1,34	-	-	
Микроконкреционная																					
5	слюдисто- кремни- стая	21,90	-	31,0	0,87	6,31	28,58	4,95	2,30	-	0,13	-	1,72	-	-	-	-	-	-	6,62*	
Конкреционная																					
6	кремнистая	32,02	3,65	47,68	0,60	3,26	10,8	0,64	2,18	0,79	-	-	2,50	0,43	-	0,36	-	-	-	4,15*	
Пеллетная																					
7	слюдисто- доломито- кварцевая	10,40	-	19,21	4,58	9,0	51,0	2,67	2,05	-	0,68	-	0,86	-	-	-	-	-	-	-	
8	мономинеральная	34,80	4,55	52,22	1,80	3,95	4,76	0,51	1,39	0,72	-	-	3,30	0,28	-	сл	-	0,18	-	-	
Органоморфная																					
9	карбонатная	26,00	-	44,57	4,14	13,94	5,86	0,55	0,58	-	0,15	0,04	1,58	сл	0,01	-	0,07	-	-	14,26*	
10	доломитовая	15,40	-	41,12	11,40	27,91	1,64	сл.	0,60	-	сл	0,06	1,58	сл	-	-	0,07	-	1,85	28,5*	
11	кремнистая	20,78	-	29,90	1,17	2,28	42,5	0,27	0,20	0,65	0,04	0,05	1,74	-	0,09	-	0,08	0,51	-	-	
Обломочная																					
12	доломитовая	22,90	2,17	44,62	8,90	20,9	н/об	0,32	0,50	0,28	-	-	2,12	0,5	-	0,35	-	-	-	21,0*	
13	мономинеральная	37,56	5,94	50,76	1,84	1,90	2,13	0,34	0,38	0,07	сл.	0,05	2,78	-	0,20	-	0,89	0,20	-	-	

Продолжение таблицы 1.4.1.8																				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
14	кремнистая	18,10	3,52	24,92	0,5	2,61	52,1	0,38	0,30	0,32	0,02	0,06	1,74	-	0,07	-	0,63	0,30	-	-
Микрокристаллическая (метаморфизованная)																				
15	доломитовая	13,20	-	38,70	13,30	32,14	0,6	0,10	1,19	-	0,01	0,11	-	-	-	-	-	-	0,82	-
16	кремнистая	28,20	-	39,30	0,90	1,22	28,07	сл.	0,91	-	0,04	0,12	-	-	0,2	-	-	-	28,4	-
Инфильтрационно-метасоматическая (коры выветривания)																				
17	карбонатно-глинисто-кремнистая	20,31	-	28,56	1,45	-	26,24	4,10	4,93	-	0,85	0,13	-	-	-	-	-	0,08	-	8,19
Минеральный состав, %																				
№	фосфат	доломит	кварц	кальцит	слюда	пирит	гетит	полевые шпаты	прочие											
1	51,4	25,59	16,88	-	-	-	0,78	1,52	1,73											
2	28,67	58,04	4,23	4,35	-	-	1,35	1,49	1,5											
3	85,92	2,32	8,77	0,58	1,26	0,16	-	0,52	0,56											
4	34,85	12,47	30,28	-	11,17	3,85	0,23	5,42	1,74											
5	51,70	4,0	22,80	1,60	12,90	-	2,30	-	0,60											
6	75,50	2,70	10,0	8,20	1,70	0,70	2,0	-	0,90											
7	24,60	18,90	43,0	-	6,90	-	2,0	-	-											
8	82,10	6,40	4,20	-	1,30	-	1,40	-	0,60											
9	61,36	18,92	5,17	11,35	-	-	0,60	0,84	0,96											
10	36,40	50,40	1,60	9,70	-	-	-	-	1,90											
11	51,11	6,94	39,99	0,73	0,53	0,16	-	0,44	0,11											
12	54,0	40,60	-	3,60	-	0,60	0,5	-	1,0											
13	90,95	4,13	0,66	-	2,45	0,23	0,18	0,44	0,85											
14	45,05	2,36	49,58	0,68	1,06	0,13	-	0,54	0,61											
15	31,21	60,78	0,35	5,08	0,20	-	1,10	-	0,11											
16	66,69	2,56	27,26	-	-	0,37	0,80	-	4,52											
17	48,03	5,76	16,22	-	7,10	-	4,93	5,33	4,94											

Примечание: * - в сумму не входят. Содержание компонентов: а) сл.- следы; б) н/о – компонент не обнаружен; в) (-) компонент не определялся. Месторождения: 2,3,9,11,12,13,14,15,16,17 – Харанурское; 4,5,6,7,8- Ухагольское; 10- Боксонское. 1,9-Хубсугульское
Анализы проб выполнены в: ГИГХСе (1,4,5,6,7,8,9,13,14,16,17); Приморской КНИЛ ГИГХСа (2,3,11,12); ПГО «Бурятгеология» (10)

Таблица 1.4.2.1.

Первичные текстуры фосфоритов ОХФБ

Генетическая группа	Тип текстур	Обстановки и условия формирования текстур	Месторождения					Петрографический тип фосфоритов								
			Харанурское	Ухагольское		Боксонское	Хубсугульское	Бурэнханское	I	II	III	IV	V			
			пласты													
1	2-4	1-2	3	1* 2*	1-2	1-3	5	1-3								
Дегидратации	Трещин усыхания	Литоральная зона; при временной осушке дна			x	x				x				x		
Химического растворения	Древнего карста		x				x						x	x		
Динамическая	брекчиевая	Мелководная с бурным гидродинамическим режимом	Перемыва		x	x	x		x					+	x	
			Взламывания	+			x	+	x	+					+	x
	Знаков размыва			x	x	x	x		x				x	x	x	
	Знаков мелких эрозионных промоин			x			x							x		
	Знаков волновой перекрестной ряби				x	x	x						x	x	x	
	Косой слоистости				x	x	+						x		+	
	Тонкогоризонтальной слоистости		Преимущественно гидродинамически спокойная; участки мелководья, защищенные от действия волн и течений	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	x	x
	Линзовидной слоистости			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
	Однородная (массивная)			+	+				+	+	+	+				
	Градационной слоистости		Сейсмически спокойная при крутых уклонах дна	x				x		x						
Подводного оползания осадка		x		x				x		x					x	
Нестабильной плотностной слоистости		x		x	x	x	x		x	x						
Гравитационно-инъекционная	Осадочных даек	Сейсмически спокойная	x	x			x	x	x				x	x		
Тектонических микроподвижек	Микросбросов и взбросов		x	x	x	x		x	x	x	x					
Биоморфная	Строматолитовый столбчатый,пластовый	Мелководная; со спокойной и активной волновой деятельностью	+				x	+	x	x					+	
	Онколитовый		+				+	x	x	x					+	
	Биотурбаций			x			x									x

Примечание: 1). Петрографические типы фосфоритов: I- афанитовый; II- конкреционный; III-пеллетный; IV- обломочный; V- органоморфный. 2). Пласты Ухагольского месторождения: 1,2,3- нижняя фосфоритная пачка; 1*, 2* -верхняя фосфоритная пачка. 3) + -основной тип текстур; x – ограниченно развитый тип текстур.

1.4.2. Макротекстуры фосфоритов

Краткая текстурная характеристика фосфоритов приведена в предыдущем разделе диссертации. Здесь отметим ранее не отраженные моменты.

В соответствии с методическими руководствами по текстурному анализу осадочных пород [28, 44, 117, 193, 239, 285, 299, 333, 352, 362, 365 и др.], текстуры фосфоритов подразделены на первичные и вторичные (постседиментационные). Характеристика вторичных текстур дана при описании петрографических типов фосфоритов. Поэтому далее рассматриваются наиболее важные для понимания фосфоритообразования первичные текстуры.

Первичные текстуры по основному механизму формирования объединены в 7 генетических групп: дегидратации, химического растворения, динамическую, гравитационную, гравитационно-инъекционную, тектонических подвижек и биоморфную (табл.1.4.3.1).

Текстуры дегидратации (рис. 1.4.2.1) представлены трещинами усыхания, которые формировались при обезвоживании и сокращении объема осадков в литоральной зоне при временной осушке морского дна. Они отмечены в афанитовых песчанистых фосфоритах второго пласта Ухагольского месторождения и в онколитовых фосфоритах Боксонского месторождения.

Текстуры химического растворения формировались при процессах карстообразования и встречены в верхней части первого пласта Харанурского, а также в кровле пятого пласта Хубсугульского месторождений. Представлены текстурами карстовых брекчий, диагностическими признаками которых являются полимиктовый состав, пестрая окраска, глинисто-железистый цемент, гнездообразный характер локализации.

Динамические текстуры характеризуют поведение осадочного материала при осаждении и захоронении в морском бассейне в диапазоне условий от спокойных до резко активных. Среди текстур, отражающих активный гидродинамический режим, чаще всего встречаются текстуры брекчий, перемыва и взламывания осадка. Обычно их распространение ограничено контурами локальных палеоподнятий, что хорошо видно на примере фосфоритов нижних пластов Харанурского, Хубсугульского и Бурэнханского месторождений. Кроме того, заметную роль они играют в рудах северного фланга Цаганурского месторождения (рис. 1.4.2.2; 1.4.2.3; 1.4.2.4), где в условиях мелководья наблюдается выклинивание продуктивных отложений.

На Боксонском месторождении широко развита однонаправленная и разнонаправленная мелкая косая и мульдообразная слоистость (рис. 1.4.2.5; 1.4.2.6). Эти текстуры представлены сериями тонких (1-5мм) слойков, наклоненных под углом 11-32° к границам серий. Сложены слойки фосфатизированными онколитами и тонко-микрозернистым доломитом. Такой же тип слоистости отмечается в pelletных фосфоритах третьего пласта нижней пачки Ухагольского месторождения. Помимо этого, здесь, как и на Боксоне, встре-

чаются также текстуры размывов, мелких эрозионных промоин и знаков перекрестной ряби (рис. 1.4.2.7). Все они образовались в обстановках мелководья, где возникали сильные волнения и существовали разнонаправленные течения.

В условиях спокойного и слабоактивного гидродинамического режима формировались горизонтально слоистая, линзовидная и однородная (массивная) текстуры. Они характерны для большинства типов фосфоритов и являются наиболее распространенными текстурными образованиями. Горизонтальная слоистость представлена двумя разновидностями. Первая образована чередованием (1-100мм) слоев перемытого (алевро-псаммитового) и свободно осажденного (пелитового) материала (рис.1.4.2.8). Ее возникновение связано с периодически возникающими слабыми течениями ламинационного характера [117]. Вторая разновидность горизонтальной слоистости является основным видом текстур афанитовых и микроконкреционных фосфоритов (рис.1.4.2.9). Она образована фосфатными и нефосфатными слоями изначального гелеподобного материала, накопление которого происходило в гидродинамически спокойных условиях. Фосфатные слои афанитовые, микроконкреционные или смешанного строения. Нефосфатные слои глинистые, карбонатные, глинисто-кремнистые. Изучение текстуры в шлифах штуфах и обнажениях показало, что фосфатные слои ограничены по протяженности и в разных фосфоритах имеют различную длину. В карбонатных фосфоритах - 3-5 м, в глинистых - 1-1,5 м, в глинисто-кремнистых - 0,2-1 м. Иными словами фосфатные слои - это линзовидные линзы различной протяженности. Следовательно, образуемая ими текстура по сути является разномасштабной линзовидной слоистостью. Однако установить это возможно только в крупных штуфах и в обнажениях. Поэтому различается тонкая горизонтальная и линзовидная текстуры (рис.1.4.2.10;1.4.2.11).

Однородная массивная текстура является внутренней текстурой относительно крупных линзовидных тел. Она также, как горизонтальная и линзовидные текстуры, отражает спокойную обстановку, которая существовала на значительных морских глубинах или на участках мелководья, защищенных от волн и течений. В нашем случае текстуры формировались в мелководных условиях, о чем говорит ассоциация с ними биоморфных (строматолитовых) и динамически активных текстур.

Еще один тип текстур представлен нормальной и обратной градиционной слоистостью, которая встречается в маломощных (0,2-0,5 м) прослоях обломочных фосфоритов нижнего пласта Харанурского месторождения (рис.1.4.2.12). Она устанавливается по постепенному изменению по разрезу размерности кластического материала от грубых фракций к тонким, либо наоборот. Обычно градиционная слоистость однократная, редко многократная. Формирование ее связывается с суспензионными потоками, у которых периодически постепенно изменяется скорость [117]. В нашем случае наиболее вероятно

связь градационной слоистости с маломощными суспензионными потоками, возникшими на крутых участках дна под воздействием поземных толчков в сейсмически активных площадях морского бассейна. Косвенным доказательством этого является ассоциация градационной слоистости с гравитационными и гравитационно-инъекционными текстурами, генетически связанными с сейсмически беспокойными обстановками.

Гравитационные текстуры в основном отмечаются в афанитовых фосфоритах и чаще всего наблюдаются на Харанурском, Хубсугульского и Бурэнханского месторождений, где прослеживаются в прослоях мощностью 3-300 см. Представлены подводнооползневые текстурами и текстурами нестабильной плотностной слоистости.

Подводнооползневые текстуры связаны с гравитационным перемещением слабо консолидированных осадков по наклонному дну под воздействием сейсмических толчков. Текстуры образованы сложно деформированными фосфатными слойками, заключенными среди горизонтальнослоистых отложений. Слойки закручены в кольца, спирально изогнуты, часто образуют складки сложной конфигурации, нередко разорваны (рис.1.4.2.13;1.4.2.14; 1.4.2.15).

Текстуры нестабильной плотностной слоистости отражают способность гелеидальных осадков разжижается под воздействием механических (сейсмических) импульсов, вызывающие их сотрясение [117]. В фосфоритах эти текстуры устанавливаются по внедрениям фосфата в доломитовые и глинистые слойки в виде затеков столбо -, капле – и почкообразных выделений. Они формировались при гравитационном проникновении неконсолидированного тяжелого вещества фосфатных слойков в нижние слабоуплотненные глинистые и доломитовые слойки, уступающие по весу и плотности слагающего материала.

Гравитационно - инъекционные текстуры встречены в фосфоритах Харанурского, Хубсугульского и Боксонского месторождениях. Представлены текстурами осадочных даек. Максимальный размер даек в керне скважин 50 x 7 см; в обнажениях – более 2 x 0,8 м. Характеризуются частыми раздувами и пережимами. Обладают секущими контактами и по отношению к слоистости вмещающих пород ориентированы косо или субвертикально. Границы даек прямолинейны или волнистые. В одних случаях они четкие, резкие, в других – расплывчатые, плохо улавливаемые. Эти наблюдения, а также отмеченные следы вдавливания материала даек во вмещающие породы, показывают, что дайки формировались на разных этапах образования фосфоритов – начиная от самых ранних, когда осадки были еще пластичными, до поздних, когда фосфориты представляли собой сформировавшиеся породы. По морфологии дайки либо клиновидные, сужающиеся к почве слоев, либо столбообразные, ветвящиеся и колена – изогнутые. Клиновидные дайки, по-видимому, представляли глубокие (до 0,8 м) трещины на поверхности осадков, заполненные падавшим сверху

мелким псефитовым материалом местных доломитовых и фосфатных пород. Дайки иной морфологии – это трещины, в которых заполняющий материал поступал под давлением сверху или снизу в виде разжиженной пастообразной массы. Заполняющий материал в одних случаях псаммитовой размерности, в других – с обильной примесью псефитовых обломков. Отмечается отчетливая ориентировка вытянутых обломков параллельно границам даек. Состав обломков фосфоритовый и доломитовый; тип цемента базальный (рис.1.4.2.16;1.4.2.17).

Текстуры тектонических микроподвижек развиты на большинстве месторождений ОХФБ. Особенно они проявлены в афанитовых фосфоритах. Представлены микронарушениями типа микросбросов и взбросов, которые ограничены тонкогоризонтальнослоистыми отложениями и имеют амплитуду от нескольких мм до первых см. Наиболее отчетливо эти нарушения наблюдаются по разрывам и микросмещениям фосфатных слоев. Характерно наличие четко выраженных сместителей и обтекание их слоистостью нарушенных отложений. Интерпретируются такие текстуры как показатель существовавших во время фосфатонакопления слабых сейсмических толчков, под действием которых более литифицированные по сравнению с вмещающими осадками фосфатные слои ломались и вдавливались в окружающую их незатвердевшую массу (рис.1.4.2.18).

Биоморфные текстуры связаны с жизнедеятельностью организмов и широко развиты в фосфоритах Харанурского, Боксонского и Хубсугульского месторождений. Они свидетельствуют о мелководных обстановках осадконакопления и представлены водорослевыми текстурами (строматолитовыми, онколитовыми и др), а также текстурами биотурбаций (рис.1.4.1.14; 1.4.1.15; 1.4.2.19; 1.4.2.20; 1.5.1.1; 1.5.2.5.). Строматолитовые и онколитовые образования подробно описаны в разделе 1.4.1. Поэтому здесь отметим только наличие крупных (0,25-0,3 м) столбчатых строматолитовых построек, присутствие которых можно расценивать как признак высокой скорости накопления осадков. Приспособление строматолитообразующих организмов к таким условиям могло явиться причиной интенсивности роста построек [117]. Текстуры биотурбаций образовались при переработке осадков илоодами и зарывавшимися в ил животными. Следы их деятельности отмечаются в виде отдельных конусообразных ходов («домихнии» по А. Зейлахеру), а также участков энергично перемешанных осадков, где первичная текстура сохранилась в виде мелких бесформенных пятен (рис.1.4.2.19;1.4.2.20).

Таким образом, обобщая вышеизложенный материал по текстурам фосфоритов, необходимо заключить следующее: 1. Фосфориты ОХФБ – это существенно мелководные образования, формировавшиеся в сублитеральной зоне бассейна на глубинах от уровня воды, где образовывались текстуры трещин усыхания и карста, до глубин существования стро-

матолито - и онколитостроящих организмов. 2. Фосфориты накапливались в широком диапазоне фациальных обстановок: от гидродинамически бурных до спокойных. Большая часть связана с обстановками спокойного гидродинамического режима. В условиях мелководья он мог существовать в западинах или в зонах ветровой тени за выступами рельефа дна. 3. Фосфоритообразование протекало в сейсмически активном районе.

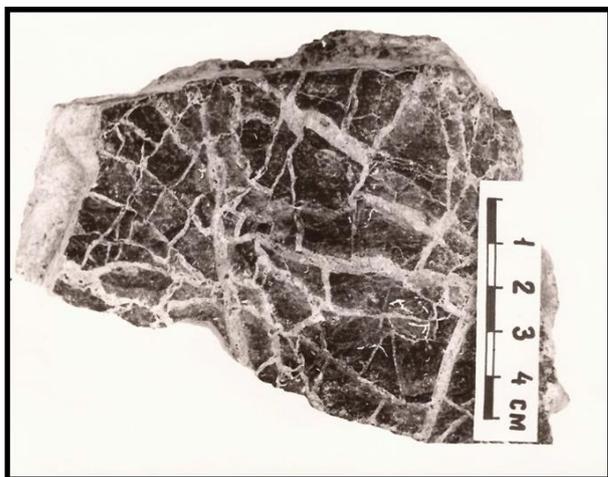


Рис. 1.4.2.1.



Рис.1.4.2.2.

Рис. 1.4.2.1. Текстура трещин усыхания. Дегидратационная группа текстур. Фосфориты 2-го пласта. Верхняя фосфоритная пачка. Канавы 712. Ухагольское месторождение.

Рис.1.4.2.2. Брекчиевая текстура взламывания осадка. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Скв 033. Харанурское месторождение.



Рис. 1.4.2.3.



Рис. 1.4.2.4.

Рис. 1.4.2.3. Брекчиевая и конглобрекчиевая текстура перемыва осадка. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Скв.95. Харанурское месторождение.

Рис. 1.4.2.4. Конглобрекчиевая текстура перемыва осадка в сочетании с косою слоистостью. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Канавы 561. Боксонское месторождение.

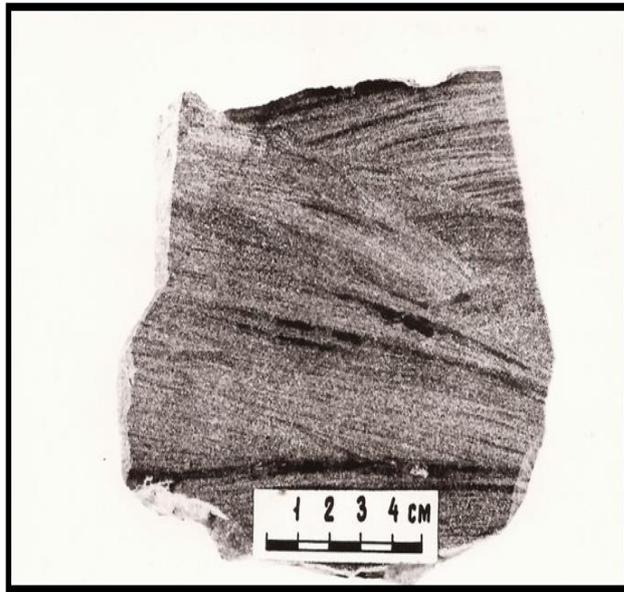


Рис.1.4.2.5.



Рис. 1.4.2.6.

Рис.1.4.2.5. Текстура разнонаправленной косой слоистости. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Канавка 96. Боксонское месторождение.

Рис. 1.4.2.6. Текстура мутьдообразной слоистости в сочетании с горизонтальной слоистостью. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Канавка 556. Боксонское месторождение.



Рис. 1.4.2.7.

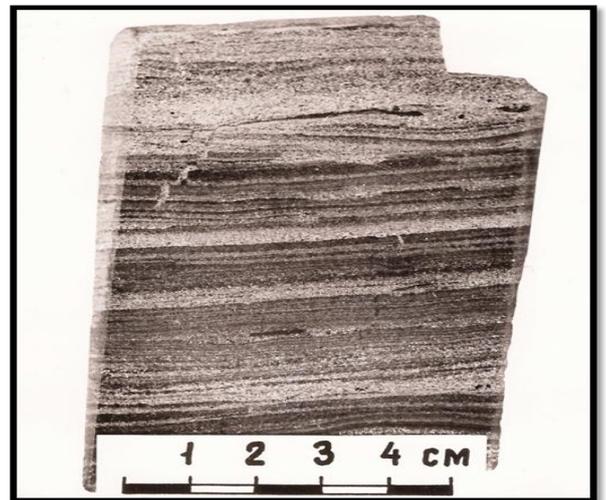


Рис 1.4.2.8.

Рис 1.4.2.7. Текстура знаков размыва в фосфоритах 1- пласта. Динамическая группа текстур. Фосфориты 1-го пласта. Канавка 556. Боксонское месторождение.

Рис 1.4.2.8. Текстура горизонтальной слоистости в фосфоритах 1-го пласта. Динамическая группа текстур. Скв.2-11. Боксонское месторождение.

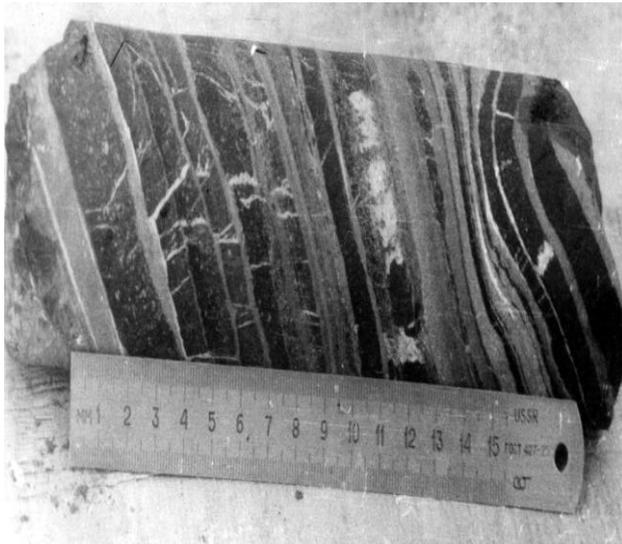


Рис 1.4.2.9.

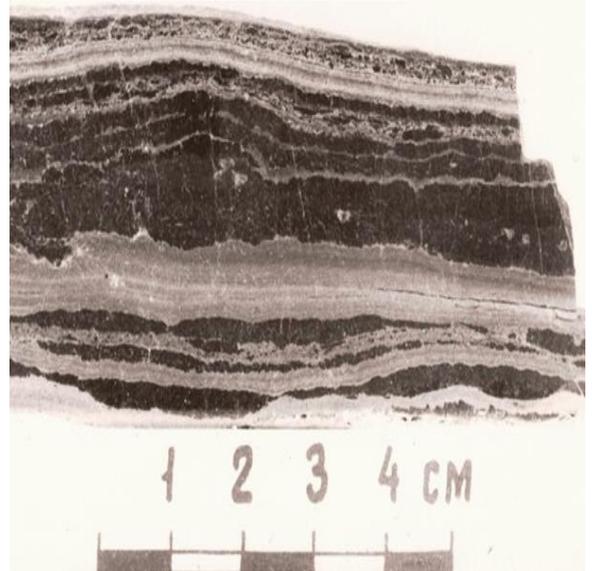


Рис 1.4.2.10.

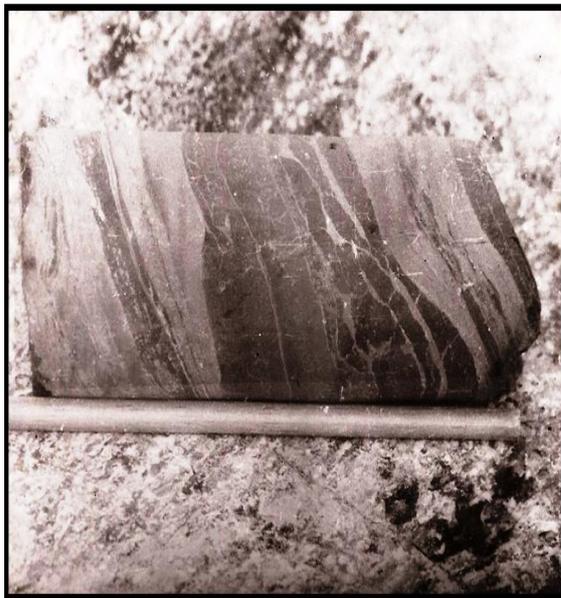


Рис 1.4.2.11.



Рис 1.4.2.12.

Рис 1.4.2.9. Текстура горизонтальной слоистости в фосфоритах 3-го пласта. Динамическая группа текстур. Скв.98. Харанурское месторождение.

Рис 1.4.2.10. Линзовидная текстура в фосфоритах 2-го пласта. Динамическая группа текстур. Нижняя фосфоритная пачка Канавы 120. Ухагольское месторождение.

Рис 1.4.2.11. Линзовидная и горизонтальнослоистая текстура в фосфоритах 2-го пласта. Динамическая группа текстур. Скв.160. Хубсугульское месторождение.

Рис 1.4.2.12. Текстура нормальной градационной слоистости в фосфоритах 1-го пласта. Динамическая группа текстур. Скв.95. Харанурское месторождение.

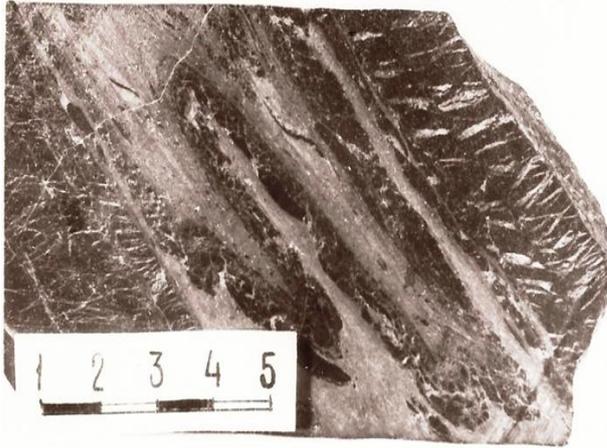


Рис 1.4.2.13.



Рис 1.4.2.14.



Рис 1.4.2.15.



Рис 1. 4.2.16



Рис 1.4.2.17.



Рис 1.4.2.18.

Рис 1.4.2.13. Подводнооползневая текстура в фосфоритах 3-го пласта. Гравитационная группа текстур. Скв.232. Харанурское месторождение. Рис 1.4.2.14. Подводнооползневая текстура в фосфоритах 1-го пласта. Гравитационная группа текстур. Скв.017. Харанурское месторождение. Рис 1.4.2.15. Подводнооползневая текстура в фосфоритах 1-го пласта. Гравитационная группа текстур. Район канавы 11. Боксонское месторождение. Рис 1.4.2.16. Текстура осадочной дайки в породах 1-го фосфоритного пласта. Гравитационно-инъекционная группа текстур. Скв.037. Харанурское месторождение. Рис 1.4.2.17. Текстура осадочной дайки в фосфоритах 1-го пласта. Гравитационно-инъекционная группа текстур. Канавы 96. Боксонское месторождение. Рис 1.4.2.18. Текстура микросбросов. Группа текстур тектонических микроподвижек. Скв.049. Харанурское месторождение.

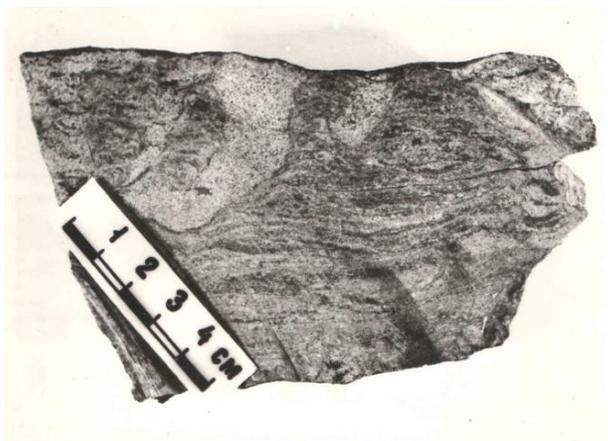


Рис 1.4.2.19.



Рис 1.4.2.20.

Рис 1.4.2.19. Текстура биотурбаций (ходы илоедов) в фосфоритах 2-го пласта. Биоморфная группа текстур. Канавка 96. Боксонское месторождение.

Рис 1.4.2.20. Текстура биотурбаций в фосфоритах 1-го пласта (переработанный илоедами осадок). Биоморфная группа текстур. Канавка 11. Боксонское месторождение.

1.4.3. Микроэлементный состав и геохимические особенности фосфоритов.

Для выявления геохимических особенностей фосфоритов и фосфоритонесных отложений в более чем двух тысячах проб изучены концентрации P_2O_5 , NO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , $S_{\text{пирит}}$, As , Sr , Ba , Mn , V , Ga , Cu , Cr , Ni , Mo , Pb , Zn , U , Th , Ti , B , Co , Ag , Sn , Cd , Be , Ge , Au , Zr . В основу исследований положены результаты эмиссионного спектрального, атомно - абсорбционного спектрального, рентгенофлуоресцентного, нейтронно-активационного и силикатного анализов. Данные спектральных определений корректировались при помощи метода индукционно связанной плазмы (ISP), показания которого подтвердили хорошее качество выполненных замеров. Пороги чувствительности определений приведены на рисунках, а также указаны в тексте диссертации. Пробы анализировались в лабораториях ГИГХС, РУДН, ИГЕМ РАН, МГГУ, ИО РАН.

Из вышеперечисленных химических компонентов только восемь последних элементов с мизерными содержаниями оказались мало информативными. Концентрации остальных компонентов более показательны и дают возможность говорить об особенностях их локализации.

Изучение включало рассмотрение закономерностей накопления и распределения элементов примесей в фосфоритных пачках, в отдельных типах пород, а также слагающих их минералах. В фосфоритных пачках поведение микроэлементов анализировалось на примере представительных разрезов Харанурского, Ухагольского и Боксонского месторождений. Материалом для анализов послужили данные геохимического опробования разрезов выполненного с частотой от 10 см до 2 м. На основе их строились литолого-геохимические колонки, рассчитывались кларки концентраций и основные статистические параметры содержаний микроэлементов в фосфоритах и вмещающих отложениях.

Результаты анализа показаны на рис. 1.4.3.1- 1.4.3.18. и в таблицах 1.4.3.1; 1.4.3.2; 1.4.3.3; 1.4.3.4; 1.4.3.5; 1.4.3.6.

Для выяснения характера распределения микропримесей по минералам сопоставлены микроэлементные составы пород и их нерастворимых остатков (Н.О.). Последние были получены при обработке проб 10% - ной HCl. Результаты сравнения сведены в таблице 1.4.3.1, где на примере нескольких проб показаны содержания микропримесей в разных типах пород и их Н.О. Как видно из таблицы, только As и Mn во всех случаях ведут себя однотипно и не накапливаются в Н.О., тогда как в поведении других элементов каких либо закономерностей не устанавливается. Исключением являются Sr и Ba мономинеральных и доломитовых богатых фосфоритов, а также Sr существенно карбонатных пород, выщелачивание которых сопровождается, наряду с выносом As и Mn, также выносом этих элементов. Что касается других микропримесей, включая Sr и Ba сланцевых пород, то определенную ясность о их связи с минералами дает двухчасовая обработка нерастворимых остатков кипящей 10% - ной HCl. После такой отработки содержание микроэлементов в большинстве случаев заметно снижается, но, как правило, не достигает пороговых значений чувствительности спектрального анализа. Очевидно, такая закономерность однозначно свидетельствует о присутствии элементов в породах как в виде изоморфной примеси в решетке минералов, так и в виде сорбированного комплекса, частичная десорбция которого в солянокислом растворе обусловила снижение концентрации микроэлементов в Н.О. По-видимому, именно в этом кроется причина разноречивости большинства данных таблицы 1.4.3.1, отражающих, с одной стороны, степень десорбции, а с другой – существующие в породах соотношения сорбционно- и изоморфно – связанных элементов – примесей. Таким образом, исходя из вышесказанного, логично сделать вывод, что As и Mn, а также какая- то доля Sr и Ba накапливаются в растворимой части пород, представленной фосфатом и карбонатами. Все другие микроэлементы (Cr, Ni, V, Ga, Pb, Zn, Cu, Mo, Ti, B и, частично, Sr и Ba) изоморфно, либо сорбционно связаны с минералами Н.О., среди которых концентраторами элементов очевидно являются серицит, гидрослюда, полевые шпаты, пирит, графит, хлорит, и гидрогетит.

В программе Statistica были построены дендрограммы для микропримесей месторождений ОХФБ (рис. 1.4.3.6 - 1.4.3.9) Как видно из рисунков, объекты располагаются по иерархическим уровням так, чтобы подчеркнуть их взаимное сродство на основе измеренных геохимических свойств (рис. 1.4.3.6 - 1.4.3.10).

На Хубсугульском месторождении (рис. 1.4.3.6) выделяются 2 группы элементов, объединяемых между собой связями различной интенсивности. Первую группу можно разделить на 2 подгруппы, одна из которых представлена Pb, Zn, Ti, B и Mo, а другая - включает Cu, Ni, Cr, V и Ga. Во вторую группу входит P₂O₅, As, Sr, Mn и, по мере ослаб-

ления связей, к ним присоединяется Ва. Совершенно аналогичная ситуация отражается на диаграммах компонентов пород Харанурского и двух пачек Ухагольского месторождений (рис. 1.4.3.7-1.4.3.9). Сходным мотивом характеризуется и дендрограмма Боксонского месторождения, где как и в предыдущих случаях, также четко выделяются 2 группы элементов. Первая из них включает P_2O_5 , As, Sr, Ва и Мо, а вторая - Pb и Zn (рис. 1.4.3.10).

Таким образом, на месторождениях ОХФБ поведение элементов в породах и их геохимические показатели однотипны. Об этом говорят выделенное количество групп и преобладание в них аналогичных химических элементов.

В целях детализации представлений об особенностях распределения микроэлементов по минералам проведено изучение корреляционных связей элементов-примесей со следующими компонентами пород, по которым можно судить о минеральном составе последних: P_2O_5 , HO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, $S_{\text{пирит}}$ и $\Sigma_{\text{карбонатов}}$. Корреляция проводилась графически и математически с расчетом соответствующих коэффициентов (r) (рис. 1.4.3.18). Наиболее интересные графические диаграммы приведены на (рис. 1.4.3.11-1.4.3.17). Они представляют собой совмещенные по ординате две системы координат, ось абсцисс одной из которых является зеркальным отражением другой. На таких диаграммах одновременно сопоставляются три независимых переменных, значения которых показаны на горизонтальных прямых в виде пар точек расположенных по разные стороны от ординаты.

Поясним диаграммы на примере графика, где отражен характер корреляции Sr с P_2O_5 и Al_2O_3 (рис. 1.4.3.16). Здесь выделяются три поля концентрации Sr, связанных: со сланцами и дайковыми породами; мономинеральными фосфоритами; со сланцами и фосфоритами, близкими по составу к карбонатным и сланцевым породам. В пределах первого и второго полей между Sr и окислами наблюдается четкая функциональная зависимость при коэффициенте корреляции (r), равным 0,87 для Sr с Al_2O_3 и 0,94 для Sr с P_2O_5 . Это позволяет утверждать, что значительная часть Sr в мономинеральных фосфоритах изоморфно связаны с фосфатом, в сланцах – с алюмосиликатными минералами. В последнем случае концентраторами элемента, по-видимому, являются полевые шпаты [19, 32, 78, 87, 164, 302, 309].

Третье поле отражает наличие в фосфоритовых породах нескольких стронцийсодержащих минералов и представляет собой скопление суммарных концентраций этого элемента. Судя по составу пород, показанных в контурах поля, такими минералами являются фосфат, алюмосиликаты, и карбонаты. Примечательно, что и здесь распределение Sr подчиняется функциональной зависимости, которая отчетливо выражена для Sr с P_2O_5 ($r=0,8$) и намного хуже для Sr с Al_2O_3 ($r=0,56$). Это показывает, что в породах, обогащенных фос-

фатом, содержания Sr связанные с карбонатами и алюмосиликатами, играют подчиненную роль и, следовательно, основным концентратором элемента является фосфат.

Принципиально иной характер распределения Sr в сланцах, заключенных в контурах поля в координатах Sr с Al_2O_3 (рис. 1.4.3.16). Среди других пород они выделяются заметно повышенными концентрациями элемента, наличие которого невозможно объяснить только принадлежностью Sr к полевым шпатам. Очевидно, здесь имеет место дополнительное накопление элементов в виде сорбированной примеси, связанной с графито-глинистым материалом.

Таким образом, на примере Sr можно заключить, что в породах фосфоритных пачек микроэлементы характеризуются сложным распределением и могут быть изоморфно или сорбционно связаны одновременно с несколькими минералами. Сказанное иллюстрируют рис. 1.4.3.18, где отражены результаты графической и математической корреляции, а также в схематизированном виде показан предполагаемый характер связи элементов – примесей с минералами.

Обобщая данные таблиц, а также графических материалов, можно сделать следующие выводы: 1. Комплекс элементов-примесей, образующих геохимический фон ОХФБ, весьма устойчив на всем протяжении региона, что свидетельствует о генетически едином источнике породного вещества, а также подтверждает возрастную идентичность фосфоритовых месторождений бассейна. 2. Фосфоритные пачки на фоне вмещающих отложений выделяются специфичным спектром микроэлементов и высокими их концентрациями (As, Ba, Sr, Ni, Cr, Cu, Pb, Zn, Mo, V, Ga, U, Th, Ti, B). 3. Распределение элементов – примесей по разрезу фосфоритных пачек и пластов в целом однотипно и определяется типом слагающих их пород. 4. В фосфоритных пачках Ухагольского, Харанурского, Хубсугульского месторождений выше кларка накапливаются Sr, Ni, Cr, As, Ba, Zn, Cu, Mo, B. Ниже кларковых содержаний, но постоянно присутствуют V, Ga, Pb, U, Th, Mn, Ti. На Боксонском месторождении выше кларковых концентраций отмечаются только As, Ba и Cu, а постоянно присутствуют Sr, Mn, Zn, U. 5. По микроэлементному составу фосфориты отчетливо подразделяются на три группы, которые соответствуют карбонатно-слюдисто-кремнистым (сланцевым) существенно доломитовым и мономинеральным разновидностям. Первая группа по набору и концентрациям микроэлементов близка к сланцам и выделяется высокими содержаниями Ba, V, Ga, Cr, Ni, Mo, Zn, Pb, Cu, Ti, B, Th. Фосфориты второй группы, напротив, характеризуются отсутствием либо заниженными содержаниями этих элементов, что сближает их с доломитами. Та же особенность сохраняется в фосфоритах третьей группы, основными свойствами которых, помимо этого, являются высокие концентрации As, Sr, Ba, U. 6. Микроэлементный комплекс фосфоритов складывается из элементов-примесей, связанных с карбонатной (Sr, Mn), графито-сульфидно-

алюмосиликатной (Zn, Pb, Cu, Ni, Sr, Ba, Cr, V, Ga, Ti, Th, U, B), железогидроокисной (Cu, Ni, Cr, V, Ga) и собственно фосфатной частью этих пород (As, Sr, Ba, U). 7. С фосфатным минералом (фторапатитом) генетически связаны U, Sr, Ba, As, концентрации которых находятся в четкой прямой зависимости от содержания P_2O_5 . Это позволяет предполагать изоморфное вхождение элементов в кристаллическую решетку минерала. Причем, очевидно, Sr, Ba занимают положения Ca^{+2} [19-21, 158, 160, 164, 214, 215, 232], а As, по-видимому, в виде аниона AsO_4^{-3} замещает PO_4^3 группы [158, 312, 232, 334]. Что касается урана, то по данным [9, 11, 12, 20, 158, 159, 381, 414] одна его часть сорбируется фосфатом, а другая является изоморфной примесью. 8. Как следует из анализа кларков концентраций, период фосфоритообразования одновременно являлся периодом энергичного поступления и накопления в бассейне седиментации As, Sr, Cr, Mo, B и, в какой-то степени Zn, Pb, Cu. Причем, интенсивное концентрирование в осадках Ba и As представляла собой одну из наиболее существенных особенностей режима бассейна во время формирования фосфоритов.

Таблица 1.4.3.1

Характеристика микроэлементного состава основных типов пород и их нерастворимых остатков (НО)

Элементы и химические компоненты	Типы пород							
	сланцы		фосфориты «сланцевые»		доломиты		фосфориты доломитовые	
	Номера образцов							
	175 ^m -78	477-77	680	171-78	172-78	230	17-304	171 ^a
1	3	4	5	6	7	8	9	10
P_2O_5	0,9	5,5	15,5	7,9	Сл	Сл	18,3	9,4
НО	84,7	75,5	25,9	62,3	4,9	3,6	6,6	1,4
Mn П	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$3,9 \cdot 10^{-2}$
НО	$5 \cdot 10^{-3}$	$< 4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$< 4 \cdot 10^{-3}$	$< 4 \cdot 10^{-3}$	$< 4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
As П	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$
НО	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$
Ba П	> 1	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
НО	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$
Sr П	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$4,3 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-3}$
НО	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
V П	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$
НО	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Ga П	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$< 5 \cdot 10^{-5}$	$< 5 \cdot 10^{-5}$	$< 5 \cdot 10^{-5}$
НО	$< 5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$< 5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Mo П	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$
НО	$5 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$
Pb П	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$
НО	$5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Zn П	$6 \cdot 10^{-2}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$
НО	$3 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Cu П	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$
НО	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Ni П	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
НО	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$< 5 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Cr П	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$
НО	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$

Примечание: П – порода, не обработанная HCl; НО – нерастворимый остаток породы

Таблица 1.4.3.2.
Характеристика микроэлементного состава основных типов пород Харанурского месторождения (%)

Элемент	Геохимические параметры	П а ч к а							
		Подфосфоритная	Надфосфоритная	Фосфоритная Σ					
				I (56)	II (21)	III (30)	IV (51)	V (20)	VI (165)
Ba	A	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$
	δ	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-1}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$
	КК	20,0	2,4	38,0	110	21,0	25	4,12	220,0
Sr	A	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-1}$
	δ	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$
	КК	0,21	0,05	1,02	3,6	4,26	2,89	6,89	8,52
Mn	A	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$
	δ	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$
	КК	0,28	0,06	0,22	1,56	0,41	0,37	0,7	0,38
Ni	A	не опр	не опр	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
	КК	не опр	не опр	0,52	1,0	1,33	1,47	1,16	9,5
Cr	A	не опр	не опр	не опр	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
	КК	не опр	не опр	не опр	1,72	2,5	2,1	1,8	1,8
Cu	A	не опр	не опр	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	2,5	3,25	1,4	0,81	0,42	3,25
Zn	A	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
	δ	$8,9 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,85	0,5	1,1	1,1	1,35	0,7	0,82	1,15
Pb	A	не опр	не опр	не опр	$3,2 \cdot 10^{-4}$	не опр	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$5,4 \cdot 10^{-5}$	не опр	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	0,35	не опр	0,48	0,2	0,9
As	A	не опр	не опр	не опр	$2,1 \cdot 10^{-3}$	не опр	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$3,4 \cdot 10^{-3}$	не опр	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
	КК	не опр	не опр	не опр	21	не опр	1,03	3,33	180
V	A	не опр	не опр	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	0,32	0,25	0,33	0,7	0,32	0,19
Ga	A	не опр	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	не опр				
	δ	не опр	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	не опр				
	КК	не опр	0,77	0,33	не опр				
Ti	A	$1,1 \cdot 10^{-3}$	не опр	не опр	$2 \cdot 10^{-3}$	не опр	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1 \cdot 10^{-3}$	не опр	не опр	$2,1 \cdot 10^{-3}$	не опр	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,02	не опр	не опр	0,05	не опр	0,24	0,09	0,05
B	A	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,5	0,5	1,0	1,7	1,2	1,8	0,92	1,0
Mo	A	не опр	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	не опр				
	δ	не опр	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	не опр				
	КК	не опр	1,8	2,0	не опр				

Примечание: Типы пород: I- III - доломиты, IV - фосфориты существенно доломитовые, V- известняки, VI- сланцы, VII- фосфориты карбонатно-слюдисто-кремнистые (сланцевые), VIII- фосфориты мономинеральные. Остальные сведения по таблице приведены в примечаниях к таблице 1.4.3.6.

Таблица 1.4.3.3.

Характеристика микроэлементного состава основных типов пород Боксонского месторождения (%).

Элемент	Геохимические параметры	П а ч к а			
		Подфосфоритная	Надфосфоритная	Фосфоритная	
		1 (32)	II (21)	III (30)	IV (43)
1	2	3	4	5	6
Ba	A	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$
	δ	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
	КК	2,2	2,1	2,2	8,8
Sr	A	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$
	δ	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-2}$
	КК	0,26	0,1	0,36	0,82
Mn	A	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$
	δ	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
	КК	0,05	0,03	0,27	0,24
As	A	не опр	не опр	не опр	$9 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$9,5 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	9,0
Zn	A	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
	δ	$8 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,4	0,44	0,5	0,6
Cu	A	не опр	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	0,75	1,25	0,85

Примечание: Типы пород: I, II, III - доломиты, IV - фосфориты существенно доломитовые. Остальные сведения по таблице приведены в примечаниях к таблице 1.4.3.6.

Таблица 1.4.3.4.

Характеристика микроэлементного состава основных типов пород Ухагольского месторождения (нижняя фосфоритная пачка) (%).

Элемент	Геохимические параметры	П а ч к а								
		Подфосфоритная	Надфосфоритная	Фосфоритная						
				1 (36)	II (31)	III (51)	IV (66)	V (103)	VI (84)	VII (93)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ba	A	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$9,4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-2}$
	δ	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$8,7 \cdot 10^{-2}$	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$
	К	3,8	4,6	68,0	5,0	35,0	1,17	1,0	0,12	72,0
Sr	A	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
	δ	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$
	К	0,75	0,05	1,4	0,7	1,37	1,5	1,86	1,02	3,28
Mn	A	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-2}$
	δ	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$7,1 \cdot 10^{-2}$
	К	0,16	0,06	0,4	0,67	1,0	0,14	0,35	0,51	0,8
Ni	A	$7,6 \cdot 10^{-4}$	не опр	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$
	δ	$7,5 \cdot 10^{-4}$	не опр	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$
	К	0,38	не опр	0,28	0,9	1,1	0,75	0,62	0,42	1,4
Cr	A	не опр	не опр	не опр	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
	К	не опр	не опр	не опр	1,72	1,8	1,4	0,68	0,86	2,36

Продолжение таблицы 1.4.3.4										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cu	A	$3 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$3,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$
	K	0,38	не опр	3,0	2,45	6,0	0,35	0,38	0,19	5,0
Zn	A	$1 \cdot 10^{-3}$	не опр	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$
	δ	$8,9 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
	K	0,5	не опр	0,8	1,1	1,7	0,6	0,59	0,29	4,9
Pb	A	не опр	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	не опр	$4,2 \cdot 10^{-4}$				
	δ	не опр	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	$4,3 \cdot 10^{-4}$				
	K	не опр	0,26	0,15	не опр	0,47				
As	A	не опр	не опр	$1,8 \cdot 10^{-3}$	не опр	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$2 \cdot 10^{-3}$	не опр	$3 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	не опр	18,0	не опр	32,0	1,3	5,15	5,15	60,0
V	A	не опр	не опр	не опр	$6,2 \cdot 10^{-4}$	не опр	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$2,1 \cdot 10^{-5}$	не опр	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
	K	не опр	не опр	не опр	0,31	не опр	0,27	0,11	0,11	0,15
Ga	A	не опр	не опр	не опр	$6 \cdot 10^{-5}$	не опр	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр
	δ	не опр	не опр	не опр	$4,1 \cdot 10^{-5}$	не опр	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр
	K	не опр	не опр	не опр	0,15	не опр	0,27	0,17	не опр	не опр
Ti	A	не опр	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$9,7 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	0,04	0,07	0,04	0,04	0,21	0,02	0,02	0,05
B	A	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-2}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	K	0,55	0,65	0,55	1,6	1,6	1,0	1,0	0,32	1,1
Mo	A	не опр	$6 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	не опр				
	δ	не опр	$3,9 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	не опр				
	K	не опр	3,0	не опр	не опр	не опр				

Примечание: Типы пород: I-известняки, II, IV - доломиты, III- фосфориты известняковые, V- фосфориты доломитовые, VI - сланцы, VII- фосфориты существенно глинисто – кремнистые «сланцевые», VIII – фосфориты песчанистые, IX– фосфориты существенно мономинеральные. Остальные сведения по таблице приведены в примечаниях к таблице 1.4.3.6.

Таблица 1.4.3.5.

Характеристика микроэлементного состава основных типов пород Ухагольского месторождения (верхняя фосфоритная пачка) (%)

Элемент	Геохимические параметры	П а ч к а							
		Подфосфоритная	Надфосфоритная	Фосфоритная					
				I (31)	II (35)	III (52)	IV (44)	V (54)	VI (45)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba	A	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$
	δ	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$9,1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-2}$
	K	4,6	4,8	7,8	40,0	1,75	1,05	0,1	84
Sr	A	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$9,8 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$
	δ	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
	K	0,05	0,30	0,56	1,5	1,5	2,18	0,53	4,91
Mn	A	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$
	δ	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$
	K	0,06	0,31	0,67	0,56	0,13	0,26	0,74	0,34
Ni	A	не опр	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	0,44	1,2	1,2	0,48	0,44	0,44	1,1
Cr	A	не опр	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	2,36	4,0	1,45	1,0	0,6	8,0	2,72

Продолжение таблицы 1.4.3.5									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	A	не опр	не опр	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$
	K	не опр	не опр	1,9	2,25	0,42	0,17	0,16	2,45
Zn	A	не опр	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	0,5	0,7	1,4	0,45	0,25	0,75	4,2
Pb	A	не опр	не опр	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$
	K	не опр	не опр	0,4	0,55	0,34	0,29	0,34	0,75
As	A	не опр	не опр	не опр	$3 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
	K	не опр	не опр	не опр	30,0	1,39	3,64	4,54	78,0
V	A	не опр	не опр	$3,8 \cdot 10^{-4}$	не опр	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	$2,1 \cdot 10^{-5}$	не опр	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
	K	не опр	не опр	0,19	не опр	0,56	0,15	0,11	0,23
Ga	A	не опр	не опр	не опр	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$
	K	не опр	не опр	не опр	0,13	0,46	0,19	0,11	0,10
Ti	A	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
	K	0,04	0,03	0,03	0,06	0,19	0,17	0,05	0,06
B	A	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
	K	0,65	0,5	0,5	1,6	2,6	0,92	0,76	1,0
Mo	A	не опр	не опр	не опр	не опр	$4,2 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	не опр
	δ	не опр	не опр	не опр	не опр	$1,8 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	не опр
	K	не опр	не опр	не опр	не опр	2,1	не опр	не опр	не опр

Примечание: Типы пород: I, II, III- доломиты, IV - фосфориты доломитовые, V - сланцы, VI- фосфориты существенно глинисто – кремнистые «сланцевые», VII– фосфориты песчанистые, VIII – фосфориты существенно мономинеральные. Остальные сведения по таблице приведены в примечаниях к таблице 1.4.3.6.

Таблица 1.4.3.6.

Характеристика микроэлементного состава основных типов пород Хубсугульского месторождения (%)

Элемент	Геохимические параметры	П а ч к а									
		Подфосфоритная	Надфосфоритная	Фосфоритная							
				I (16)	II (13)	III (48)	IV (64)	V (96)	VI (31)	VII (17)	VIII(39)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ba	A	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$
	δ	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
	KK	3,6	2,6	17	92	3,1	25	5,5	120	130	0,09
Sr	A	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
	δ	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
	KK	0,77	0,05	0,75	2,13	2,89	16,39	0,67	1,21	5,57	0,27
Mn	A	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$
	δ	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$
	KK	0,19	0,06	0,53	0,33	0,34	0,42	0,27	0,35	0,52	0,33
Ni	A	$7,4 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	не опр	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$
	δ	$7,5 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	не опр	$9,9 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
	KK	0,37	не опр	0,2	1,1	4,0	1,3	не опр	0,85	0,11	0,43
Cr	A	не опр	не опр	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	не опр	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,51 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	не опр	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$
	KK	не опр	не опр	1,54	1,64	1,0	2,45	не опр	2,72	2,27	0,79
Cu	A	$2,9 \cdot 10^{-4}$	не опр	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
	δ	$3,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
	KK	0,73	не опр	2,3	3,5	0,33	1,38	1,08	3,0	3,5	0,18

Продолжение таблицы 1.4.3.6											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Zn	A	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$
	δ	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,5	0,55	0,95	1,05	0,76	1,25	0,6	1,5	3,4	0,72
Pb	A	не опр	не опр	не опр	не опр	$5,3 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	не опр	$3,5 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	не опр	0,27	не опр	не опр	0,48	0,71	0,35
As	A	не опр	не опр	не опр	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	не опр	не опр	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	не опр	не опр	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	28	4,09	не опр	не опр	46	110	0,5
V	A	не опр	не опр	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	не опр	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	не опр	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$
	КК	не опр	не опр	0,28	0,18	0,25	0,34	не опр	0,14	0,19	0,24
Ga	A	не опр	не опр	не опр	не опр	$6 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$1,3 \cdot 10^{-5}$	не опр	$1,1 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	не опр	$6 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$1 \cdot 10^{-5}$	не опр	$1 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	не опр	0,2	не опр	не опр	0,03	не опр	0,04
Ti	A	не опр	не опр	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	не опр	не опр	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$
	δ	не опр	не опр	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-2}$	не опр	не опр	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$
	КК	не опр	не опр	0,03	0,05	0,09	не опр	не опр	0,02	0,06	0,02
B	A	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$
	δ	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
	КК	0,37	0,5	1,05	1,65	0,95	1,15	1,4	0,55	1,05	0,28
Mo	A	не опр	не опр	не опр	не опр	$4,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$3,5 \cdot 10^{-4}$	не опр	$3,1 \cdot 10^{-4}$
	δ	не опр	не опр	не опр	не опр	$1,4 \cdot 10^{-4}$	не опр	не опр	$2,1 \cdot 10^{-4}$	не опр	$1,1 \cdot 10^{-4}$
	КК	не опр	не опр	не опр	не опр	2,05	не опр	не опр	7,0	не опр	1,6

Примечание: I-известняки, II-III- доломиты, IV- фосфориты существенно доломитовые, V- фосфориты карбонатно-слюдисто-кремнистые, VI-известняки, VII- доломиты микрофитолиновые, VIII-фосфориты карбонатные, IX -фосфориты мономинеральные, X-фтаниты. В скобках - число проб, A – среднеарифметическое, δ - среднеквадратическое отклонение, КК-кларки концентраций. Для мономинеральных фосфоритов и карбонатных пород кларки концентраций (КК) рассчитывались относительно кларков по К. Таркяну и К. Ведеполу [230], для глинисто – сланцевых пород и фтанитов - относительно кларков по А. П. Виногоградову [230]. При концентрации микроэлементов ниже чувствительности спектрального анализа геохимические параметры не определялись. При расчете A значения ниже чувствительности анализа условно приравнивались половине его предела. Чувствительность спектрального анализа: As - $1 \cdot 10^{-3}$, Ba - $1 \cdot 10^{-3}$, Sr- $1 \cdot 10^{-3}$, Ni- $5 \cdot 10^{-4}$, Cr- $1 \cdot 10^{-3}$, Cu $5 \cdot 10^{-4}$, Zn- $1 \cdot 10^{-4}$, Pb- $1 \cdot 10^{-3}$, Mo- $5 \cdot 10^{-4}$, Ga- $5 \cdot 10^{-5}$, V- $5 \cdot 10^{-4}$, Mn- $5 \cdot 10^{-3}$, Ti- $1 \cdot 10^{-3}$, B- $1 \cdot 10^{-3}$.

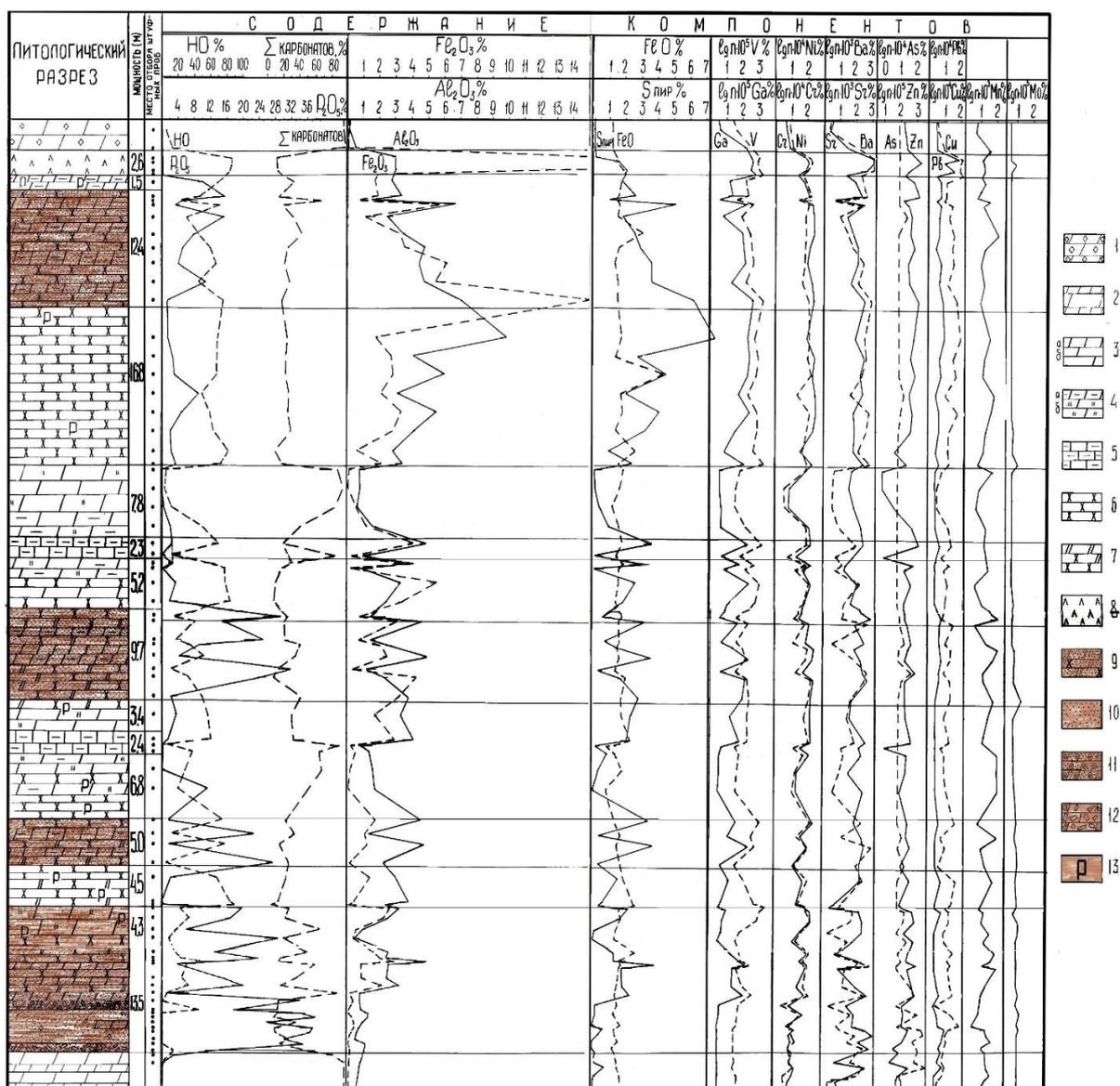


Рис. 1.4.3.2. Литолого-геохимический разрез фосфоритной пачки Харанурского месторождения. Составил Георгиевский А.Ф.

Доломиты: 1 – перекрывающие фосфоритную пачку; 2 – подстилающие пачку, породы фосфоритной пачки; 3 – доломиты тонкослоистые (а) и массивные (б); 4 – доломиты глинистые (а) и кремнистые (б); 5 – известняки тонкослоистые, прослоями глинистые. Сланцы: 6 – преимущественно карбонатно-сланцисто-кремнистые и карбонатно-кремнисто-сланцистые; 7 – существенно карбонатные; 8 – дайки эффузивов кислого и среднего состава. Породы фосфоритных пластов: 9 – частое переслаивание фосфоритов, доломитов, сланцев (фосфориты преимущественно карбонатно-сланцисто-кремнистые, карбонатно-кремнисто-сланцистые, существенно доломитовые, сланцисто-кремнисто-карбонатные, подчиненно мономинеральные); 10 – фосфориты существенно мономинеральные слоистые; 11 – фосфориты существенно доломитовые с онколитовой структурой; 12 – фосфориты кремнисто-доломитовые брекчиевые; 13 – фосфатосодержащие породы.

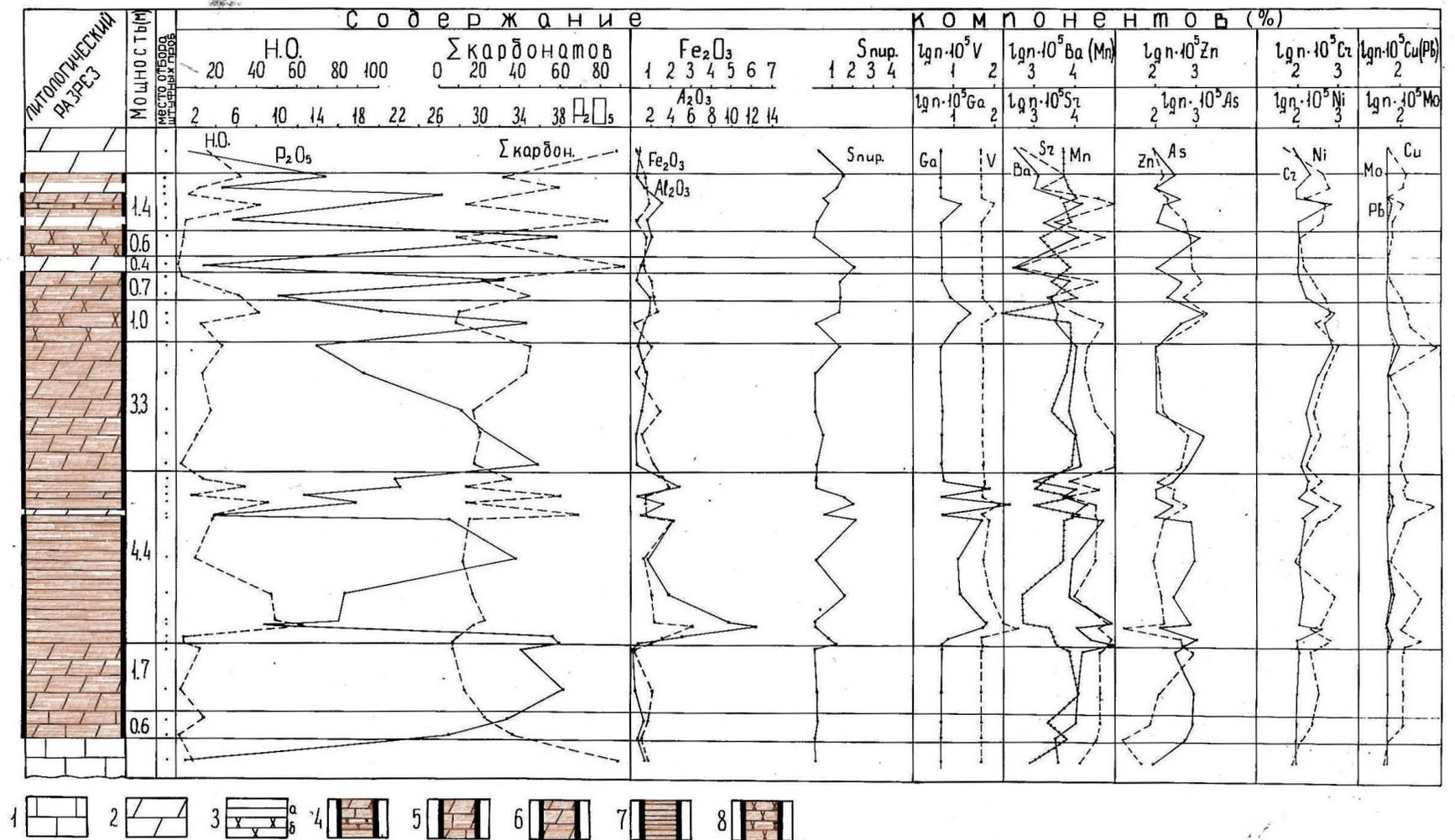


Рис. 1.4.3.3. Литолого-геохимический разрез нижней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения.

Составил Георгиевский А.Ф.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – сланцы глинистые (а) и глинисто-кремнистые (б); 4 – интервалы фосфоритов; 5-8 – фосфориты: 5 – доломито-известковистые, 6 – доломитовые и кремнисто-доломитовые; 7-8 – «сланцевые»: 7 – глинистые, 8 – глинисто-кремнистые.

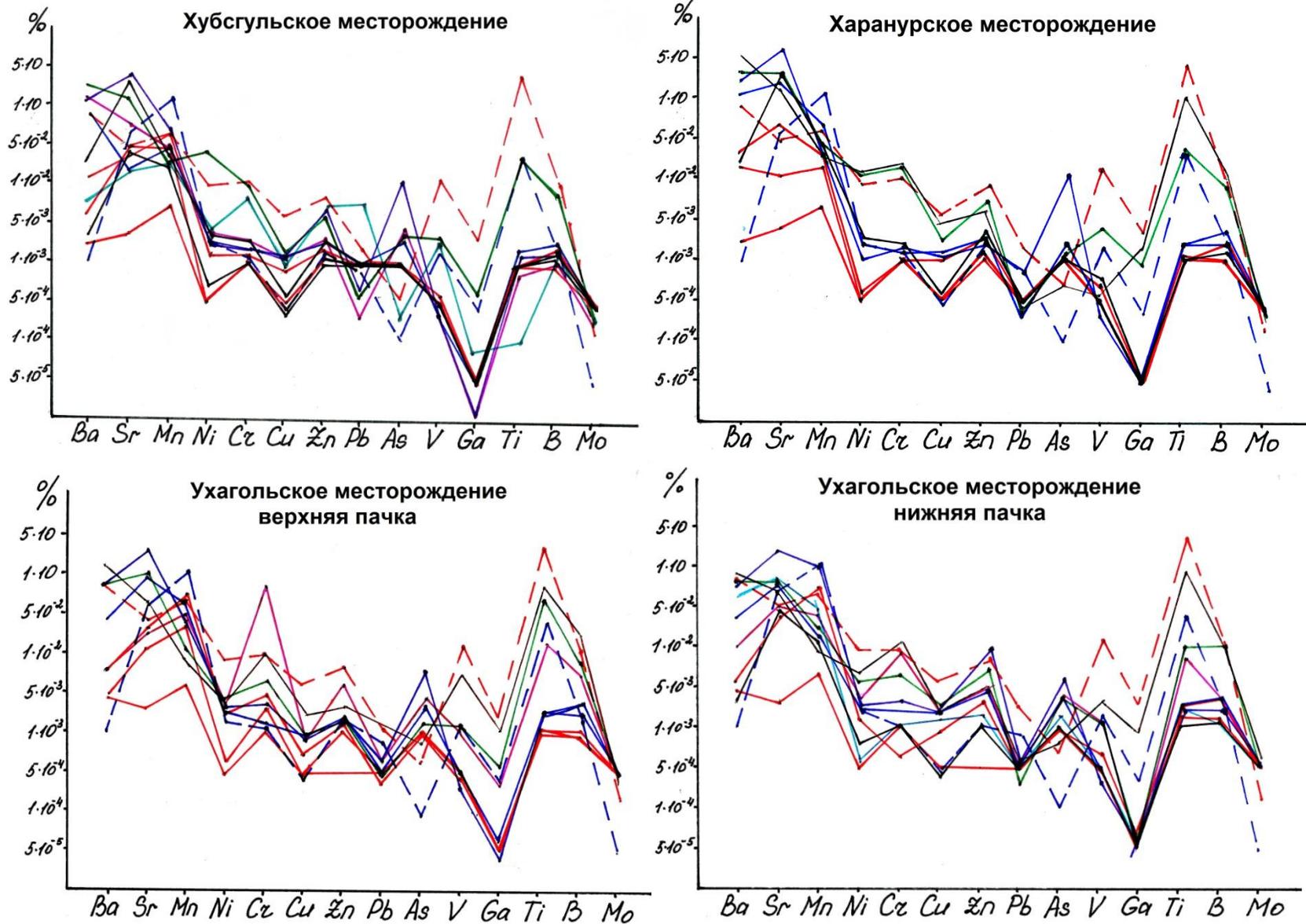


Рис. 1.4.3.4. Микроэлементный состав пород месторождений фосфоритов Окино-Хубсгульского бассейна (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.3.). Составил Георгиевский А.Ф.

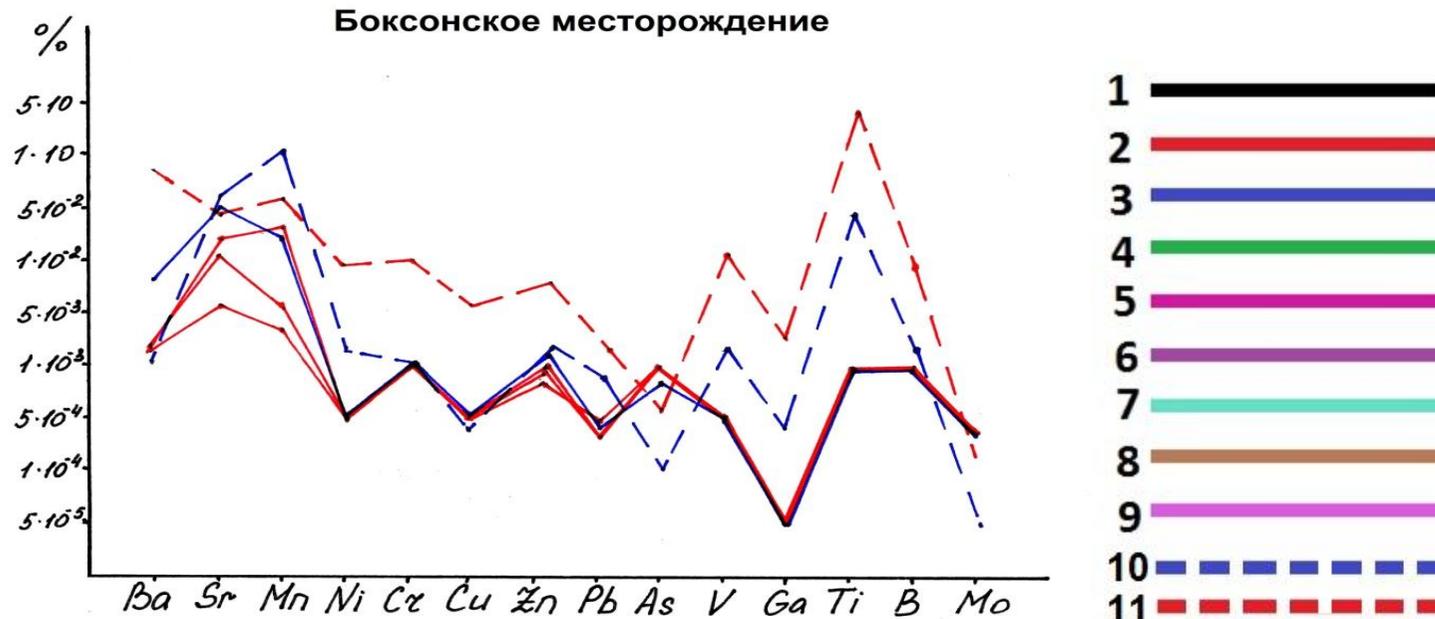


Рис. 1.4.3.5. Микроэлементный состав пород Боксонского месторождения фосфоритов.

Составил Георгиевский А.Ф. Условные обозначения к рисункам 1.4.3.4-1.4.3.5.

1 - Известняки; 2 - Доломиты; 3 - Фосфориты доломитовые (существенно доломитовые); 4 - Фосфориты «сланцевые»; 5 - Фосфориты карбонатные; 6 - Фосфориты мономинеральные (существенно мономинеральные); 7 - Фтанинты; 8 - Сланцы; 9 - Фосфориты песчанистые; 10 - Кларки карбонатных пород по К. Таркяну и К. Ведеполу (1961г.); 11- Кларки глинистых пород по А. П. Виноградову (1962г.).

При концентрации микроэлементов ниже чувствительности спектрального анализа геохимические не определялись. При расчете А значения ниже чувствительности анализа условно приравнивались половине его предела. Чувствительность спектрального анализа: As - $1 \cdot 10^{-3}$, Ba - $1 \cdot 10^{-3}$, Sr - $1 \cdot 10^{-3}$, Ni - $5 \cdot 10^{-4}$, Cr - $1 \cdot 10^{-3}$, Cu - $5 \cdot 10^{-4}$, Zn - $1 \cdot 10^{-4}$, Pb - $1 \cdot 10^{-3}$, Mo - $5 \cdot 10^{-4}$, Ga - $5 \cdot 10^{-5}$, V - $5 \cdot 10^{-4}$, Mn - $5 \cdot 10^{-3}$, Ti - $1 \cdot 10^{-3}$, B - $1 \cdot 10^{-3}$ (для Хубсугульского месторождения), As - $1 \cdot 10^{-3}$, Ba - $1 \cdot 10^{-3}$, Sr - $1 \cdot 10^{-3}$, Ni - $5 \cdot 10^{-4}$, Cr - $1 \cdot 10^{-3}$, Cu - $5 \cdot 10^{-4}$, Zn - $5 \cdot 10^{-4}$, Pb - $5 \cdot 10^{-4}$, Mo - $4 \cdot 10^{-4}$, Ga - $5 \cdot 10^{-5}$, V - $5 \cdot 10^{-4}$, Mn - $1 \cdot 10^{-3}$, Ti - $1 \cdot 10^{-3}$, B - $1 \cdot 10^{-3}$ (для Харанурского и Боксонского месторождений) и As - $1 \cdot 10^{-3}$, Ba - $1 \cdot 10^{-3}$, Sr - $1 \cdot 10^{-3}$, Ni - $5 \cdot 10^{-4}$, Cr - $1 \cdot 10^{-3}$, Cu - $5 \cdot 10^{-4}$, Zn - $5 \cdot 10^{-4}$, Pb - $5 \cdot 10^{-4}$, Mo - $5 \cdot 10^{-4}$, Ga - $5 \cdot 10^{-5}$, V - $5 \cdot 10^{-4}$, Mn - $5 \cdot 10^{-3}$, Ti - $1 \cdot 10^{-3}$, B - $1 \cdot 10^{-3}$ (для Ухагольского месторождения)

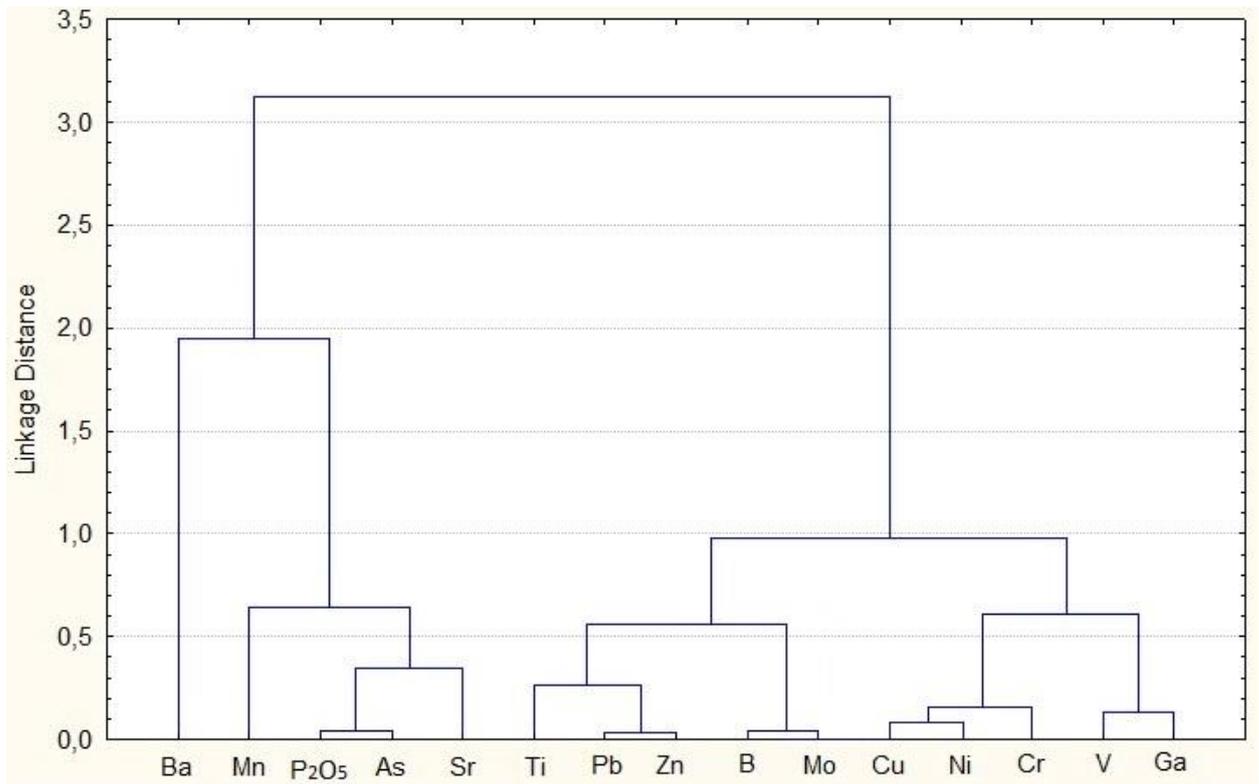


Рис. 1.4.3.6. Дендрограмма для 15 элементов (переменных) пород фосфоритной пачки Хубсугульского месторождения. Составил Георгиевский А.Ф.

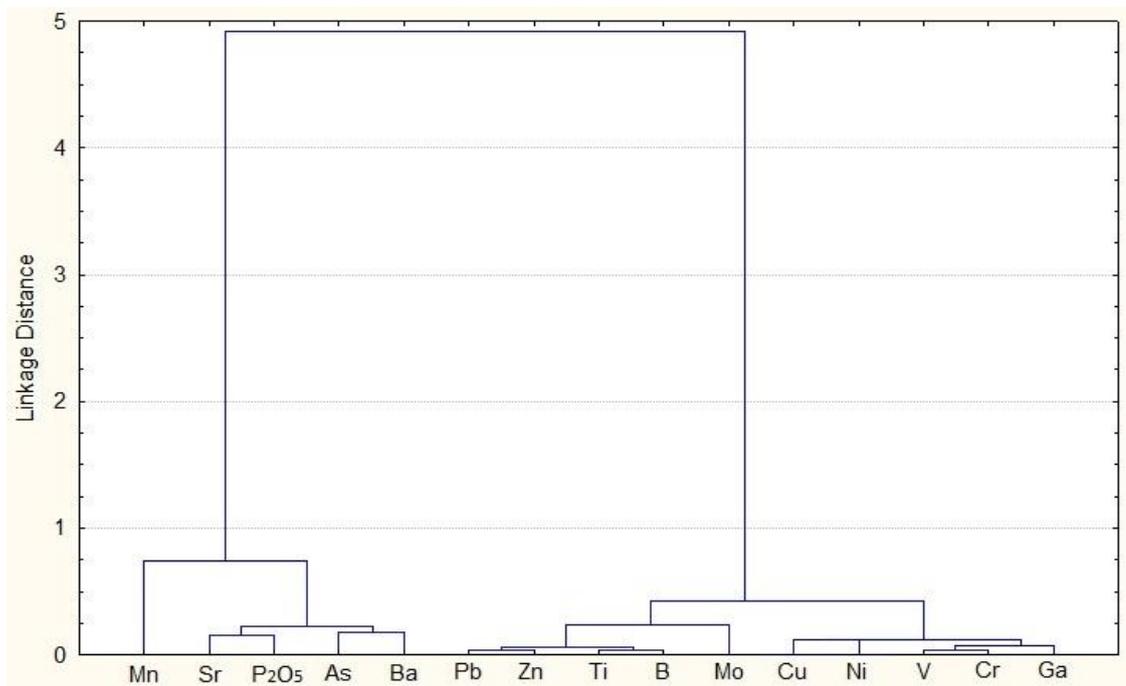


Рис. 1.4.3.7. Дендрограмма для 15 элементов (переменных) пород фосфоритной пачки Харанурского месторождения. Составил Георгиевский А.Ф.

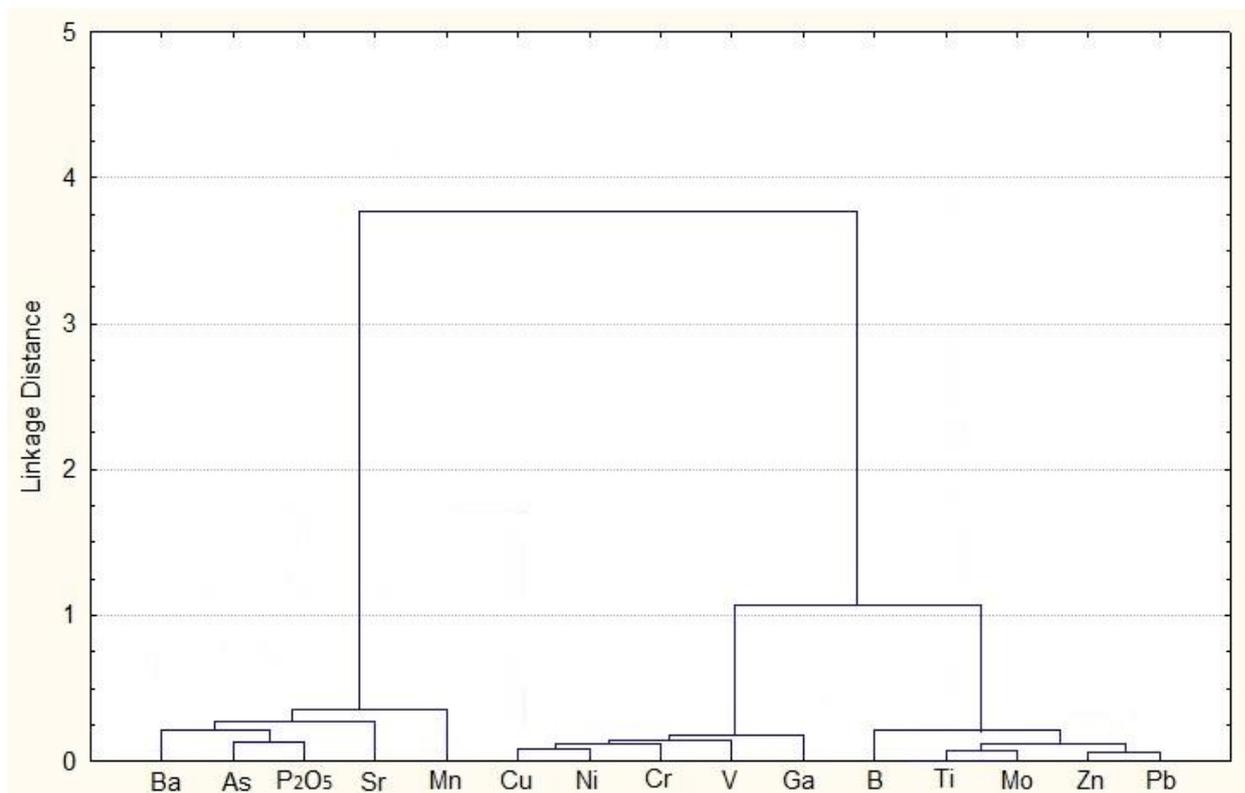


Рис. 1.4.3.8. Дендрограмма для 15 элементов (переменных) пород фосфоритной пачки Ухагольского месторождения (верхняя пачка). Составил Георгиевский А.Ф.

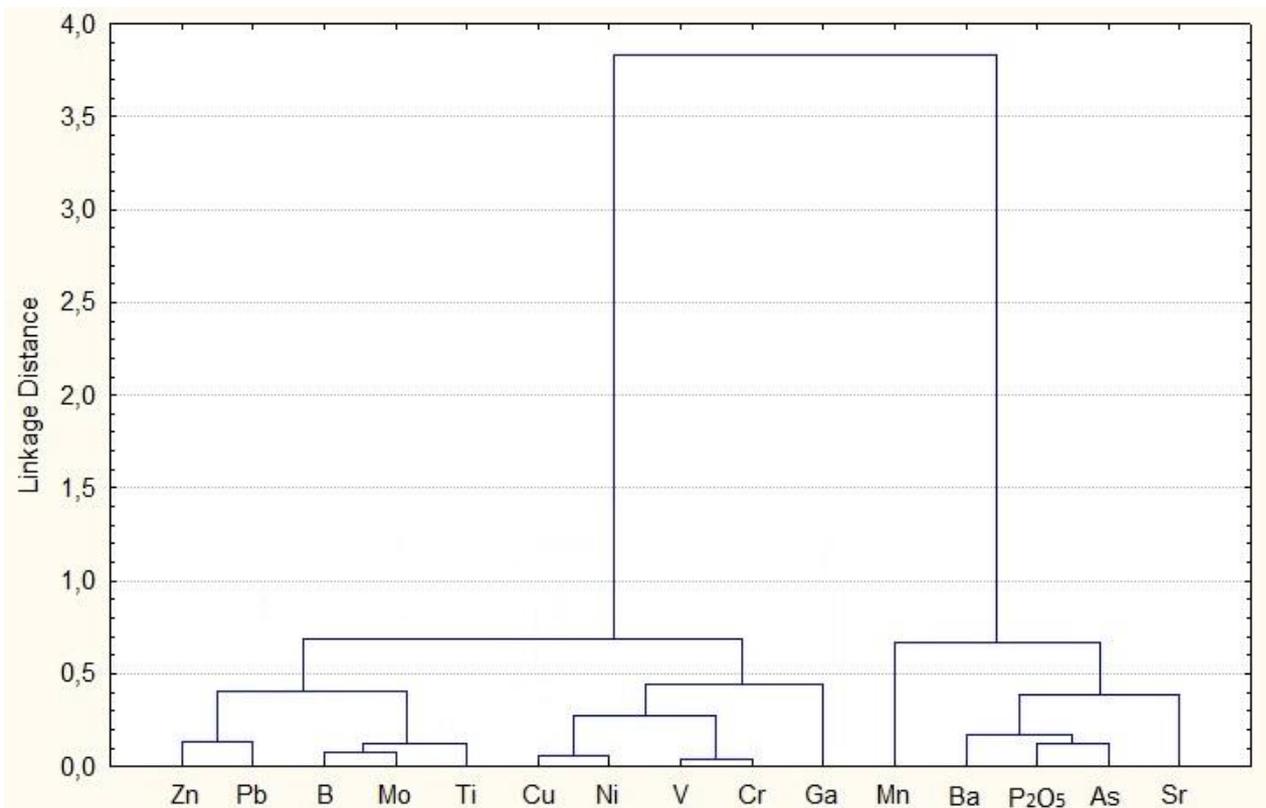


Рис. 1.4.3.9. Дендрограмма для 15 элементов (переменных) пород фосфоритной пачки Ухагольского месторождения (нижняя пачка). Составил Георгиевский А.Ф.

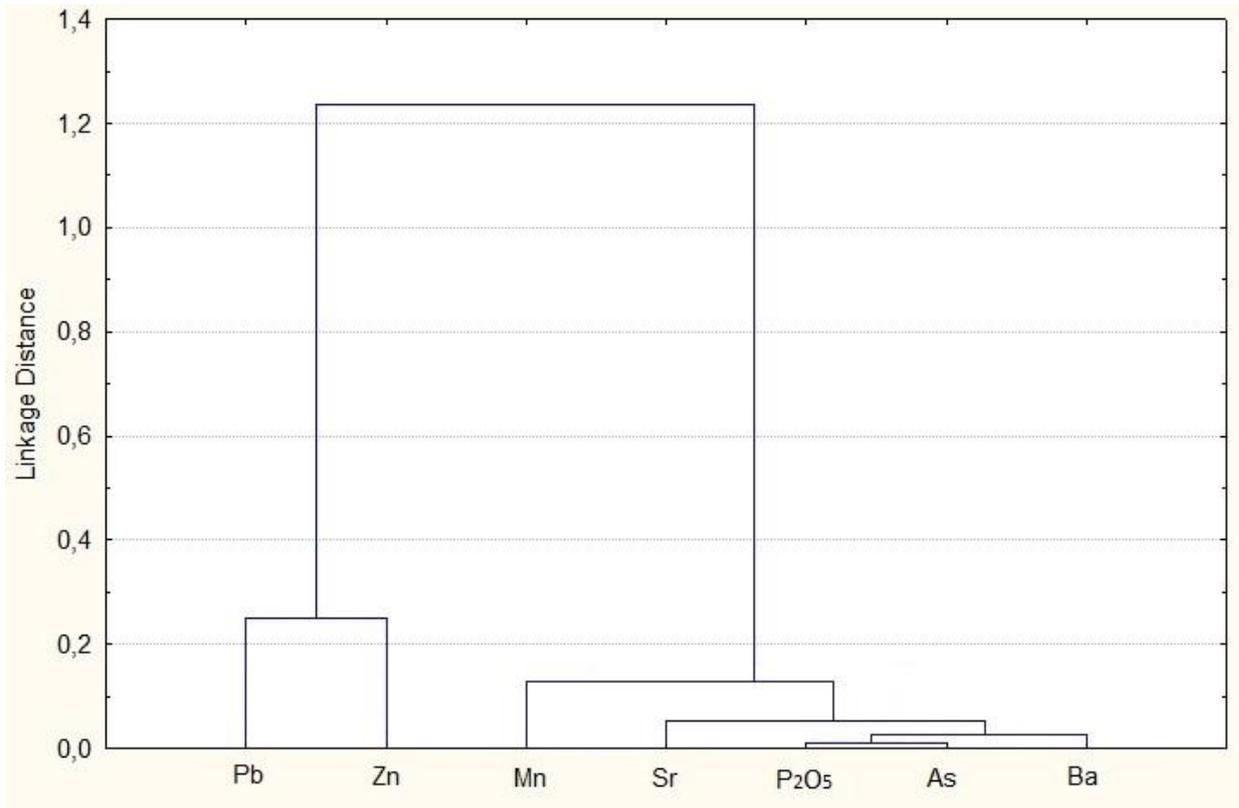


Рис. 1.4.3.10. Дендрограмма для 7 элементов (переменных) пород фосфоритной пачки Боксонского месторождения.
Составил Георгиевский А.Ф.

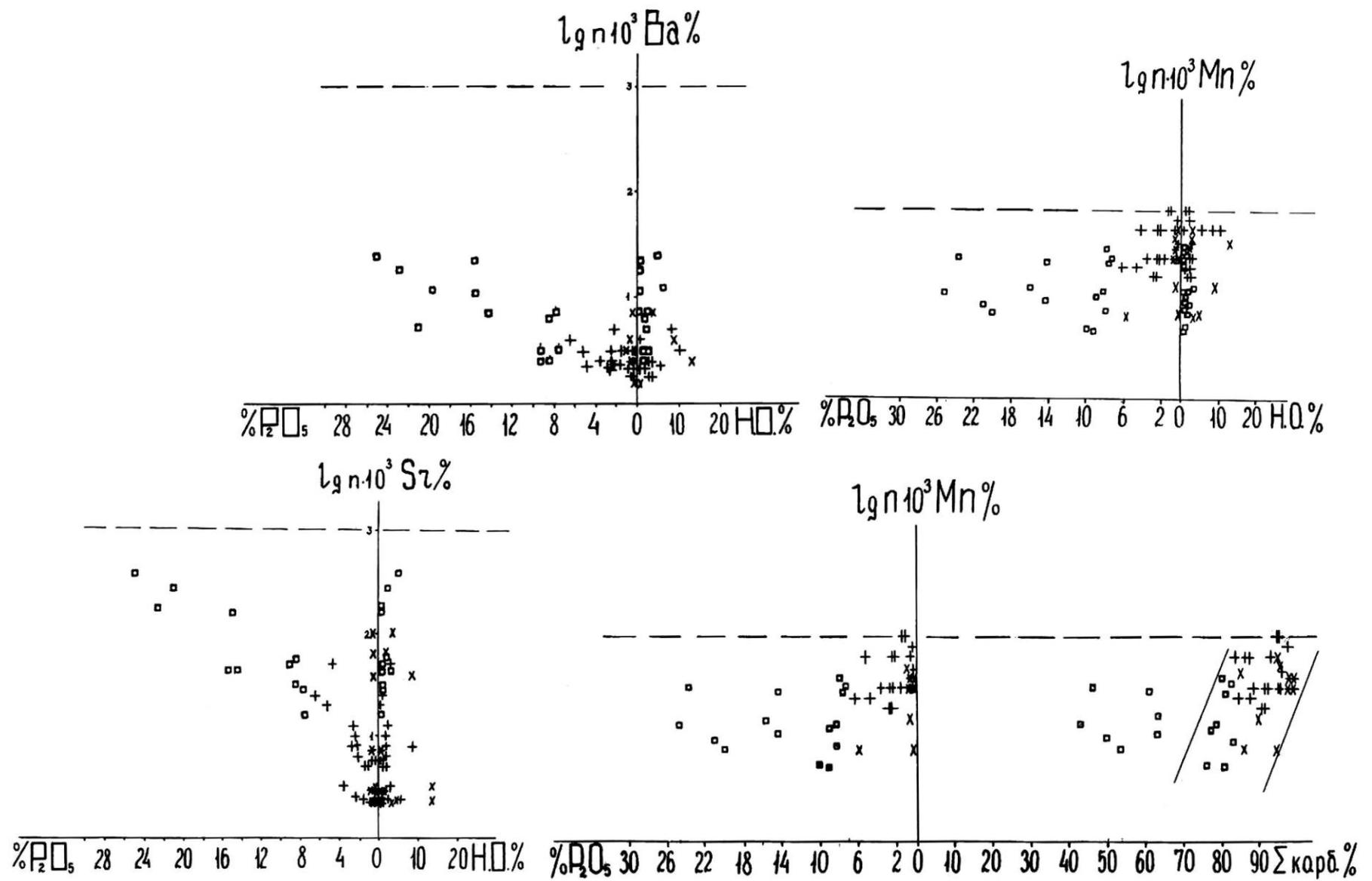


Рис. 1.4.3.11. Связь основных микроэлементов и химических компонентов в породах фосфоритной пачки Боксонского месторождения (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

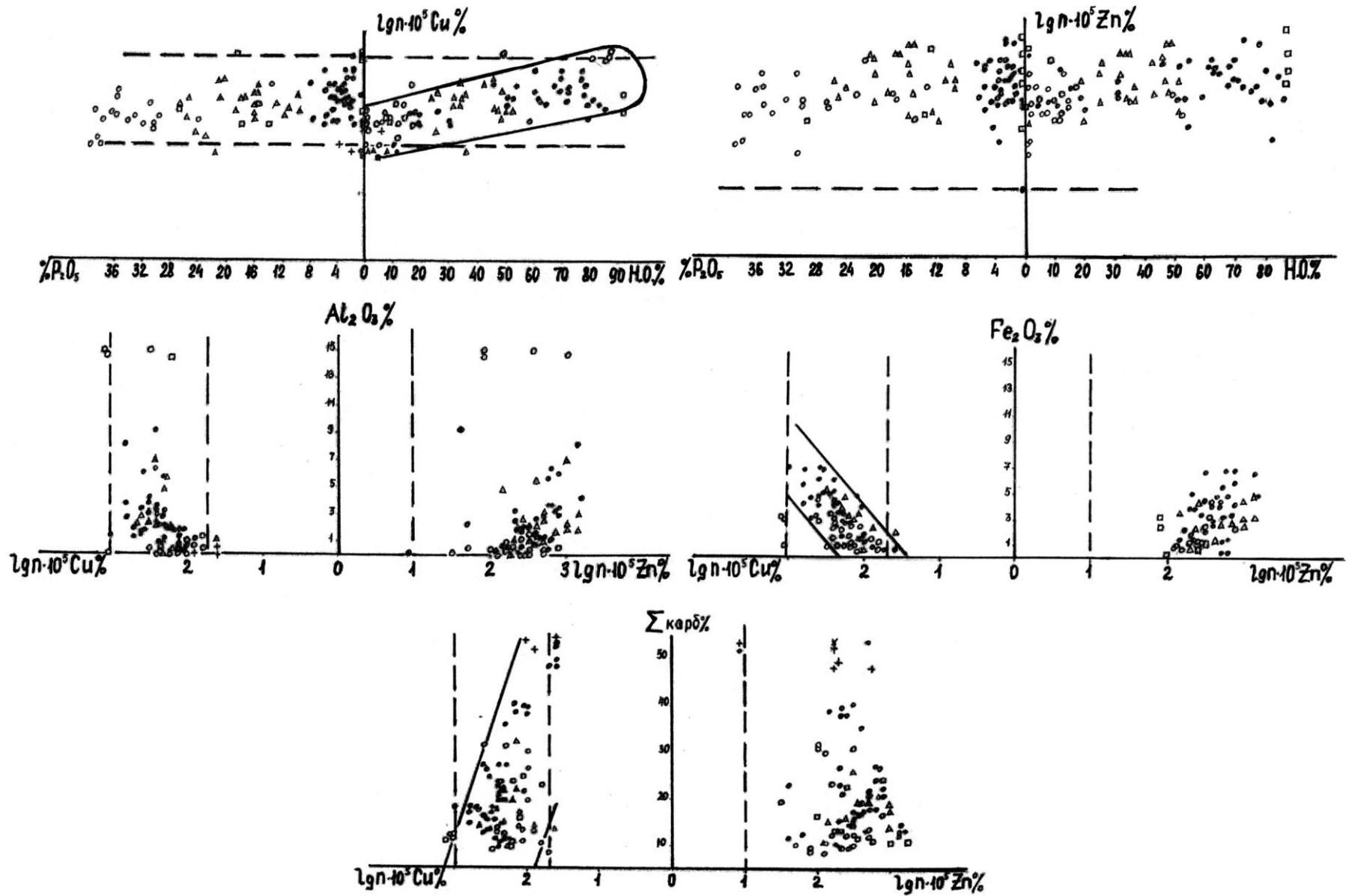


Рис. 1.4.3.12. Связь Cu и Zn с основными химическими компонентами пород фосфоритных пачек Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского месторождений (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

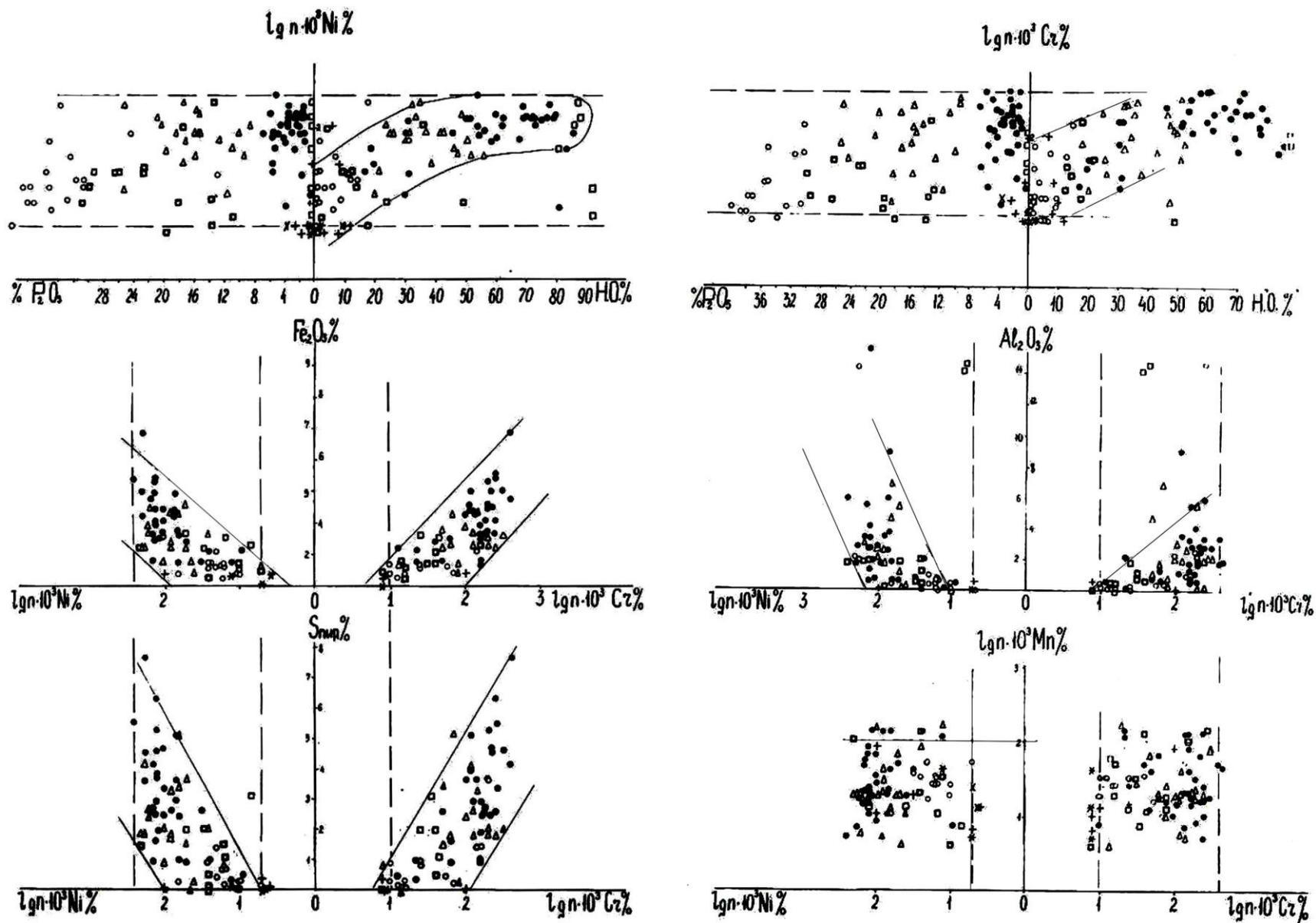


Рис. 1.4.3.13. Связь Cr и Ni с основными химическими компонентами пород фосфоритных пачек Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского месторождений (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

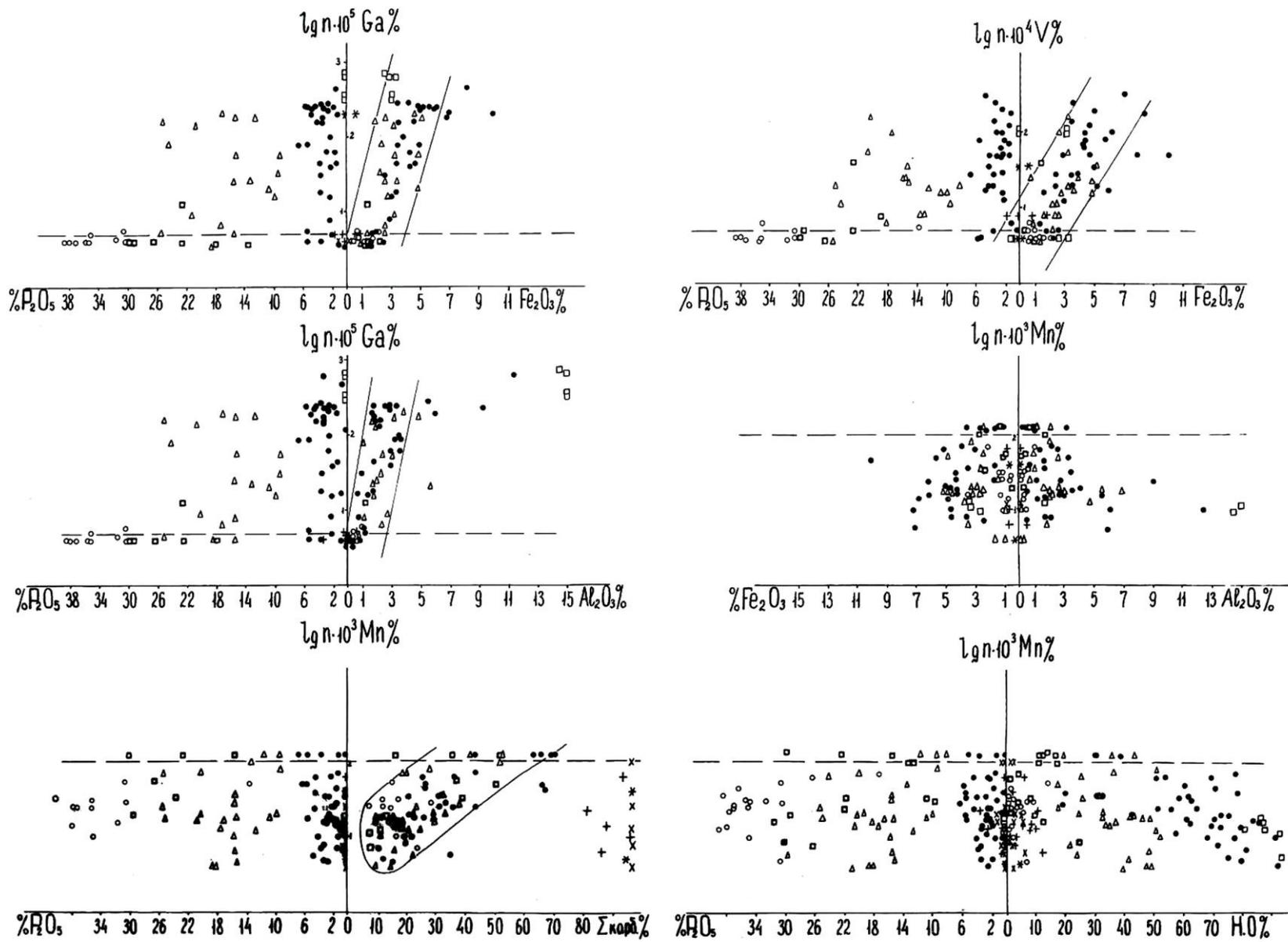


Рис. 1.4.3.14. Связь Ga, V и Mn с основными химическими компонентами пород фосфоритных пачек Харанурского, Ухгольского и Хубсугульского месторождений (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

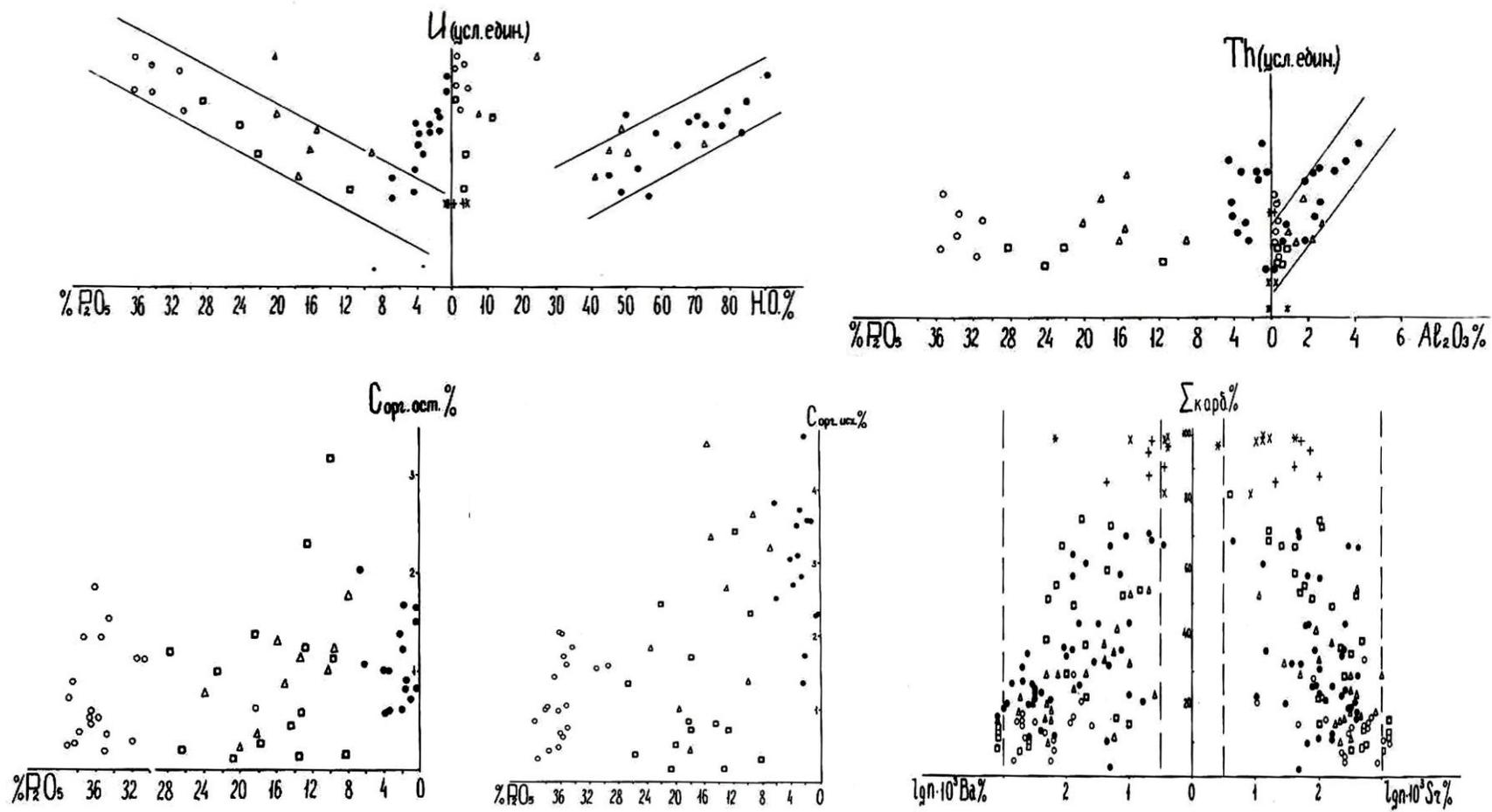


Рис. 1.4.3.15. Соотношение микроэлементов и химических компонентов пород фосфоритовых пачек Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского месторождений (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

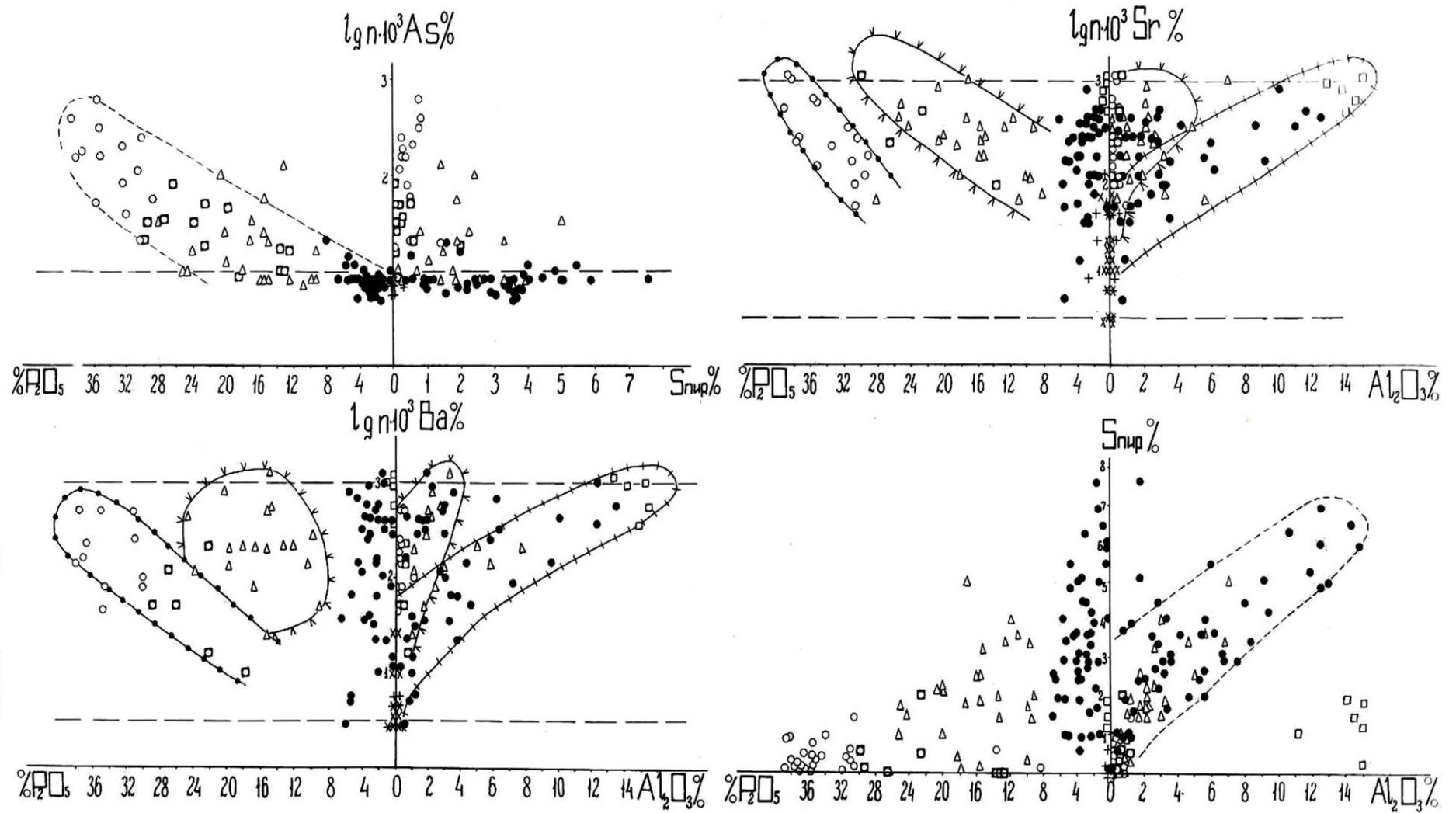


Рис. 1.4.3.16. Связь между некоторыми микроэлементами и химическими компонентами в породах Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского месторождений (условные обозначения см. на рис. 1.4.3.17).

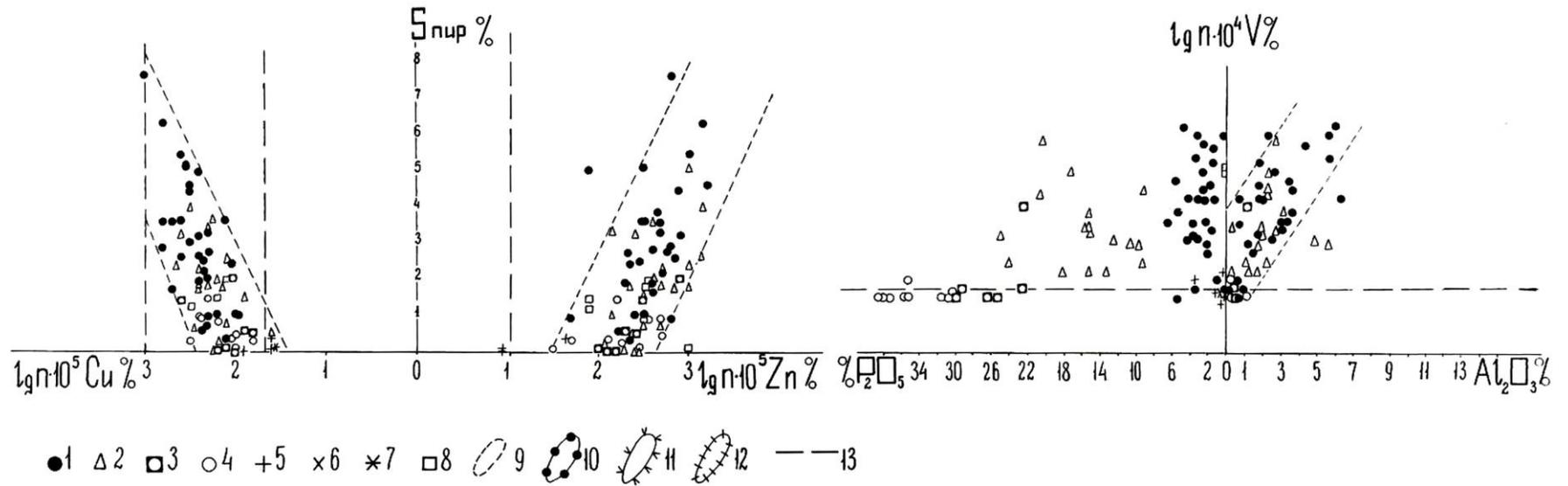


Рис. 1.4.3.17. Связь между некоторыми микроэлементами и химическими компонентами в породах Харанурского, Ухагольского и Хубсугульского месторождений. Составил Георгиевский А.Ф.

Условные обозначения:

1 – Сланцы преимущественно карбонатно-слюдисто-кремнистые и карбонатно-кремнисто-слюдистые ($P_2O_5 < 7\%$, $HO > 50\%$);

Фосфориты: 2 – преимущественно карбонатно-слюдисто-кремнистые, карбонатно-кремнисто-слюдистые «сланцевые» ($30\% > P_2O_5 > 7\%$, $HO > 15\%$); 3 – доломитовые и кремнисто-доломитовые ($30\% > P_2O_5 > 7\%$, $HO < 15\%$); 4 – мономинеральные и существенно мономинеральные ($P_2O_5 > 30\%$); **Доломиты:** 5 – фосфоритной пачки ($P_2O_5 < 7\%$, $HO < 15\%$); 6 – из отложений, подстилающих пачку; 7 – из отложений, перекрывающих пачку; 8 – Дайковые породы среднего и кислого состава; 9 – Поля концентраций микроэлементов;

Поле концентраций Sr и Ba: 10 – в фосфате; 11 – в фосфате, алюмосиликатных и частично (для Sr) в карбонатных минералах;

12 – в алюмосиликатных минералах; 13 – Пороги чувствительности спектрального анализа.

Компоненты пород	Элементы примеси												Минералы и минеральные группы
	Sr	Ba	As	Zn	Cu	Ni	Cz	V	Ga	Ti	Mn	B	
P_2O_5	$\frac{+}{0,95}$	$\frac{+}{0,91}$	$\frac{+}{0,90}$	-0,17	-0,43	-0,14	-0,10	-0,60	-0,54	—	-0,03	—	Фосфат
Al_2O_3	$\frac{+x}{0,85}$	$\frac{+x}{0,88}$	—	$\frac{x}{0,43}$	$\frac{x}{0,54}$	$\frac{x}{0,52}$	$\frac{+x}{0,50}$	$\frac{+x}{0,87}$	$\frac{+x}{0,80}$	$\frac{+x}{0,42}$	-0,17	$\frac{+x}{0,89}$	Глинистые, слюды, полевые шпаты
Fe_2O_3	—	—	—	$\frac{x}{0,40}$	$\frac{+x}{0,93}$	$\frac{+x}{0,85}$	$\frac{+x}{0,91}$	$\frac{+x}{0,84}$	$\frac{x}{0,82}$	—	0,11	—	Гидроксиды Fe
S пир.	—	—	-0,58	$\frac{+}{0,91}$	$\frac{+}{0,92}$	$\frac{+}{0,80}$	$\frac{+(?)}{0,84}$	—	—	—	—	—	Пирит
Σ карб.	$\frac{+(?)}{0,61}$	-0,59	—	0,10	-0,68	—	—	—	—	—	$\frac{+}{0,74}$	—	Преимущественно доломит

Примечание: Характер связи микроэлементов с минералами показан с учётом данных Бетехтина (1950), Блискового (1969), Борисенко (1971) Буркова (1964), Краускофа (1959), Саранчиной и др. (1973), Скиба (1970), Холодова (1973)

+элемент входит в кристаллическую решётку минерала;
 x-элемент сорбируется минералом;
 числовые значения — коэффициенты корреляции

Рис. 1.4.3.18. Связь микроэлементов с основными химическими и минеральными компонентами фосфоритов и фосфоритоносных отложений Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Составил Георгиевский А.Ф.

В заключение следует провести сопоставление геохимических особенностей окино-хубсугульских и других фосфоритов из разных регионов мира. При этом, основное внимание обратим на микропримеси, изоморфно заключенные в фосфатном минерале, как наиболее информативные относительно возможных различий между фосфоритами разных месторождений. Что касается остальных элементов – спутников, связанных с нефосфатной частью фосфоритов, то они, очевидно, отражают общий фон осадконакопления, который, скорее всего, специфичен для каждого фосфоритоносного бассейна и даже для отдельного месторождения.

Уран

Массовая доля урана в фосфоритах земного шара, как правило, колеблется от 10 до 200 г/т, и, следовательно, в 10 – 200 раз выше его кларковых концентраций по отношению к глинистым отложениям [39, 415]. В фосфоритах уран находится в четырех и шестивалентной форме, соотношения которых варьируют в широких пределах [9, 20, 24, 56, 159]. Изучение современного фосфоритообразования подтвердило ранее существовавшие представления о поступлении урана в осадки из придонных вод и его последующем накоплении в 4-валентном состоянии в восстановительной среде диагенеза синхронно с формированием кальциевых фосфатов [9, 12, 380, 401, 430]. Что касается шестивалентного урана, то его появление в фосфоритах связывают с более поздними окислительными процессами, затронувшими осадки, а также с катагенетическими и гипергенными изменениями сформировавшихся пород [23, 157, 159, 258]. Вероятно, на первом этапе происходит изоморфное замещение в фосфатной молекуле 2Ca^{2+} на U^{+4} , а затем по мере окисления урана, он в шестивалентной форме входит в структуру апатита как ион уранила UO^{2+}_2 или в форме комплекса UO_4^{2+} , замещая фосфат-ион [24, 380, 438]. Существует также предположение о сорбционной связи 6-ти валентного урана с фосфатным минералом [56, 221]. Наряду с этим, большинство исследователей сходятся во мнении, что в фосфоритах, помимо фосфатной изоморфной фазы, уран присутствует в виде дисперсных аутигенных минералов, а также сорбируется глинисто-органическим веществом [9, 11, 12, 404, 407]. Все это, очевидно, объясняет давно известный факт о сложности и неоднозначности корреляционных связей наблюдаемых в фосфоритах между ураном и другими компонентами этих пород.

Сведения об ураноносности фосфоритов разных регионов приведены в таблице 1.4.3.7 и на рис. 1.4.3.19, где обобщены данные, в основном взятые из различных опубликованных источников. Как видно из таблицы, представленный материал характеризует ураноносность фосфоритов широкой географической принадлежности, огромного возрастного интервала (от настоящего времени до верхнего докембрия), а также относимых к

разным генетическим типам. Анализ показанных цифровых значений дает возможность выделить два следующих важных момента. Во первых – подтверждается известное заключение о существенном обеднении древних фосфоритов ураном (менее 20-25 г/т) по отношению к их фанерозойским рудам и, прежде всего, к зернистым мел-палеогеновым фосфоритам аравийско - африканского региона (40-200 г/т) [171, 159, 399].

Во вторых, и это самое важное, показывает, что на фоне древних микрозернистых фосфоритов афанитовые и их производные разности отличаются наиболее низкими концентрациями урана (обычно менее 10 г/т). Поскольку, помимо ОХФБ, такая особенность проявлена и в других бассейнах, то, очевидно, ее следует рассматривать как специфическую черту геохимии афанитового фосфогенеза. Сказанному противоречат данные по синеклизе Вольта, где в микрозернистых фосфоритах содержания урана не превышают в среднем 5 г/т. Такой факт, вероятнее всего, объясняется принадлежностью региона к поясу тропического влажного климата приэкваториальной Африки, в условиях которого из фосфоритов в окислительной зоне гипергенеза происходит активная миграция и вынос урана [273].

Рассматривая низкую ураноносность в качестве генетической особенности афанитовых фосфоритов, необходимо проанализировать роль вторичных процессов в этом явлении. В ОХФБ, в отличие от вышеотмеченного случая, современные гипергенные изменения фосфоритов, выражены крайне слабо, поскольку регион приурочен к высокогорной области Юго- Восточных Саян с его суровым резко континентальным климатом. В такой обстановке ожидать интенсивную миграцию урана в поверхностной зоне не приходится. Подтверждением сказанного служит распределение элемента в фосфоритах Боксонского месторождения, руды которого вскрыты скважинами и канавами. Как видно из рис. 1.4.3.20, по керну скважин четко выявляется прямая зависимость между ураном и фосфором, в то время как в образцах из канав, при прежних средних концентрациях анализируемых компонентов, их поведение носит хаотичный характер. Иными словами гипергенные изменения фосфоритов ОХФБ мало повлияли на их ураноносность, а вызвали лишь некоторое перераспределение урановой составляющей между компонентами, слагающими эти породы.

Не менее важная роль в обеднении древних фосфоритов ураном отводится процессам катагенеза, благодаря которым из структуры фосфатного минерала удаляется U, а также карбонат – иона, Na, Sr, H, F [23,159]. Кроме того, в работе [171] отмечается возможная связь ураноносности древних фосфоритов с характером изоморфных замещений в фосфате и его минеральной принадлежности.

О том, что термодинамические ката- и метаморфические факторы заметно меняют структурно-вещественные особенности фосфатного минерала известно давно, и все это не вызывает дискуссий [20, 40, 158-160, 223, 214,215, 334]. Однако, что касается урана, то здесь не все так однозначно. В таблице 1.4.3.8 приведено сопоставление концентраций элемента в неизмененных и метаморфизованных до состояния апатитов афанитовых и микрозернистых фосфоритов Окино – Хубсугульского и Каратауского бассейнов. Как видно из представленного материала, динамотермальные преобразования фосфоритов, несомненно, сопровождаются выносом урана. Однако, этот процесс выражен не столь мощно, чтобы принципиально исказить существующие первичные различия в ураноносности древних афанитовых и микрозернистых фосфоритов. Причину изначальной низкой ураноносности афанитовых фосфоритов можно связать с высокой скоростью их формирования (см. раздел 1.5). По крайней мере о влиянии такого фактора на степень накопления урана в фосфоритовых породах указано в работе [398, 322].

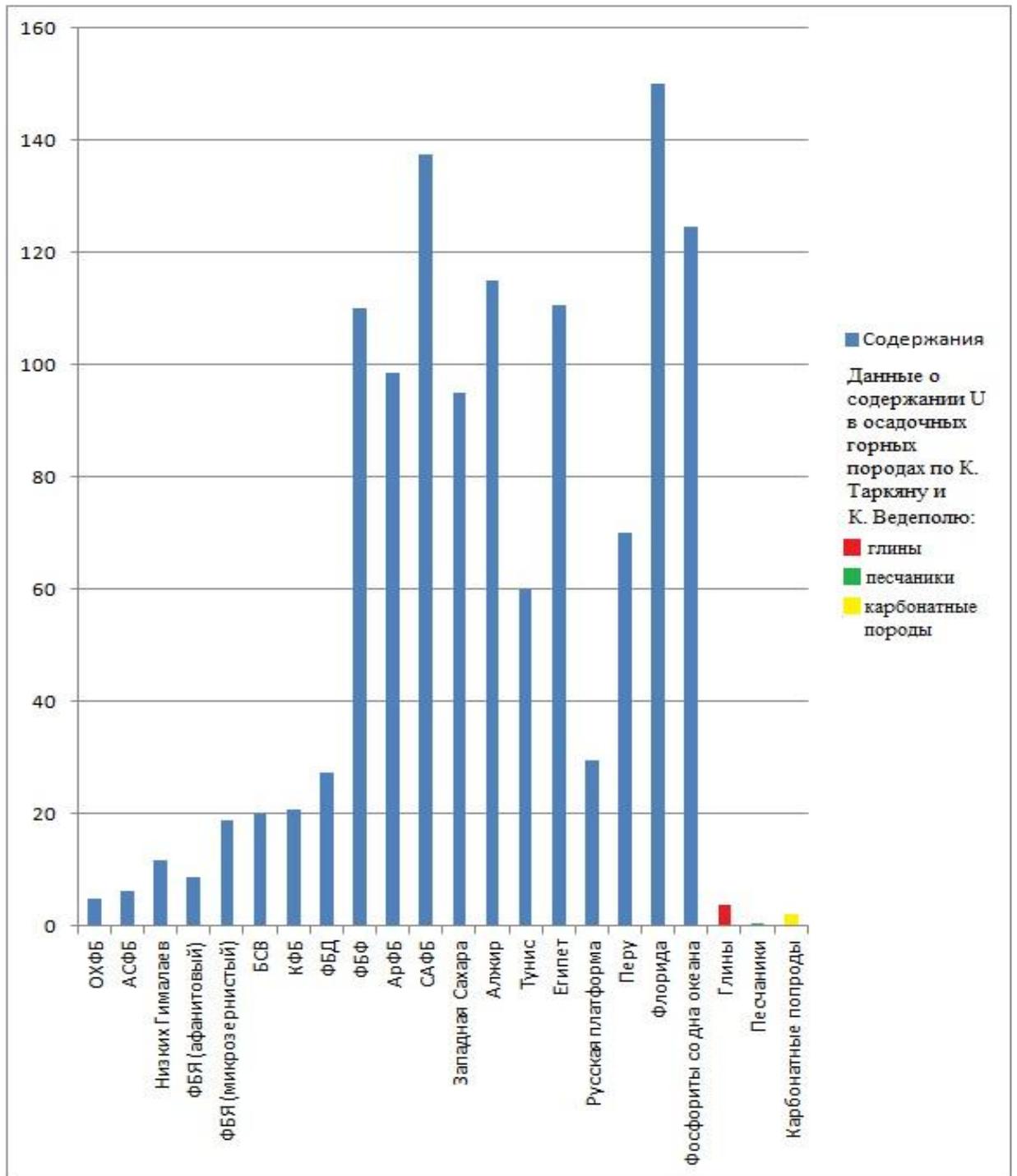
Таблица 1.4.3.7.
Содержания урана в фосфоритах различных регионов мира (г/т)

№ п/п	бассейны, месторождения, страны	тип фосфоритов	интервал содержания	средние содержания	
1	2	3	4	5	
1	<u>ОХФБ</u> Хубсугульское	афанитовый	1-7	4 (8)	
2		-----//-----	3-6	4 (10)	
3		Ухагольское	афанитово-конкреционный	1-2	
4			8-12	9,1 (7)	
5			афанитовый	0,54-8,0	4,12 (26)
6			афанитово-конкреционный	0,54-10,1	4,4 (22)
7		брекчиевые песчаные	0,48-8,91	6,29(12)	
8	<u>АСФБ</u> Белкинское	афанитовый		2	
9		-----//-----	6-12	10 (28)	
10		-----//-----	3-10	6,5(17)	
11	Низких Гималаев	афанитовый	12-15	13,5 (4)	
12		-----//-----		10 (3)	
13	<u>ФБЯ</u>	афанитовый		9,19	
14		-----//-----		8,1 (12)	
15		микрозернистый		17 (12)	
16		-----//-----		20 (12)	
17		-----//-----		20 (14)	
18	<u>Б С В</u>	микрозернистый	5-9	5 (5)	
19	<u>КФБ</u>	микрозернистый		20 (17)	
20		-----//-----	23-26	24 (7)	
21		-----//-----	18-24	21 (12)	
22		-----//-----		18 (15)	
23	<u>ФБД</u>	микрозернистый	12-150	70	
24		-----//-----	17-19	18 (5)	
25		-----//-----		15 (12)	

26		----//-----	15-20	17 (7)
27				
28	<u>ФБФ</u>	микрозернистый	50-200	100
29		----//-----	40-200	
30	<u>АрФБ</u> Израиль	зернистый		131
31		----//-----	70-150	
32	Сирия Кнейфис Иордания	----//-----	50-150	
33		зернистый		58,7
34		----//-----		100
35		зернистый	64,9	
36		----//-----	70-180	
37	<u>САФБ</u> Марокко	зернистый	70-230	
38		----//-----	20-130	
39	Запад Са-хар	зернистый	60-130	
40	Алжир	зернистый	110-140	
41		----//-----	110-100	
42	Тунис	зернистый	40-90	
43		----//-----	40-70	
44	Египет	зернистый	70-120	
45		----//-----	58-194	
46	Русская платф. Чилисайское	желваков		36
47		----//-----	17-36	23
48	Перу Сечура	зернистый		70
49	Флорида	галечник	30-300	150
50	<u>Фосфориты со дна океана:</u> подводные горы Тихого океана	корки	1,5-11	4,5
51	шельф Намибии	конкреции	83,1-140	
52		шельф Чили	конкреции	93-130
53		поднятия Чатам	песок, гравий	138-618

Примечания. Фосфоритоносные бассейны: ОХФБ – Окино-Хубсугульский; АСФБ- Алтае-Саянский; КФБ- Каратауский; ФБЯ – Янзы; ФБД –Джорджина; ФБФ – Фосфория; БСВ – синеклизы Вольты; АрФБ - Аравийский; САФБ- Северо-Африканский. В скобках средние содержания элемента.

Источник данных: 1,3, 5-8-автор; 2,4,11,20,24 - Pyin,Volkow (1994); 9,10- Гуревич (1972); 12,17,19,21,25- Ильин, Киперман (2006); 13, 30, 31,33,35 – Фатах (2005); 14,15- Ильин (2008); 16,22,27- Phosphate deposits (1986); 18- Lucas et al (1986); 23, 28,32,36,37,39,40,42,44, 46,48-,50,53- Блисковский (1983); 29-Бушинский (1966); 34,38,41,45- Покрышкин и др. (1977); 47- Онищенко (1977); 51, 52 – Батулин (2004).



Примечания. Фосфоритоносные бассейны: ОХФБ – Окино-Хубсугульский (V); АСФБ – Алтае-Саянский(V); КФБ – Каратауский(Э1); ФБЯ – Янзы(ε1); ФБД – Джорджина (ε3); ФБФ – Фосфория(P1); БСВ – Синиклизы Вольты (V); АрФБ – Аравийский (K2-□ 1); САФБ – Северо-Африканский (K2-□ 2).

Рис. 1.4.3.19. Среднее содержание урана в фосфоритах различных регионов мира (г/т). Составил Георгиевский А.Ф.

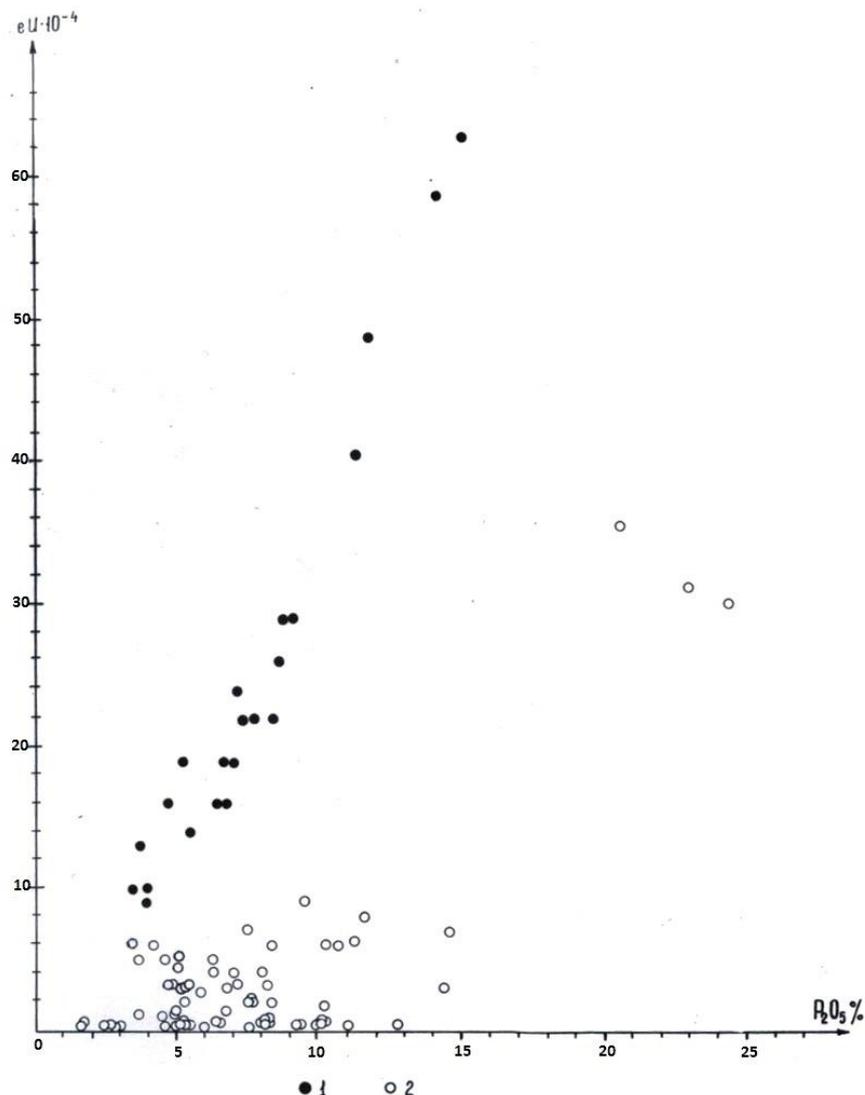


Рис. 1.4.3.20. Рис. 9.19. Связь между U и химическими компонентами в породах Боксонского месторождения. Составил Георгиевский А.Ф.

Условные обозначения:

- 1 – фосфатсодержащие доломиты и доломитовые фосфориты из керна скважин,
2 - фосфатсодержащие доломиты и доломитовые фосфориты из разведочных канав.

Таблица 1.4.3.8.

Содержание урана (г/т) в неизмененных и метаморфизованных афанитовых, а также микрозернистых фосфоритах месторождений ОХФБ и КФБ.

№ п/п	бассейны, месторождения,	тип фосфоритов	Содержания	
1	<u>ОХФБ</u>	афанитовый	0,54-8 (34)	
2		афанитово-конкреционный	1-12 (33)	
3	Бурэнханское	контактово-метаморфизованный апатитовый	2-5 (2)	
4	Хубсугульское	контактово-метаморфизованный апатитовый	< 1 (4)	
5	Харанурское	катакластически измененный апатитовый	1-3 (13)	
6	<u>КФБ</u>	микрозернистый	18-26 (51)	
7		Насынкольское	апатитовый	13,5-16 (6)
8		Чулактау	апатитовый	2-10,5 (5)

Примечание: в скобках - количество проб.

Другие элементы –спутники фосфоритов.

Завершая геохимическую тематику, проведем сопоставление фосфоритов по содержанию Sr, As и другим микропримесям. Необходимая информация собрана в таблице 1.4.3.9., в основе которой лежат опубликованные данные отечественных и зарубежных авторов. Анализ таблицы показывает крайне хаотичное распределение в фосфоритах большинства элементов, часто с резкими колебаниями их значений не только в пределах бассейнов и месторождений, но и внутри отдельных типов руд. Картина несколько нивелируется, если исключить из анализа фосфориты формации Фосфория (США) с их аномально высокими концентрациями микропримесей. Как было показано [351], формирование таких пород происходило в уникальных условиях палеобассейна, где имело место наложение смежных фаций – фосфоритовой и фации металлоносных углеродистых сланцев

После сделанного пояснения, еще раз вернемся к материалам таблицы. Прежде всего, обращает внимание, что, несмотря на неполноту имеющихся данных, выделяются две группы элементов, содержание которых соответственно выше (Ba, Sr As), либо ниже, или сопоставимы (Cu, Zn, Pb, V, Cr, Ni, Mo, B) с кларками глинистых отложений [230]. При этом, внутри каждой группы у большинства элементов сохраняется уже отмеченный резкий разброс концентраций. Такое явление становится понятным, если учесть установленную ранее сложную связь микропримесей с минеральным составом фосфоритов, когда хозяевами одного элемента могут являться одновременно несколько разных минералов. Следовательно, сочетание последних диктует набор примесей и степень их накопления в фосфоритах. Сказанное вносит заметные коррективы в интерпретацию данных таблицы, поскольку приходится сравнивать объекты, априори различающиеся по качеству, а также фосфатным и нефосфатным компонентам. Так, например, разброс значений P_2O_5 укладывается в интервал от 10% (АСФБ) до 30% (САФБ), а минеральный состав фосфоритов изменяется от глауконитового (Егорьевское м-ние), до глинисто-кремнистого (ФБФ), либо кремнисто-доломитового (ОХФБ) и кальцитового (САФБ). Таким образом, без учета отмеченных факторов, любые выводы по геохимическим особенностям фосфоритов будут выглядеть неубедительно. Очевидно, для этих целей более правильно сопоставлять только существенно мономинеральные фосфориты, у которых доля нефосфатных минералов незначительна. Такое сопоставление дается в таблице 1.4.3.10. При ее анализе сразу обращает внимание небольшой объем приведенных данных. Это обстоятельство объясняется тем, что до последнего времени главное внимание геологов было уделено изучению микроэлементного состава, прежде всего, представительных проб фосфоритовых руд, т.е. фосфоритов, как правило, среднего и невысокого

качества. Мономинеральные руды целенаправленно не исследовались, и об их геохимических особенностях можно судить только по отдельным разрозненным анализам. Проведенная в таблице 1.4.3.10. их систематизация, с использованием данных автора, позволяет, в какой – то степени, заполнить существующий пробел в этом вопросе. Собранный в ней материал, несмотря на небольшой объем используемой выборки, дает все основания утверждать, что среди известных типов фосфоритов, афанитовые руды Окино-Хубсугульского и других бассейнов выделяются повышенными содержаниями Sr, Ba, As, а также, как видно из таблицы, весьма низкими концентрациями редких земель. Доля остальных микропримесей, таких как Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, Mo, B, V, не выходят за пределы, установленных для микрозернистых, зернистых, желваковых и ракушняковых фосфоритов.

Сосредоточим внимание на элементах – индикаторах афанитового рудогенеза. Все они, как было показано ранее, изоморфно входят в кристаллическую решетку фосфата, и, за исключением редких земель, их количество в несколько раз превышает кларковые содержания в осадочных породах.

Стронций в афанитовых фосфоритах достигает максимальных своих концентраций (5400 г/т) в мономинеральных рудах Харанурского месторождения и заметно ниже его устанавливается (от 2000 до 3400 г/т) на других месторождениях этого типа. Причина такого разброса значений достаточно очевидна. Она отражает существование линейной зависимости между содержаниями Sr и P_2O_5 . Как видно из таблицы, менее качественные руды обеднены элементом, по сравнению с их очень богатыми разностями.

С афанитовыми фосфоритами, в отношении стронция, в какой – то степени, соперничают концентраты фосфатной ракуши прибалтийских месторождений (2200-3400 г/т), что, вероятно, указывает на сходство механизма или обстановок накопления этого элемента.

По данным [12], в современных фосфоритах обогащение стронцием происходит в диагенетическую фазу формирования фосфатного минерала, когда последний захватывает его из окружающих иловых вод и затем фиксирует в своей структуре по сорбционно-изоморфному механизму.

Вместе с тем, как известно, степень диагенетического перераспределения элементов определяется интенсивностью процессов сульфат-редукции и контролируется количеством реакционно - способного органического вещества, присутствующего в осадках. По данным [312], в первично фосфатных раковинах *Obolus* прибалтийских фосфоритов только 30 % фосфата имеет биогенную природу, тогда как остальная его масса аккумулировалась в диагенезе. Справедливость такого утверждения подтверждает почти двухкратное различие в содержании P_2O_5 в раковинах современных *Lingulida* ($P_2O_5 = 20,6\%$) [231] и монофракции ракуши из древних фосфоритов (37,08%) [240]. Столь активная концентра-

ция фосфата свидетельствует об энергичной мобилизации элементов, включая Sr, который, как и P, стягивался к биогенным остаткам, где создавались благоприятные условия для максимального проявления сульфат-редукции. В существенной степени ее тормозили кратковременные перемывы осадков, сопровождавшие формирование ракушняковых фосфоритов. Однако, благодаря изначально высокому содержанию в раковинах моллюсков биогенной составляющей, реакции сульфат-редукции неоднократно повторялись, вплоть до полного разложения активной фазы органического вещества.

В афанитовых фосфоритах ведущая роль в накоплении Sr также принадлежала диагенезу, но, в отличие от предыдущего случая, интенсивность сульфат-редукции (продолжительность, глубина переработки материала и др.) определялась не только количеством C_{орг.}, но и непрерывностью самого процесса. Последнему условию во многом способствовало отсутствие перемывов осадков, характерных как для ракушнякового фосфоритообразования, так и жизненно важных для формирования других типов фосфоритов.

Наряду с отмеченными диагенетическими факторами, необходимо проанализировать возможное влияние на накопление и распределение Sr его содержания в водах древних бассейнов. Здесь принципиальное значение имеют работы Д. Вейзера – одного из разработчиков методов хеостратиграфического расчленения толщ по изотопам Sr [437]. По данным этого исследователя, на основных исторических этапах развития Земли в водах мирового океана концентрации общего стронция оставались постоянными, но отличались соотношениями его тяжелых и легких изотопов. Для нас особенно важным является первая часть сделанного заключения. Если она верна, то стронциеносность фосфоритов, прежде всего, следует связывать с особенностями диагенетического преобразования разных типов фосфатных осадков. В этом отношении показательным является пример Вятско-Камского месторождения желваковых фосфоритов, в строении продуктивной пачки которого выделяется горизонт из фосфатизированных ядер ауцелл. Как и следовало ожидать, в богатых фосфатом ядрах ауцелл, содержание Sr заметно выше (0,13-0,23%), чем в соседних фосфоритовых желваках (0,11-0,18%) близкого качества. Этот факт еще раз подтверждает ведущую роль в обогащении фосфоритов стронцием диагенетических, а не седиментационных факторов.

Таким образом, ранее установленные различия в стронциеносности разных типов фосфоритов, указывают на геохимическую специфику диагенетических процессов афанитового рудообразования. В свою очередь, последняя отражает как особенности осадков, так и своеобразие обстановок их накопления.

Барий в фосфоритах изучен значительно хуже, чем Sr. По имеющимся скудным литературным материалам разброс средних его содержаний по разным объектам колеблется

от 100 до 642 г/т, при среднем генеральном 350 ± 150 г/т [164]. Что касается мономинеральных и близких к ним по качеству руд, то наиболее показательными для них являются авторские данные, приведенные в таблице 1.4.3.10. Как видно из таблицы, бариенность афанитовых фосфоритов далеко оставляет за собой концентрации этого элемента в других типах руд. Слабая изученность Ва не позволяет получить целостную картину о формах его нахождения в фосфоритах, а также об особенностях его поведения в седиментационном процессе. Какие – либо заключения по этому поводу можно сделать лишь, опираясь на косвенные соображения. В частности, необходимо отметить высокий показатель биогенности бария [164] и его способности накапливаться в растениях. При этом, морские растения богаче в два раза Ва, чем наземные (30 и 14 мг/кг соответственно). Значительные концентрации Ва установлены в харовых водорослях и в океаническом планктоне (100 мг/кг) [164]. О большой сорбционной емкости планктогенного органического вещества по отношению к Ва указывается в работе В.М. Гавриленко с авторами, а также в статье В.С. Савченко [164]. Г.Н. Батуриным выявлена диагенетическая минерализация барита в современных фосфоритоносных осадках шельфа Намибии [9].

Таким образом, основываясь на сказанном, нельзя исключать в фосфоритах других стратиграфических уровней присутствие, как собственных минеральных форм бария, так и наличие его изоморфно-сорбционных связей с разными компонентами этих пород.

Для древних афанитовых фосфоритов ситуация более понятная, поскольку имеются результаты детального геохимического изучения руд ОХФБ. Как было выше показано, здесь практически единственным накопителем и изоморфным носителем бария является фосфат. Характер его связи с Ва, очевидно, во многом подобен фосфатно-стронциевым взаимоотношениям, т.к. два упомянутых элемента обладают близкими геохимическими свойствами [164]. По этому, есть все основания полагать, что Ва, как и стронций, в фосфоритах имеет диагенетическую природу накопления. Наконец, для понимания путей поступления Ва в палеобассейн седиментации и, следовательно, в иловые воды, отметим данные из работы [164] по балансу бария в современном Тихом океане. По оценке специалистов, за последние 1000 лет общий объем бария, вовлеченного в осадочный процесс, составил 151 млн. т. Из них 59 млн.т приходится на гидротермальный подток, остальные 92 млн т – связаны с речным стоком.

Мышьяк – еще один геохимический индикатор своеобразия афанитового фосфатонакопления. По данным [20,21,23] элемент является постоянной примесью фосфоритов и обычно присутствует в количествах, превышающих его кларк для осадочных пород (3-180 г/т) (таблица 1. 4. 3.10), чаще всего 5-40 г/т. За усредненный показатель принимается 23 г/т [165].

Анализ разными авторами математических связей между химическими компонентами фосфоритов показывает отсутствие взаимной корреляции мышьяка с Р и ее наличие с элементами Fe [20, 23, 435, 30]. По мнению В.З. Блисковского и др. [23] минералы железа (сульфиды, гидроокислы, алюмо-железистые силикаты) полностью контролируют поведение As в фосфоритах, что четко было показано на примерах желваковых, ракушняковых, островных и вторичных руд. На таком фоне резко выделяются афанитовые фосфориты с аномальными содержаниями этого элемента, с его высокой положительной корреляцией с Р, а также приуроченностью сугубо к фосфатному минералу, где мышьяк, очевидно, является изоморфной примесью. О развитии изоморфизма в фосфатах по типу $PO_4^{3-} - AsO_4^{3-}$ неоднократно упоминалось в литературе многими авторами [158, 311, 401 и др.]. В значительной степени обогащению фосфата мышьяком способствовало то, что минерал формировался на ранних этапах диагенеза, еще до момента появления в осадках пирита – главного «поглотителя» этого элемента.

Традиционно As считается одним из наиболее экологически опасных химических соединений. Правильные, в целом, такие представления, однако, не раскрывают всего многообразия существующих природных процессов. Исследования последних десятилетий показали, что, несмотря на свою токсичность, мышьяк участвует во внутриклеточном нуклеиновом обмене, синтезе белка и гемоглобина [165]. По классификации А. И. Перельмана он относится к элементам со значительным коэффициентом биологического поглощения и захватывается организмами в процессе их жизнедеятельности [273]. Морские животные и растения наиболее обогащены As. По данным [165] в океаническом планктоне среднее его содержание (биофильность) составляет 10 г/т, при колебаниях от 7 до 14 г/т для зоо- и фитопланктона соответственно. Таким образом, для мышьяка, также как и для Ва и Sr, намечается биогенный механизм поступления в осадки, с последующей диагенетической концентрацией этого элемента в фосфатных образованиях.

Установленная аномалия мышьяка в афанитовых фосфоритах не поддается в настоящее время однозначной интерпретации. Однако, при попытке расшифровать ее генетические «корни» следует иметь в виду, что обычно элемент считается показателем эндогенных (гидротермальных) процессов. Такие представления основываются на целом ряде фактов. Например, мышьяк формирует наиболее наглядные геохимические ореолы вокруг магматических тел и рудных образований. В океанических рифтах он активно накапливается в сульфидах черных курильщиков (до 800 г/т). Кроме того, в уснувших и действующих вулканах мышьяк является неотъемлемой частью состава современных термальных вод и газовых эманаций (от 0,02 до 2500 мг/л) [165, 313]. Таким образом, учитывая вышесказанное, есть весомые основания считать высокую мышьяковистость афанитовых

фосфоритов как признак скрытой магматической деятельности, имевшей место в период фосфоритообразования. Судя по современным наблюдениям, велика вероятность, что упомянутые термальные растворы характеризовались низкой минерализацией, повышенной щелочностью, а также хлор-сульфатным и бикарбонатно-натриевым составом [165, 313]. Еще один важный момент, который следует отметить, - это приуроченность очагов разгрузки рудных мышьяксодержащих растворов к разрывным нарушениям, ограничивающим поднятия разного типа [165]. В полной мере такая ситуация проявлена на месторождениях афанитовых фосфоритов ОХФБ, где конседиментационные разрывы образуют систему нисходящих и восходящих тектонических блоков, контролировавших размещение фосфоритовых залежей (см. главу 1.5.3).

Таблица 1.4.3.9.

Содержание элементов – примесей в разных фосфоритах (г/т)

№п/п	Страны, бассейны, (м-ния) тип руд	Ba 580	Sr 300	As 1,3	Cu 45	Zn 95	Pb 20	V 130	Cr 90	Ni 68	Mo 2,6	B 10
1	ОХФБ (Харанурское)	<u>2100</u> 1100-3000	<u>3500</u> 2200-5200	<u>74</u> 21-180	<u>16,6</u> 13-24	<u>37</u> 22-66	<u>5,1</u> 3,2-8,1	<u>16,9</u> 5-42	<u>73</u> 20-180	<u>49,7</u> 19-110	2	20-92
2	(Боксонское)	88	520	9	3,6	13	4	5	10	5	2	10
3	(Ухагольское)	<u>612</u> 400-1600	<u>1120</u> 240-3000	<u>37,5</u> 18-76	<u>14,6</u> 9-20	<u>49,8</u> 16-98	<u>3,5</u> 3-6,8	<u>7,6</u> 4-20	<u>38,3</u> 16-800	<u>32,1</u> 22-42	2	<u>47,4</u> 1-100
4	(Хубсугульское)	<u>1480</u> 950-2500	<u>1685</u> 740-3400	<u>52,8</u> 27-110	<u>14,8</u> 14-19	<u>34,5</u> 21-68	<u>5,3</u> 4-6,4	<u>10,8</u> 2,8-33	<u>43,2</u> 18-100	<u>51</u> 22-59,1	<u>3,8</u> 3,5-4,1	<u>37</u> 11-95
5	--/--				20	35	12	50	10	15	2	
6	--/--				20	21	20	30	40	25	4	
7	АСФБ (Белка)	850	460	10	5,5	21	6,5	13	30	7,5	12	10
8	АСФБ		550	<u>9</u> 3-49	<u>18</u> 11-80	<u>45</u> 18-82	<u>2,5</u> 2-6	<u>49</u> 20-110	<u>15</u> 4-48		<u>2</u> 1-8	
9	ФБНГ		950		30	30	20	100	40	25	4	
10	Микрозернистые		<u>1000</u> 600-1600	<u>25</u> 15-40	<u>20</u> 7-40	<u>40</u> 10-300	<u>15</u> 6-30	<u>40</u> 18-60	<u>50</u> 40-100	<u>50</u> 10-100	<u>15</u> 2-90	
11	ФБЯ				20	80	15	40	10	10	1	
12	-/-		800		15	40	35	30	24	10	0,4	
13	-/--				15	20	40	20	40	25	2	
14	--/--				10	20	30	50	20	20	2	
15	ФБВ				20	60	30	50	30		2	
16	КФБ		1160									
17	--/--		1400	<u>12</u> 4-44	<u>14</u> 7-26	<u>24</u> 10-74	<u>24</u> 6-48	<u>46</u> 30-110	<u>41</u> 21-120		<u>2,5</u> 1-6	
18	--/-			<u>23</u> 21-25	<u>8,7</u> 8-9,2	<u>85</u> 71-94	<u>16,3</u> 14-20	<u>9,8</u> 9,7-10	<u>61</u> 35-75	<u>54</u> 30-68		
19	--/--				7	40	36	20	24	20	3	
20	--/--				15	35	20	20	42	25	3	
21	--/--		1120	28,8	9	41	16,8	18	42	23,2		
22	ФБД		1050		10	20		40	110	15	2	
23	--/-				29-94	140-580	39-330	32-116	33-140		4-30	
24	ФБФ			<u>24,1</u> 5-106	<u>60</u> 24-800	80-300	<u>10</u> 5-30	<u>300</u>	1000		<u>30</u> 4-300	

Продолжение таблицы 1.4.3.9.												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
25	Зернистые		<u>1000</u> 600-2000	<u>30</u> 5-37	<u>30</u> 17-40	<u>250</u> 5-300	<u>10</u> 1-30	<u>40</u> 35-110	<u>100</u> 30-200	<u>25</u> 15-35	<u>10</u>	
26	САФБ.Ма- рокко,Ал- жир,Тунис			<u>13</u> 3,5-37	<u>8</u> 8-18	120- 270		<100	110-290		2-13	
27	Алжир. (Джебелонг)		2022	22,6	24	188	8,2	45	20.1	15,8		
28	Турция, Египет		1100	3-30	5-21	5-78	1-16	<u>300</u>	20-70		1-41	
29	АрФБ. Сирия		<u>1292</u> 972- 1720									
30	(Джеройс- кое)	<u>65</u> 50-70	<u>1500</u> 1000- 1950	<u>3</u> 1-9	<u>40</u> 30-70	<u>70</u> 60-100	<u>12</u> 5-80	<u>65</u> 30-120	<u>51</u> 10-50	<u>19</u> 10-35	<u>4</u> 1-5	<u>10</u> 9-50
31	Желваковые глинистые		<u>850</u> 150- 1800	<u>5</u> 3-50	<u>15</u> 15-20	<u>30</u> 20-50	<u>20</u> 2-55	<u>23</u>	<u>80</u> 10-150	<u>20</u> 5-50	<u>3</u> 1-4	
32	Желваковые песчаные		<u>400</u> 100-700	<u>40</u> 5-40	<u>15</u> 5-17	<u>40</u> 10-100	<u>15</u> 10-50	<u>40</u>	<u>20</u> 5-10	<u>50</u> 10-70	<u>5</u>	
33	(Чилисайс- кое)		<u>1447</u>									
34	---/-		<u>1794</u>	21	<u>24</u>	<u>50</u>	<u>20,5</u>	<u>28</u>	<u>51</u>	28		
35	Русская платформа		1600	<u>12</u> 4-47	<u>8,5</u> 5-17	<u>50</u> 27-88	<u>4,5</u> 2-11	<u>62</u> 30-180	<u>54</u> 30-90		<u>5</u> 2-14	
36	---/--		<u>1350</u>	<u>7</u> 5-10	<u>14</u> 8-23	<u>41</u> 25-72	<u>2,5</u> 2-10		<u>23</u> 1,8-68		<u>2,5</u> 1-4	
37	Ракушняко- вые		<u>3000</u> 2000-4000	<u>20</u> 5-30	<u>25</u> 8-40	<u>25</u> 5-50	<u>20</u> 2-40	<u>35</u> 30-1000	<u>25</u> 5-20	<u>15</u> 10-120	<u>10</u> 1-22	
38	(Кингисеп- пское)		800	<u>5,5</u> 3-8	<u>11</u> 8-20	<u>5</u> 5-11	<u>2,5</u> 2-5	<u>325</u> 110-1000	<u>18</u> 5-33			
39	(Маарду)		1300	<u>20</u> 16-31	<u>30</u> 26-40	<u>24</u> 5-150	<u>30</u> 8-42		<u>55</u> 15-120			
40	Флорида			<u>11</u> 3-21	1-30	5	1-10	<u>100</u>	3-90		2-21	

Примечание: Жирным шрифтом выделены кларковые значения элементов в глинистых породах по К. Таркяну и К.Ведеполю [230]

Фосфоритоносные бассейны: ОХФБ – Окино-Хубсугульский; АСФБ- Алтае-Саянский; ФБНГ – Нижне-Гималайский; ФБЯ – Янцзы; КФБ- Каратауский; БСВ –Синеклизы Вольты; ФБД – Джорджина; ФБФ – Фосфория; АрФБ- Аравийский; САФБ- Северо-Африканский. Дробные числа: в числителе –средние значения; в знаменателе – их колебания.

Источник данных: 1-4, 7, 30 -автор; 5- Ильин (2008); 6, 9, 12, 13, 15, 19, 22, - Ильин, Киперман (2006); 8, 17, 23, 24, 26, 28, 35, 36, 38-40 - Блисковский (1983); 11-Seigmund (1997); 14,20 - Phosphate deposits (1986); 16,32,33 - Онищенко (1977);18- Прошлякова и др. (1987); 21, 27, 34 - Казак и др. (1996); 10, 25, 31, 32, 37-Соколов, Краснов (2001); 29- Покрышкин и др. (1977);

Таблица 1.4.3.10.

Содержание компонентов в существенно мономинеральных фосфоритах разных месторождений и бассейнов.

№	страны,бассей- ны, (м-ния)	P ₅ O ₂	Ba 580	Sr 300	As 1,3	Cu 45	Zn 95	Pb 20	V 130	Cr 90	Ni 68	Mo 2,6	B 10
1	ОХФБ (Харанурское)	36,8	2200	5200	180	13	23	8,1	3,8	20	19	5	20
2	(Ухагольское) Нижняя пачка	29,7	720	2000	60	20	98	4,2	3,1	26	28	5	22

Продолжение таблицы 1.4.3.10.													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
3	(Ухагольское) Верхняя пачка	34,2	840	3000	76	9,8	84	6,8	4	30	22	5	20
4	(Хубсугульское)	35,7	1300	3400	110	14	68	6,4	3,8	25	23	5	21
5	(Цаганурское)	33,0				20	35	12	50	10	15	2	
6	АСФБ (Белка)	31,6	1100	2280	87	15	55	7,3	10,8	23,5	19	5,5	19
7	ФБНГ	25,3	8950										
8	КФБ (Джанатас)	35,0			<u>25</u>	<u>9,2</u>	<u>94</u>	<u>15</u>	<u>9,8</u>	<u>35</u>	<u>30</u>		
9	КФБ	35,0		2000	<u>48</u>								
10	КФБ	33,1	120	1350	<u>27</u>	14,1	50,5	18,5	25,2	32,1	27	3,1	15
11	САФБ Марроко	34,2	70	1480	4,5	46,5	76,5	12	70	37	21, 3	3,3	23
12	Тунис Гафса	32,0		1925	31,9	28	151	11,4	62	81	27, 9		
13	Тунис	31,2					86,3						
14	Египет	33,9		1850	8,3								
15	(Чилисайское)	27,3		1780									
16	(Чилисайское)	20,4		1794	21	24	50	20,5	28	51	28		
17	(Егорьевское)	28,9		1780									
18	Русская платформа	23,4		1600	<u>12</u> 4-47	<u>8,5</u> 5-17	<u>50</u> 27-88	<u>4,5</u> 2-11	<u>62</u> 30-180	<u>54</u> 30-90		<u>5</u> 2-14	
19	Русская платформа	19,6		1500	<u>7</u> 5-10	<u>14</u> 8-23	<u>41</u> 25-72	<u>2,5</u> 2-10		<u>24,5</u> 18-68		<u>2,5</u> 1-4	
20	(В.Камское)	25,8	50	1470	17	13	49	12	75	35	42	4,5	36
21	Прибалтика	31,2		2230									
22	(Кингисеппское)	30,5		3400	5,4								
23	Прибалтика	29,0		3353	26,6	12	32	15,9	35	30	12,7		
24	Прибалтика	33,4	130	2990	17	21	27	18	30	26	13,5	4	16

Примечание: Содержания P_2O_5 даны в %, другие компоненты показаны в г/т. Дробные числа - в числителе – средние значения; в знаменателе – их колебания. Жирным шрифтом выделены элементы в глинистых породах по К. Таркяну и К. Ведеполу [230].

Фосфоритоносные бассейны: ОХФБ – Окино-Хубсугульский; АСФБ- Алтае-Саянский; ФБНГ – Нижнее-Гималайский; КФБ- Каратауский; САФБ- Северо-Африканский. Дробные числа: в числителе – средние значения; в знаменателе – их колебания.

Источник данных: 1-4,6,10,11,20,24 - автор; 5- Ильин (2008); 7- Mukт (1967); 8- Прошлякова и др. (1987); 9,22 - Блисковский и др. (1968); 14,17,21- Онищенко (1977);12,16,23- Казак и др.(1996); 13,15- Фатах (2005);18,19,- Блисковский (1983);

Редкие земли (РЗЭ) – последний комплекс микропримесей, отражающих индивидуальность геохимической среды афанитового фосфатонакопления. Причем, в этом случае, как и с ураном, афанитовые руды среди других типов фосфоритов выделяются аномально низкими концентрациями рассматриваемых элементов.

Систематическое изучение редких земель в фосфоритах разных регионов Мира началось еще в середине прошлого века, и к настоящему времени накопился обширный материал по данной тематике. По мере своего появления, он неоднократно обобщался ведущими отечественными и зарубежными учеными в сериях публикаций и монографий. К

таким признанным работам относятся исследования [405, 417, 393, 306, 348, 347, 379, 434, 21, 20, 22, 255, 254, 377, 402, 195, 351, 262, 350, 50, 378, 327, 411, 127, 9, 171].

Фосфат в фосфоритах является основным изоморфным носителем лантаноидов [378, 20]. Средние их содержания, по данным разных авторов, существенно расходятся и укладываются в интервал от первых десятков до более 7000 г/т [350, 351, 20, 378, 318]. Чаще всего в публикациях фигурируют цифры от 600 до 1000 г/т. Это примерно в 3–5 раз выше по сравнению с кларковыми концентрациями в осадочных породах (150 г/т) [230].

Суммарные количества редких земель в фосфоритах разных типов и бассейнов даны в таблице 1.4.3.11, которая построена по материалам литературных источников. Как и следовало ожидать, приведенные в ней содержания характеризуются большим разбросом значений на всех выделяемых уровнях, поскольку сопоставляются руды различного качества, минерального состава и методик определения полезного компонента (ISP, количественный спектральный и рентгено-флуоресцентный анализы). Кроме того, показанные в таблице цифры нуждаются в корректировке, которая бы учитывала концентрацию РЗЭ не только в фосфате, но и других минералах. На сложное, полиминеральное распределение примесей указывают невысокие (0,4–0,6) фосфатно-лантаноидные коэффициенты корреляции в каратауских рудах [22]; захват в фосфоритовых желваках глауконитами редких земель [20]; их фиксация в нерастворимых остатках древних и современных фосфоритов; сорбция примесей гидроксидами Fe и Mn [20, 410, 9]. Помимо этого, на содержания таблицы 1.4.3.11, несомненно, повлияли вторичные процессы, которые контролировали подвижность лантаноидов и, прежде всего, элементов с переменной валентностью (Ce и Eu) [166, 127, 253; 9].

Сделанные пояснения помогают понять причины широкого разброса цифровых данных таблицы 1.4.3.11, но, одновременно, они не скрывают две отчетливые тенденции, которые улавливаются при анализе ее материалов. В первом случае повсеместно наблюдаются значительные (до 5 раз) колебания содержаний РЗЭ среди однотипных фосфоритов разных месторождений. Такое явление объясняется геохимической специализацией провинций, в пределах которых локализуются месторождения [22]. Принципиальное значение имеет второй случай. Он отражается в устойчиво низких содержаниях РЗЭ в афанитовых рудах, как на фоне других типов фосфоритов, так и при сопоставлении с кларками осадочных пород. Впервые на это обращено внимание в конце прошлого века в работе, посвященной фосфоритам бассейна Джорджина [401]. Затем, то же самое было установлено на месторождениях Китая, Хубсугульского и Алтае – Саянского фосфоритоносных бассейнов [20, 21, 397, 122]. Относительно недавно этот факт еще раз получил подтверждение с помощью современных аналитических методов для Харанурского, Бурэнхан-

ского и Хубсугульского месторождений ОХФБ [335]. Таким образом, явно прослеживается закономерность, по которой афанитовые фосфориты характеризуются аномально низкими концентрациями РЗЭ.

В таблице 1.4.3.12, составленной по литературным данным, приведен индивидуальный состав лантаноидов фосфоритов. Как видно из таблицы, количественно резко доминирует цериевая группа, тогда как доля иттриевых компонентов не превышает 15%.

Таблица 1.4.3.11

Содержание суммы лантаноидов в типах фосфоритов разных бассейнов (г/т)

Бассейны	Данные							
	[I]	[II]	[III]	Y [IV]	[V]	[VI]	[VII]	[VIII]
Афанитовые фосфориты								
ОХФБ		15-108 (55,6)	8-48	90				
АСФБ				40-50 Ал-Саян (45)	30			
ФБЯ		92,0 Тоошин					49,4	
Микрозернистые фосфориты								
КФБ		180-522 (310)		100-2000 (780)		520-910 (715)	345,1	640-900
ФБФ				470-1550 (890)				
ФБД		137-512 (324)		730-1060 (890)				
ФБЯ		145-256 (195)		170-1000				
Зернистые фосфориты								
САФБ				280-1400 (770)			155,2-727,1 (432)	2300
АрФБ							114-152,4 (135)	
Желваковые фосфориты								
Русская платформа				180-3600 (510)		660-1050 (880) Егорьевское		600-1000
						600-1570 (1057) Чили-сайское		
Ракушняковые фосфориты								
Прибалтийский				250-1600 (1060)		1600-2520 (1943)		1500-2500
Сибирский				750-3500 (2290)				
Шельфовый Подводные горы	0,8-3,4 21,7-1068							

Примечания: Фосфоритоносные бассейны: ОХФБ – Окино-Хубсугульский; АСФБ- Алтае-Саянский; ФБЯ – Янцзы; КФБ- Каратауский; ФБД –Джорджина; ФБФ – Фосфория; АрФБ- Аравийский; САФБ- Северо-Африканский. В скобках: жирным шрифтом- средние содержания элемента Источник данных: I- Батурин (2004); II-Ильин (2008); III- Черкашина (2010); IV- Блисковский (1983); V- Гуревич (1972); VI- Онищенко (1977); VII- Фатах (2005); VIII-Иванов (1994).

Таблица 1.4.3. 12.

Индивидуальный состав лантаноидов в фосфоритах разных типов и бассейнов мира (%)

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	2	3		5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Афанитовые фосфориты														
1	21,7	25,5	5,9	27,9	4,8	1,2	4,4		4,2	1,1	2,3		1,2	0,1
2	18,5	28,3	5,0	23,1	5,6	1,8	6,1	0,5	4,4	1,2	2,3	0,6	2,3	0,3
3	20,2	31,2	3,8	19,2	5,0	0,8	6,7	0,7	4,8	0,8	3,3	0,5	2,6	0,4
4	16,3	25,0	4,9	24,7	6,3	1,5	6,7	1,1	6,2	1,8	3,1		2,1	0,3
5	23,1	32,5	4,7	19,5	4,2	1,0	4,1	0,7	4,1	1,0	2,5	0,4	1,9	0,3
Микрозернистые фосфориты														
6	32,2	23,5	3,7	22,9	4,1	0,6	4,8	0,6	3,5	0,5	2,1	0,2	1,1	0,1
7	30,4	20,0	5,4	25,5	5,2	1,0	4,5		4,0	0,9	1,9		1,0	0,1
8	27,2	25,4	5,2	22,4	4,4	1,0	4,4	0,7	4,3	1,0	2,3	0,3	1,4	0,2
9	30,5	23,5	5,3	21,9	4,4	1,1	4,7		4,5	0,9	2,0		1,0	1,3
10	29,4	19,9	3,7	17,6	5,7	1,6	6,8		6,5	1,5	4,3		3,2	0,3
11	30,6	18,5	2,5	25,2	2,4	2,3	2,1	0,5	5,3	0,9	5,8	0,1	3,1	0,7
12	34,1	18,4	4,1	23,6	3,5	1,0	4,8	1,0	2,7	1,0	2,4	0,7	2,4	0,3
Зернистые фосфориты														
13	21,8	14,0	4,5	30,4	5,2	0,9	5,9	0,9	5,6	1,6	3,9	1,7	3,7	0,5
14	26,5	25,3	4,8	19,5	4,1	1,1	4,5	0,7	4,9	0,7	3,4	0,5	3,4	0,6
15	30,9	17,2	4,3	18,7	4,1	1,1	4,7	0,8	5,8	1,6	4,5	0,7	4,6	0,8
Желваковые фосфориты														
16	19,7	44,7	3,9	20,9	2,8	0,3	2,9	0,3	2,1	0,3	1,0	0,9	0,1	0,1
17	16,3	45,1	3,3	22,6	3,5	0,4	3,3	0,5	2,4	0,4	1,1	0,2	0,8	0,1
18	22,3	38,3	4,3	21,1	3,4	0,6	4,3	0,4	2,3	0,1	1,2	0,3	0,9	0,3
19	22,0	45,5		22,9		1,0		0,6					2,1	0,2
20	21,6	47,8	3,2	18,5	2,5	0,5	3,1	0,2	1,7	-	0,6	-	0,3	-
21	21,9	54,6		20,0		0,7		1,0					1,7	0,2
Ракушняковые фосфориты														
22	15,0	37,1	5,0	16,7	7,7	0,5	7,5	0,8	4,1	0,5	2,1	0,3	2,2	0,5
23	18,5	34,8	4,3	18,3	5,4	0,5	6,9	0,8	5,0	0,8	2,6	0,5	1,3	0,3
24	22,1	45,1		28,3		1,3		0,9					2,0	0,2
25	12,0	41,8	3,6	19,0	5,6	1,4	6,5	0,6	5,0	0,5	1,8	0,3	1,4	0,5
Современные фосфориты														
26	19,3	46,4	3,9	18,2	3,5	1,2	3,7	-	2,4	0,8	-	0,6	-	1,4
27	19,4	32,8	4,0	16,0	3,1	12,7	3,1	0,4	2,6	0,8	2,0	0,5	2,7	0,4
28	20,4	36,4	4,4	16,9	3,5	4,4	2,6	0,6	2,3	0,6	1,7	3,8	2,3	3,2
29	28,9	9,1	5,0	23,1	5,3	1,9	6,9	0,8	6,2	1,7	4,1	0,9	5,2	0,9
Морская вода														
30	27,4	12,2	6,0	21,6	4,1	1,0	5,8	-	6,9	2,0	5,8	1,2	4,9	1,1

Примечание: Жирным шрифтом выделены кларковые значения элементов в глинистых породах по К. Таркяну и К.Ведеполу [230].

Фосфоритоносные бассейны: 1,2-ОХФБ; 3-АСФБ; 4,9-ФБЯ; 5-ФБНГ; 6-8-КФБ; 10,11-ФБД; 12-ФБФ; 13-САФБ; 14,15-АрФБ; 16-21-Русская платформа; 22-24-Прибалтийский; 25-Ангаро-Илимский; 26-29- Современный океан: (26,27)- Атлантический шельф, (29)-Тихоокеанские подводные горы.

и только в фосфоритовых образованиях тихоокеанских подводных гор она достигает 20%. Из таблицы также следует, что разные типы фосфоритов, при одном и том же набо-

ре редких земель, обнаруживают ряд отличительных геохимических черт в их распределении и концентрации. Сказанное проиллюстрируем на примере афанитовых фосфоритов, поскольку именно они являются основным объектом нашего внимания.

Наиболее отчетливо геохимическая специализация афанитовых руд выявляется при их сопоставлении, с одной стороны, с микрозернистыми и зернистыми типами фосфоритов, а с другой – с фосфоритовыми желваками и ракушниками. В первом случае, при сходном поэлементном составе редкоземельной примеси афанитовые разности резко выделяются по цериево-лантановому коэффициенту (Ce/La), значения которого колеблются в пределах от 1,2 до 1,5 (в среднем 1,4). Для микрозернистых и зернистых руд тот же коэффициент равен только 0,5-0,9 (0,7). Во втором случае цериево-лантановая аномалия также отчетливо выражена, но на фоне желваковых и ракушняковых типов фосфоритов ($Ce/La=1,7-2,8$; среднее 2,3), она имеет отрицательный тренд.

Дополнительные геохимические различия фосфоритов показаны в таблице 1.4.3.13, где приведены данные по процентному содержанию ряда тяжелых и средних редкоземельных элементов. Как следует из таблицы, концентрации Sm, Gd, Dy, Ho, Er в указанных типах фосфоритов заметно отличаются. Это хорошо видно на примере желваковых и афанитовых руд, среди которых расхождения в содержаниях примесей достигают четырехкратных значений. Менее броско такая тенденция проявлена при сравнении с ракушняковыми фосфоритами, но и здесь разница, как правило, является значительной (см. табл. 1.4.3.13).

Таблица 1.4.3.13.

Сопоставление содержаний отдельных лантаноидов в некоторых типах фосфоритов (%).

Типы фосфоритов	Sm	Gd	Dy	Ho	Er
афанитовые	4,2-6,3 (5,2)	4,1-6,7 (5,6)	4,1-6,2 (4,7)	0,8-1,8 (1,2)	2,3-3,1 (2,7)
желваковые	2,5-3,5 (3,1)	2,9-4,3 (3,4)	1,7-2,4 (2,1)	0,1-0,4 (0,3)	0,6-1,2 (1,0)
ракушняковые	5,4-7,7 (6,2)	6,5-7,5 (7,0)	4,1-5,0 (4,5)	0,5-0,8 (0,6)	1,8-2,6 (2,0)

Итак, приведенный материал доказывает, что афанитовые фосфориты по суммарному количеству и отношениям редкоземельных элементов являются природными образованиями с отчетливо выраженными отличительными признаками. Конечно, этого заключения не достаточно чтобы рекомендовать диагностировать данные породы по каким – либо установленным значениям концентраций элементов, либо их числовым коэффициентам. Этому препятствуют такие факторы, как вторичные изменения фосфоритов, геохимический фон территорий, точность применяемых аналитических методов. Однако, представляется, что независимо от внешних условий, установленная тенденция «редкозе-

мельной индивидуальности» афанитовых фосфоритов будет проявляться в самых разных природных ситуациях.

Многие ученые используют особенности редкоземельного состава фосфоритов для реконструкций обстановок фосфатонакопления и, прежде всего, для выяснения источника РЗЭ и механизма их поступления в осадок. При этом, рассматриваются следующие варианты:

- главным поставщиком лантаноидов для фосфоритов являются океанские воды, от продолжительности контакта с которыми зависит количество РЗЭ, сорбируемых фосфатными осадками.

- количественный и качественный редкоземельный состав фосфоритов формирует иловые растворы, а также более поздние грунтовые воды, циркулирующие в поровом пространстве пород.

Как нам представляется, оба варианта имеют право на существование. Модель для первого варианта реализуется на примере современных фосфоритов подводных гор Тихого океана. В них, помимо высоких концентраций РЗЭ, групповой состав последних во многом повторяет соотношение лантаноидов в океанских водах (табл.1.3.3.12). Поэтому, очевидно, следует согласиться с исследователями, которые считают, что активное накопление редких земель в микрозернистых, зернистых, желваковых и ракушняковых фосфоритах является также результатом сорбции микропримесей фосфатным материалом, многократно перемытым и длительно соприкасавшимся с бассейновыми водами [378, 171].

Для второго варианта показательным является механизм накопления РЗЭ, вскрытый при изучении современных фосфоритов шельфа Намибия и Чили. Как было показано [9,12], концентрации редких земель, по мере литификации фосфатных образований, устойчиво снижаются, достигая значений менее 5 г/т и даже падают до 0,8 г/т. В то же время, в фосфоритах доголоценового возраста с подводных окраин континентов количество РЗЭ стремительно возрастает до значений в десятки и даже в сотни г/т [9, 411, 437, 392, 429]. К сказанному следует добавить результаты сопоставления редких земель фосфоритов близкого состава и возраста, расположенных на шельфе и на примыкающей к нему суше. Как следует из данных [411], фосфориты побережья заметно обогащены РЗЭ и, следовательно, концентрация последних продолжалась и в заключительные этапы формирования этих пород под влиянием вторичных процессов. В пользу такого вывода также говорят высокие содержания лантаноидов в грунтовых водах ряда прибрежных регионов [9].

Отмеченные особенности поведения редкоземельных элементов в современном фосфатонакоплении позволяют понять некоторые аспекты древнего афанитового фосфориитообразования. В качестве отправной точки для дальнейших заключений принимаем следующие установленные параметры афанитовых руд: 1). Аномально низкий валовой состав РЗЭ, в два-десять раз количественно уступающий другим типам фосфоритов; 2). Своеобразный, присущий только для афанитовых фосфоритов, индивидуальный состав редких земель, отличающийся содержаниями Ce, Sm, Gd, Dy, Ho, Er.

Опираясь на вышеизложенный материал, проинтерпретируем указанные геохимические показатели.

Причины бедности редкоземельными компонентами афанитовых фосфоритов (вплоть до 8 г/т) в свое время объяснил П. Кук [239]. Он связал это явление с кратковременностью контакта фосфатных осадков с придонными водами, чему способствовало активное поступление в бассейн постороннего материала, быстро изолирующего осадки от внешнего воздействия. Для Окино – Хубсугульского фосфоритоносного бассейна данное заключение имеет принципиальное значение, поскольку хорошо согласуется с геологическими процессами, протекавшими при формировании месторождений. Как будет показано в дальнейшем, важнейшей особенностью их рудообразования были высокие скорости осадконакопления, вызванные контрастными конседиментационными движениями тектонических блоков, контролировавших локализацию месторождений.

Сказанное следует дополнить еще одним наблюдением, также установленным при изучении процессов современного фосфатонакопления. По данным [9,11], фосфатные стяжения и копролиты шельфа Намибии и Чили формируются в резко восстановительной среде диагенеза и содержат мизерные концентрации РЗЭ (табл.1.4.3.11). Учитывая антагонистическое поведение в таких обстановках фосфора и редких земель, валовые содержания последних могут быть использованы для общей оценки процессов сульфат-редукции, создающих, как известно, восстановительные условия фосфатного диагенеза. Применительно для афанитовых фосфоритов, пониженные концентрации РЗЭ, очевидно, свидетельствуют о интенсивности сульфат-редукции во время образования этих пород, и прежде всего, активности порождаемой ею процессов фосфатизации осадков.

Другой момент касается особенностей индивидуального поведения лантаноидов в условиях восстановительного диагенеза. Из материалов, опубликованных Г. Н. Батуриным [9], видно, что на фоне вяло текущего поступления РЗЭ в фосфатные стяжения, происходит опережающая сепарация церия и формирование его положительной аномалии с Ce/ La отношениями от 1,0 до 2,3 (в среднем 1,6). Это, в свою очередь, резко выделяет лантаноидный состав фосфоритов от состава морской воды, где отмеченный параметр обычно не

превышает 0,4 и хорошо согласуется с отрицательным характером развитой здесь цериевой аномалии. Такое явление наилучшим образом иллюстрирует ведущую роль в формировании спектра РЗЭ фосфоритов на начальных этапах их существования не седиментационных, а диагенетических иловых вод. Для афанитовых руд Окино-Хубсугульского и других бассейнов с их повышенной цериевой составляющей данное заключение является еще одним весомым аргументом в пользу раннедиагенетической модели формирования фосфоритов.

Наконец, завершая редкоземельную тематику, остановимся на роли постдиагенетических преобразований в распределении РЗЭ в фосфоритовых афанитовых рудах. Выше, при сравнении современных и молодых шельфовых и континентальных фосфоритов, говорилось о накоплении в них редких земель под влиянием грунтовых вод и связанных с ними вторичных процессов [9,11,411]. Близкая картина наблюдается для древних слойковых афанитовых фосфоритов ОХФБ. В частности, по данным [171], на начальных этапах доломитизации основных пластов Хубсугульского месторождения, валовое содержание в них РЗЭ увеличивается с 18 до 63 г/т. При усилении процесса, когда от фосфатных слойков сохраняются лишь редкие мелкие фрагменты неправильной или округлой формы, количество лантаноидов в породах повышается до 100 г/т. Еще более резко выражено обогащение редкими землями слойково-зернистых фосфоритов 5-го пласта, подвергшихся кальцитизации и доломитизации. Здесь доля РЗЭ достигает в отдельных случаях 500 г/т. Аналогичное явление наблюдается на втором по запасам Ухагольском месторождении, где фосфориты отдельных пластов также подверглись глубокой карбонатизации.

В заключение, сформулируем основной вывод из вышеизложенного материала. Он сводится к тому, что конкреционно – слойковые афанитовые руды с геохимической точки зрения представляют собой самостоятельные природные образования, которые на фоне традиционно выделяемых генетических типов фосфоритов, резко отличаются от них концентрациями As, Ba, Sr, U и РЗЭ.

1.5. Условия формирования месторождений.

1.5.1. Стадии и этапы формирования фосфоритов.

Фосфориты образовались под воздействием разнообразных процессов, которые протекали на различных этапах их формирования, начиная от седиментогенеза, кончая метаморфизмом и гипергенезом. Основным фактором, приведшим к возникновению фосфоритов, явилась раннедиагенетическая фосфатизация осадков. Впервые это положение было обосновано в серии наших работ сорокалетней давности [77, 80, 81, 83, 123-125, 451, 455] и получило дальнейшее развитие в более поздних исследованиях [61- 64, 73,

74, 86, 139, 142, 368]. По данным оптико- и электронной микроскопии фосфатизации подвергались литологически и генетически разные осадки с различными структурно – текстурными характеристиками (карбонатные, глинистые, терригенные, биогенные, хемогенные). Устанавливаются все стадии процесса, начиная от исходного состояния осадков, кончая их полным замещением фосфатом с сохранением и без сохранения реликтовых структур и текстур. В результате формировались промышленные рудные пласты на основных и второстепенных по запасам месторождениях ОХФБ. Данный процесс был устойчив не только в своем площадном развитии, но и неоднократно повторялся во времени, т.к. его проявления фиксируются во всех фосфоритных пластах нижней (главной) и в верхней продуктивных пачек, разделенных «пустыми» породами мощностью не менее 50м. Принципиально важно, что метасоматический механизм фосфатизации отчетливо выражен, прежде всего, в главных рудах бассейна, а именно – в слойковых афанитовых фосфоритах. Детали его установлены на Хубсугульском месторождении методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и показаны в блестящих работах ученых Палеонтологического института РАН [7, 142, 151, 286, 292, 382]. Наглядной иллюстрацией всего выше сказанного служит следующий ряд фотографий, на которых отображены различные этапы замещения фосфатом разнородных осадков (рис.1.4.1.14; 1.4.1.15; 1.5.1.1; 1.5.1.2; 1.5.1.3; 1.5.1.4; 1.5.1.5; 1.5.1.6; 1.5.1.7; 1.5.1.8; 1.5.1.9; 1.5.1.10; 1.5.1.11; 1.5.1.12; 1.5.1.13; 1.5.1.14; 1.5.1.15; 1.5.1.16; 1.5.1.22; 1.5.1.23; 1.5.1.41; 1.5.1.42; 1.5.2.8). В безкарбонатных и малокарбонатных («сланцевых») афанитовых фосфоритах процессы фосфатизации легко выявляются при помощи просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ). Для примера, на рис. 1.5.1.11-1.5.1.14 приведены снимки замещения фосфатом слюды, полевых шпатов, кварца и карбоната.

Важные сведения об образовании фосфоритов дают наблюдения за морфологией фосфатных слойков. Последние представлены лентовидными линзами протяженностью от первых десятков см до 3-5м (рис. 1.4.1.1; 1.4.2.10; 1.4.2.11; 1.5.1.40). Учитывая такую морфологию и наложенный характер фосфата, следует сделать вывод о том, что слойки являются пластообразными конкреционными телами. С генетических позиций этот факт имеет принципиальное значение, поскольку позволяет проводить параллель между окинохубсугульскими и древними китайскими афанитовыми фосфоритами платформы Янцзы. В последнем случае, благодаря работам Г.И. Бушинского [39], также устанавливается конкреционная природа афанитовых слойков.

Помимо этого, признаки фосфатизации наблюдаются в микроконкреционных и собственно конкреционных фосфоритах. Особенно отчетливы они, когда фосфатные конкреции формировались за счет избирательного замещения доломитовых бесформенных комочков и

пеллет (рис. 1.5.1.16). Наряду с фосфатизацией шло самоочищение микроконкреций от сторонних примесей. На это указывают ее скопление по периферии многих конкреций (рис. 1.5.1.15). Фосфатизации отдельных доломитовых обломков устанавливаются в брекчиевых фосфоритах. Наиболее четко это видно в верхней фосфоритной пачке Ухагольского месторождения, где широко развиты доломиты и доломитовые фосфориты линзовой и брекчиевой текстуры. Наблюдается полная аналогия текстур доломитов и фосфоритов и признаки замещения фосфатом доломитовых линз и обломков. Максимально фосфатизированы их края, тогда как в центре они замещены в меньшей степени (рис. 1.5.1.17).

Процесс фосфатизации происходил в раннем диагенезе. Это доказывается следующими фактами: 1. Фосфатные микро- и макроконкреции обтекаются слоистостью вмещающих пород., что свидетельствует о формировании конкреций до уплотнения осадков (рис. 1.4.1.6; 1.4.1.7; 1.4.1.8); 2. Фосфатные слойки участвуют в формировании подводноползневых текстур (рис. 1.4.2.13; 1.4.2.14; 1.4.2.15), которые, как правило, возникают в нелитифицированных осадках; 3. Фосфатные микроконкреции, линзочки и их реликты присутствуют в раннедиагенетических кремнистых конкрециях; фосфатные слойки огибают те же кремнистые конкреции и, следовательно, являются более ранними образованиями, чем последние (рис. 1.5.1.19; 1.5.1.20).

Таким образом, изложенный материал показывает, что фосфориты сформировались в стадию раннего диагенеза в результате замещения осадков фосфатами иловых вод.

Как известно, характер процессов диагенеза определяется количеством захороненного органического вещества (ОВ). Распад его при сульфат – редукции приводит к обогащению иловых вод фосфатами и контролирует интенсивность их перераспределения в осадках [9, 11, 39, 40, 48, 108, 320, 321].

Принимая во внимание, выявленную раннедиагенетическую природу фосфоритов и учитывая вышесказанное, логично ожидать существование в фосфоритах связи P_2O_5 с ОВ. В первом приближении она устанавливается при сопоставлении фосфоритов Боксонского с фосфоритами других месторождений ОХФБ. Боксонские фосфориты содержат 0,02-0,14 % $C_{орг}$ при P_2O_5 от 7 до 22 % (в среднем 8%). Характерным для них является выделение фосфатов в виде мелкой вкрапленности, рассеянной по всему объему породы. Фосфориты Хубсугульского, Буренханского, Харанурского, Ухагольского и др. месторождений имеют $C_{орг}$ 0,17- 6,0 % при P_2O_5 от 7 до 38% (в среднем 17%). Фосфат преимущественно образует крупные слойковые выделения. По мнению автора, морфологические и качественные различия сопоставляемых фосфоритов связаны существенной разницей в содержании ОВ. Низкие его концентрации в боксонских фосфоритах обусловили слабое развитие процессов сульфат-редукции. Вследствие этого подвижность фосфатов была незначительной, что не

позволило им обособиться в виде крупных выделений. Сказанное согласуется с данными [48], из которых следует, что сульфат – редукция и связанное с ней перераспределение минеральных компонентов начинает проявляться при содержании в осадках ОВ больше 0,3-0,5%.

Проанализирована корреляция P_2O_5 и с остаточным и исходным ОВ. Остаточное (наблюдаемое в породах) ОВ определялось аналитическими методами. Исходное (первоначально содержащееся в осадках) ОВ рассчитывалось по методике Н.М. Страхова [320]. Результаты изучения показывают, что между P_2O_5 , остаточным и исходным ОВ отсутствует корреляционная зависимость ($r_{ост.} = 0,51$; $r_{исх} = 0,32$) (рис. 1.4.3.15). Однако, это неокончательное решение вопроса. Об этом говорят данные изучения битумных фракций ОВ фосфоритов (разд.1.4.1). Как показали исследования, в битумах установлены фосфорорганические соединения и зафиксированы признаки, которые позволяют отнести ОВ фосфоритов к сапропелевому типу. Следовательно, ОВ связано с фосфоритообразованием, поскольку являлось, по-видимому, источником фосфора в иловых водах. Что касается отсутствия корреляции P_2O_5 с ОВ, то оно, очевидно, объясняется разнообразием качественного состава исходного планктогенного ОВ, неравномерной его метаморфизацией и разной изначальной обогащенностью фосфором.

Фосфориты формировались в восстановительной зоне диагенеза, поскольку, как известно, в верхнем окисленном слое осадков фосфор связывается гидроокисью железа в нерастворимые железофосфаты. В силу этого здесь он лишен подвижности и не поступает в заметном количестве в иловые воды [48]

Фосфориты накапливались выше зоны максимальной сульфат-редукции под пленкой окисленных осадков. Доказательством служат установленная обратная зависимость между P_2O_5 и $S_{пирит.}$ ($r = - 0,84$) (рис. 1.4.3.16), а также наличие в фосфоритах следов жизнедеятельности донных организмов (ходы илоедов, скопление копролитового материала, остатки онколитов и др. Об этом же говорит накопление As в фосфатном минерале и необычно низкие его содержания в пирите – основном концентрате элемента в осадочных породах (см. разд. 1.4). Последнее обстоятельство возможно, если фосфат формировался раньше, что позволило ему захватить основную массу As в виде изоморфной примеси.

Наличие вышеотмеченных следов жизнедеятельности донных организмов свидетельствует об отсутствии сероводородного заражения придонных вод и о нормальном газовом режиме бассейна фосфатонакопления.

Петрографическими исследованиями установлена последовательность формирования фосфатных обособлений, отражающая возрастание интенсивности фосфатизации осадков. Она включает: одиночные микроконкреции, их скопление и афанитовые фосфатные слой-

ки. В участках скопления микроконкреций одни из них приспособляются к формам других; часто мелкие стяжения заполняют поровое пространство между крупными (рис. 1.4.1.8; 1.4.1.9; 1.5.1.21). Отсюда следует, что микроконкреции зарождались неоднократно и литификация одних шла быстрее других, т.е. конкрециеобразование было многократным процессом. Микроконкреции в большинстве своем не были переотложенными и захоронились на месте своего формирования. На это указывает заключенная в них минеральная примесь, аналогичная цементу микроконкреций, а также выступы на их поверхности, свидетельствующие об отсутствии перемылов (рис. 1.4.1.8; 1.5.1.15; 1.5.1.21). В участках, где микроконкреции плотно прижаты друг к другу, они постепенно переходят в афанитовые фосфатные слойки. При этом микроконкреции укрупняются и сливаются в один слой, так что от периферии к центру незаметно исчезает микроконкреционное строение (рис. 1.4.1.7; 1.4.1.8). В других случаях микроконкреции захватываются фосфатными слойками. Следовательно: 1. Микроконкреции и афанитовые слойки – это производные одного процесса, фиксирующие разную его интенсивность; 2. Формирование слойков, также как и микроконкреций, повторялось неоднократно и эти процессы по времени были близки. Отсюда напрашивается вывод, что морфология фосфатных обособлений зависела от количества поступавшего фосфатного вещества. Если привнос его шел мелкими порциями, то формировались микроконкреции, если крупными – слойки.

Таким образом, из всего вышесказанного вновь напрашивается аналогия с древними китайскими фосфоритами, у которых, как видно из петрографического описания Г.И. Бушинского, фосфатные конкреционные слойки имеют сходное строение [39].

На морфологию фосфатных выделений влиял состав и структурно-текстурные особенности осадков. В карбонатных - преимущественно формировались слойковые формы, а в безкарбонатных – pelletные и линзовидные. В осадках с однородными текстурно-структурными особенностями доминировали правильно округлые микроконкреции, в слойковых – вытянутые (рис. 1.4.1.7); в органоморфных осадках развивались псевдоморфозы по остаткам организмов.

Характерна приуроченность фосфатных выделений к поверхностям (швам) наложения пород. Такая приуроченность, по-видимому, объясняется тем, что поверхности наложения являлись проницаемыми зонами, вдоль которых происходила дегазация иловых вод от растворенной в них CO_2 . Удаление ее вело к пресыщению вод фосфатами и выпадению их вдоль граничных поверхностей. Сходным образом формировались фосфатные выделения в прослоях песчаников и комковатых доломитов. Они, по сравнению с вмещающими глинистыми и тонкозернистыми осадками, обладали высокой пористостью. Благодаря этому, сюда из уплотнявшихся отложений отжимались иловые воды с растворенными фосфата-

ми и CO_2 . Как и в первом случае, здесь они теряли CO_2 и фосфат осаждался в порах, образуя разнообразные стяжения. Существование в природе описанного механизма показано в работах [300, 301, 250]. Связь растворимости фосфатов с CO_2 экспериментально установлена А.В. Казаковым [199] и позднее подтверждена исследованиями А.И. Смирнова [311].

Интересные сведения об образовании фосфоритов дают заключенные в них раннедиагенетические конкреции кремня. Наиболее широко они развиты в доломитовых фосфоритах Ухагольского месторождения, где представлены телами от мелких горошин до крупных шаров. Наблюдается огибание конкреций слоистостью фосфоритов и проникновение отдельных ее слоев вовнутрь конкреций. При этом мощность слоев в контурах конкреций в 3-4 раза больше, чем за их пределами. Следовательно, при своем формировании фосфориты испытали, как минимум трех-четырёхкратное уплотнение.

Образование фосфоритов протекало на фоне больших скоростей осадконакопления (см. разд.1.5.5). В таких неблагоприятных условиях процесс мог осуществляться только благодаря его приуроченности к самым начальным этапам диагенеза. Сказанное становится понятным если учесть, что максимальные концентрации фосфатов в иловых водах, судя по современным осадкам, возникают на ранних стадиях сульфат – редукции и в геологическом смысле образуются практически мгновенно [48,49].

Активную роль на начальных этапах формирования месторождений играли кратковременные перемывы, которые многократно прерывали на отдельных площадях диагенетические процессы. Перемывы разрушали фосфатные слои и вымывали микроконкреции. Образуя скопления обломочных и переотложенных фосфатных осадков. При литификации их формировались брекчиевые и обломочно-пеллетные фосфориты. Возникает вопрос, как сказывались процессы перемыва на параметрах месторождений? В этом отношении показательно сопоставление качества мономинеральных афанитовых и брекчиевых фосфоритов, сложенных обломками фосфатных слоев. В первом случае содержание P_2O_5 35%, во втором -15%. Объяснение столь негативной роли перемывов кроется в их кратковременности. В силу этого не происходило природного обогащения осадков фосфатным материалом и не формировались богатые фосфориты. Вывод о кратковременности перемывов вытекает из анализа палеотектонических условий формирования месторождений, результаты которого приведены в разделе 1.5.4.

Перемывы осадков, как и образование самих фосфоритов, происходили на небольших глубинах и, по данным текстурного анализа (см. разд.1.4.2), оцениваются от 0 до первых десятков метров. Более точно, хотя и довольно условно, определяется глубина формирования грубообломочных фосфоритов. Для этих целей использована гранулометрическая таблица М. Дрейфюса [323]. В ней приведены предельные глубины развития в мелковод-

ных частях моря обломочных осадков, сложенных грубыми частицами, перемещающимися по дну волочением. Учитывая, что средний гранулометрический состав грубообломочных фосфоритов равен 30-50 мм, глубина их формирования оценивается в 14-18 м (табл. 1.5.1.1.)

Итак, основными процессами сформировавшими месторождения были процессы раннего диагенеза, вызвавшие на локальных площадях концентрацию фосфатного вещества в виде скоплений пластообразных лентовидных конкреционных тел, в меньшей степени, округлых микроконкреций и биоморфоз. Процессы сингенетичных перемывов играли негативную роль и вели к разубоживанию фосфоритов.

Таблица 1.5.1.1.
Гранулометрический состав осадков и глубины их развития в мелководной части моря [323].

Диаметр частиц в мм	Минимальная глубина (м)	
	от	до
1	2	3
60	10	12
50	14	16
40	16	18
20	18	20
10	22	27
6	25	30
4	27	35
3	30	40
2	40	50

Однако, в образовании фосфоритов участвовали не только седиментационно-раннедиагенетические процессы, но и более поздние, включая метаморфизм и выветривание. Наиболее существенное влияние на фосфориты оказали катагенетическая доломитизация, окварцевание и кальцитизация, под воздействием которых формировался коррозионно-фрагментарный тип фосфоритов.

Доломитизация отмечается во всех фосфоритах, но существенное значение имеет для кремнисто-доломитовых и доломитовых разновидностей. Морфологически она выражена в виде мелко-крупнозернистого доломита, который вначале замещал фосфатные обособления, а затем окружающих их мелкозернистый карбонатный материал. В слоистых фосфоритах доломитизация в основном проявлялась в виде послойных выделений мелко-крупнозернистого доломита. В брекчиевых фосфоритах такой доломит развивается пятнами, участками, прожилками. В слойковых доломитовых фосфоритах она начинается по трещинам дегидратации фосфатных слойков. Потом захватывала внутренние их части, где развивалась избирательно, приспосабливаясь к структурно-текстурным неоднородностям

их строения. В результате слойки дезинтегрировались на разрозненные фрагменты различной формы и размера, а сами фосфориты приобретают обломочноподобные и с выделениями неправильной формы структуры (рис. 1.4.1.18; 1.5.1.22- 1.5.1.24). В более поздние этапы доломитизации изменению подвергались вмещающие нефосфатные прослои, а затем формировались доломитовые прожилки.

Отмечается зависимость интенсивности доломитизации от мощности чередующихся фосфатных и доломитовых слойков: чем большая мощность последних, тем интенсивней протекал процесс. Очевидно, в относительно более мощных доломитовых прослоях накапливалось большее количество остаточных растворов, обогащенных карбонатными ионами. При литификации осадков эти агрессивные растворы отжимались в образовавшиеся в фосфатных слойках трещины дегидратации и замещали фосфат. Усиление процесса вело к разъеданию фосфатных слойков и формированию коррозионных структур. С другой стороны, от мощности фосфатных слойков также зависела интенсивность процесса, поскольку, по данным [336], в более мощных слойках формируются более крупные трещины дегидратации.

Доломитизация являлась многофазным процессом, в котором выделяется не менее 7 генераций вторичного доломита. Начальной его фазой был доломит, заполняющий трещины дегидратации в фосфатных слойках, заключительной – образующий в породах секущие прожилки. Многофазность процесса подтверждают данные декрипитации. Об этом свидетельствуют температуры раскрытия газовой-жидких включений в доломитовых зернах, диапазон которых варьирует от 20 до 60⁰ С (рис. 1.5.1.25). Этот факт, а также вышеотмеченный характер выделений начальной и заключительной генераций доломита показывает, что доломитизация возникла в конце диагенеза, а завершилась в метагенезе. Однако сам пик процесса пришелся на катагенез.

Было сопоставлено качество неизмененных и затронутых доломитизацией фосфоритов. Как показали ориентировочные расчеты, она снижает качество фосфоритов на 5-15%.

Окварцевание особенно энергично проявлено в карбонатных и мономинеральных фосфоритах Харанурского, Бурэнханского Манханулинского и Хубсугульского месторождений. По площади процесс развит не равномерно: выделяются тектонические блоки, где преобладают окварцованные фосфориты и есть блоки, в которых окварцевание отмечается спорадически в отдельных слоях разреза. Макроскопически оно выражается в виде участков, пятен, стяжений, полигональных прожилков самой различной формы и размера, сложенных кварцем, окрашенным в светлые и темные тона. Методами макро- и микроскопии устанавливается 7 генераций минералов, которые, также как выделения вторичного доломита, формировались начиная с конца диагенеза и захватывали метагенез. Помимо минеральных

взаимоотношений на это указывают и близкие с доломитизацией температуры декрипитации газовой-жидких включений кварца. Диапазон температур укладывается в интервал 20-120⁰С (рис. 1.5.1.25). Морфологически генерации кварца представлены как отдельными разрозненными монокристаллами размерами до 2мм, так и мозаичным, либо слабо раскристаллизованным агрегатом. Изучение показывает, что развитие монокристаллов было при-суще ранним этапам процесса, тогда как формирование агрегатов отражало, в основном, более зрелые его стадии. По-видимому, именно с начальными этапами окварцевания связа-но замещение фосфатных пеллет монокристаллами кварца в фосфоритах Ухагольского ме-сторождения, что приводило к появлению своеобразных фосфатных псевдопесчаников (рис. 1.5.1.26).

Особо отметим регенерационный кварц, образующий каемки вокруг терригенных кварце-вых зерен. Выделение его на одних зернах сопровождается одновременным частичным растворением других. При этом развивались инкорпорационная, конформная и другие ка-тагенетические структуры (рис. 1.5.1.27).

В целом, устанавливается отчетливая последовательность: главная фаза формирования кварцевых выделений наступала после того, как доломитизация фосфоритов в основном за-вершалась. Причем, в начале кварц замещал доломит, а в конце – фосфат (рис. 1.5.1.28). Доломит в обычных случаях замещался нацело, тогда как с фосфатом кварц чаще образо-вывал тонкие реликтовые срастания. Неравномерность окварцевания приводила к форми-рованию в фосфоритах коррозионно – фрагментарных структур и текстур, аналогичные тем, которые появляются при доломитизации (рис. 1.5.1.30). Особенно широко развиты брекчиеподобные текстуры в фосфоритах Харанурского, Буренханского и Манханулинско-го месторождений.

Характерной чертой окварцевания фосфатных обособлений являлось сопровождение вы-делений кварца поздних генераций кальцитом и апатитом (рис. 1.5.1.29). Первый из них об-разует разрозненные ксеноморфные зерна размером до 0,25 мм; второй - представлен хо-рошо ограненными кристалликами (до 0,025 мм), приуроченными к контактам фосфатных и кварцевых выделений. Такой парагенез позволяет наметить некоторые черты механизма окварцевания. Так, ассоциация кварца с кальцитом свидетельствует, что окварцевание шло под воздействием щелочных бикарбонатных растворов, содержащих растворенный кремне-зем. Присутствие кристалликов апатита, по-видимому, объясняется прерывистым поступ-лением растворов, что позволяло отдельным порциям замещенных фосфатов вторично оса-ждаться в виде апатита.

Таким образом, катагенетическое окварцевание, с одной стороны, приводило в результа-те избирательного замещения доломита кварцем к снижению карбонатности фосфоритов,

что в целом можно рассматривать как положительный фактор для обогащения фосфоритов, с другой стороны - вызывало их разубоживание. Представление о масштабах последнего дает сопоставление результатов опробования фосфоритов по ряду скважин харанурского месторождения. Расчеты показывают, что в результате окварцевания по месторождению выносилось 10-15% фосфатного вещества.

Кальцитизация резко проявлена в фосфоритных пластах в приконтактных зонах с известняками на Хубсугульском (5 пласт) и Ухагольском (1 пласт) месторождениях. Здесь кальцитизация вызвало образование типичных коррозионно - фрагментарных структур, среди которых наиболее развиты песчаниковоподобные и с выделениями неправильной формы (рис. 1.5.1.31). В остальных случаях кальцитизация проявлена слабо и отмечается в основном в виде прожилков и разрозненных ксеноморфных зерен. О вторичном (катагенетическом) происхождении кальцита свидетельствует его крупнокристаллическая и пойкилитовая структура, замещение кальцитом фосфатных выделений (рис. 1.5.1.31) присутствие в известковых фосфоритах реликтовых участков микрозернистого доломита, унаследование известковыми фосфоритовыми текстур, характерных для кремнисто-доломитовых фосфоритов и развитие в последних зон кальцитизации. По отношению к вторичному доломиту кальцит ведет себя неоднозначно. Он либо включает его кристаллы в виде пойкилитовых вростков и обтекает сложенные им участки, либо явно им корродируется. Из этого следует, что кальцитизация и доломитизация происходили почти одновременно. Для более точной датировки процесса привлечены данные декрипитации. В результате установлено, что раскрытие включений в большинстве кальцитовых зерен происходит при 60-80⁰С, т.е., в целом, несколько выше, чем у доломита (рис. 1.5.1.25). Следовательно, кальцитизация фосфоритов протекала чуть позже доломитизации.

По отношению к кварцу кальцит, в основной своей массе, является более ранним минералом и на поздних этапах изменения фосфоритов им замещается.

Приуроченность кальцитизированных фосфоритов к зоне контакта с известняками свидетельствует о генетической связи кальцитизации с этими породами. Очевидно, толщи известняков сохраняли в поровом пространстве значительные объемы остаточных карбонатных растворов, фильтрация которых в прилегающие фосфоритные пласты обусловила интенсивный кальцитовый метасоматоз фосфоритов. Неравномерность пластового давления в породах вызывала разную степень фильтрации поровых вод в фосфоритный пласт, что влекло неравномерную его кальцитизацию. По – видимому, этим объясняется не повсеместное распространение на Ухагольском и Хубсугульском месторождениях известковых фосфоритов, нечеткая морфология их тел с резкими колебаниями мощности последних.

Таким образом, катагенетическая кальцитизация, также как доломитизация и окварцевание, приводит к выносу фосфатного вещества. О масштабах процесса можно судить сравнивая качество известковых и кремнисто-доломитовых фосфоритов, за счет которых они сформировались. Подсчет показывает, что качество фосфоритов снижается примерно вдвое (20-23% P_2O_5 и 10-11% P_2O_5).

Характеризуя вторичные процессы нельзя оставить без внимания развитие в фосфоритах флюорита и полевых шпатов. Первый из минералов образует тонкие прожилки и мелкие гнезда (рис. 1.5.1.32). второй – отмечается в виде хорошо оформленных разрозненных метакристаллов, которые в основном замещают фосфатные выделения (рис. 1.5.1.33). В литературе флюорит в фосфоритах описан в работах [39, 223, 272]. Появление его связывается с катагенетическими процессами и рассматривается как продукт замещения фосфата вторичными минералами, либо его перекристаллизацией из фторкарбонатапатита во фторапатит. Высвобождавшийся фтор незначительно мигрировал и осаждался в форме флюорита. О катагенетической природе флюорита свидетельствуют данные декрипитации, приведенные на (рис. 1.5.1.25).

Наличие вторичных полевых шпатов в фосфоритах устанавливается впервые. Они представлены плагиоклазами номеров от 52 до 27, изредка микроклином и ортоклазом (рис. 1.5.1.33). Их образование логично связать с поровыми растворами, проникшими в фосфориты из прослоев сланцев, заключенных в фосфоритных пачках. Эти растворы, циркулируя в поровом пространстве сланцев, растворяли в породе дисперсные полевые шпаты и перекристаллизовали их в виде новообразованных метакристаллов в фосфоритах. Сходное явление описано А.В. Копелиовичем [216] в древних толщах юго-запада Русской платформы. Как показал этот исследователь, процесс протекал при глубоком изменении пород в стадию позднего эпигенеза.

Процессы регионального метаморфизма в фосфоритах ограничены изменениями начальных этапов зеленосланцевой фации и поэтому серьезно на особенности фосфоритов не повлияли. В основном они свелись к преобразованию глинистых минералов в серицит и редко- хлорит, к раскристаллизации карбонатов, к появлению в глинистых фосфоритах структур микрокливажа и микробудинажа, к развитию карбонатных и кварцевых прожилков.

На этом фоне резко выделяются изменения пород, связанные с динамомо - и контактовым метаморфизмом, под воздействием которых возникли микрокристаллические метаморфизованные фосфориты. На Харанурском месторождении они образовались благодаря стрессовым напряжениям в зонах тектонических нарушений взбросового типа, приуроченных к контурам фосфоритовых пластов. На ведущую роль в формировании этих пород су-

существенно стрессовых, а не температурных воздействий, свидетельствуют волокнистые формы выделений минералов, структуры дифференциального скольжения в кварцевых зернах, микроплойчатая текстура в фосфатных выделениях, а также выявленные у них электронно-микроскопическими исследованиями поверхности и зеркала скольжения (рис. 1.4.1.20; 1.5.1.35; 1.5.1.36).

Благодаря метаморфизму фосфориты приобрели пеструю светлую окраску, сланцеватую текстуру, претерпели флюоритизацию, слабую кальцитизацию и незначительное окварцевание. В целом же наиболее ярко метаморфизм сказался в преобразовании внешнего облика фосфата и интенсивном рассланцевании фосфатных обособлений, в результате чего они раскалываются при дроблении на тончайшие полупрозрачные чешуйки. Фосфат принял стекловатый апатитоподобный облик, голубую, зеленую, коричневую, желтую окраску, приобрел микрочешуйчатое кристаллическое строение, а также одинаковую ориентировку слагающих его апатитовых кристалликов, из-за чего стал в шлифах угасать по типу монокристалла.

Таким образом, метаморфизм слабо отразился на минеральном составе фосфоритов и весьма существенно – на их структурно-текстурных особенностях.

Контактово-метаморфизованные фосфориты наиболее хорошо представлены в центральной части Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения. Они формировались под воздействием высокотемпературных ($\sim 300^{\circ}\text{C}$) флюидов, проникавших по мало-мощным зонам милонитизации и, по-видимому, связанных с внедрением «слепого» гранитоидного интрузива. Наряду с фосфатом и кальцитом, основными минералами таких фосфоритов, являются тремолит, актинолит, тальк, которые образуют игольчатые выделения, крупные звездчатые розетки либо спутанно-волокнистые агрегаты. Метаморфизм сопровождался формированием метасоматитов и скарноподобных пород сфен-биотит-кальцит-кварцевого, волластонит-актинолит-кальцитового и тальк-тремолит-актинолит-кальцитового состава. В виде примеси присутствуют диопсид, роговая обманка, полевой шпат. Метаморфизм протекал с привнесением в фосфоритную пачку Si; Fe; K; Al; Ti. В наиболее измененных породах фосфат осветлен, частично раскристаллизован до апатита и, по данным электронной микроскопии, представлен специфичными короткостолбчатыми с пирамидальным окончанием кристаллами, размер которых на порядок превышает крупность кристаллитов неметаморфизованных фосфоритов.

Усилиями большого коллектива геологов установлено, что при катагенезе и метаморфизме перекристаллизация фосфатного вещества сопровождается увеличением удельного веса, плотности, оптических параметров, степени раскристаллизации, укрупнением размеров кристаллической ячейки минерала, снижением удельной площади его поверхности и

растворимости, удалением из структуры минерала группировок CO_3^{-2} , S, Na, F, молекулярной H_2O , появлением карбонат-иона на гексагональной оси, возникновением водородных связей и полимеризации фосфатных тетраэдров; вытеснением фтористых разновидностей минерала – гидроксильными, а также сложным поведением в апатитовой структуре Sg и U [24, 31, 214, 215, 332, 334, 159]. Однако процессы метаморфизма определяются сочетанием целого ряда независимых факторов, изменяющихся во времени. Поэтому логично ожидать, что в конкретных геологических обстановках такой динамичный минерал, как апатит, будет реагировать на изменения условий метаморфизма по-разному и неоднозначно.

С целью проверки такого утверждения проведены исследования фосфатов Слюдянского, Лаокайского, Каратауского и Окино – Хубсугульского бассейнов. Привлекались опубликованные данные по метаморфизованным фосфоритам Алтае-Саянской области [122]. Выбранные объекты исследований позволяют проследить изменение фосфатного минерала в широком диапазоне температур и давлений, начиная от зеленосланцевой фации кончая условиями амфиболитовой и пироксен-роговиковой фаций регионального и контактового динамо-термального метаморфизма. Полученные результаты сводятся к следующему : 1. Максимальный дефицит фтора и наибольшая роль в структуре минерала гидроксил - ионов отмечается в фосфоритах юга ОХФБ, формировавшихся в условиях начальных этапов зеленосланцевой фации метаморфизма. Отношение $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ здесь 0,02-0,04 - меньше, чем в слюдянских, чулактауских, вьетнамских и других апатитах, испытавших жесткие термодинамические воздействия пироксен – роговиковой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Важно отметить, что заметный дефицит фтора между слабо и сильнометаморфизованными фосфоритами сохраняется в пределах одного месторождения и даже одного пласта. Так, на Хубсугульском месторождении в фосфоритах первого пласта минимальное значение $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ в слабоизмененных фосфатах 0,057, а в сильноизмененных - 0,081.

2. В метаморфизованных фосфоритах в фосфатном минерале нарушена корреляционная связь между содержаниями P_2O_5 , S и Na. Коэффициент корреляции (0,2-0,45), а также содержания Na и S не зависят от термодинамических параметров метаморфизма. Количество Na начинает закономерно снижаться только в условиях амфиболитовой фации. В этих же условиях в структуре минерала резко возрастает доля хлора.

3. Наличие в структуре фосфатов водородной связи, пирофосфатных групп и появление карбонат-иона на гексагональной оси минерала не отражает интенсивность нагрузок, которые испытали породы.

4. Нет строгой зависимости между увеличением размеров кристаллической ячейки фосфатных минералов и степенью метаморфизма пород. Многие слабо измененные фосфаты

ОХФБ превосходят по значениям параметра «а» апатиты месторождений Чулактау и Насынколь, а отдельные разности фосфатов ОХВБ по размерам элементарной ячейки минерала сопоставимы со слюдяными апатитами, формировавшимися при температуре 700-750⁰С [303].

5. Воздействие стрессовых напряжений фиксируется по характеру интенсивности основных рентгеновских отражений фосфатных минералов. Значение отношений интенсивности отражений d_{300}/d_{121} и d_{004}/d_{410} резко выделяются на фоне значений этих параметров других групп фосфатов (табл. 1. 4. 1. 7).

6. Удельная площадь поверхности фосфатов при возрастании температур и давлений в целом снижается. Однако, в условиях низких ступеней метаморфизма эта тенденция выражена нечетко. Значения удельной площади поверхности фосфатов разных фаций перекрываются.

Таким образом, при метаморфизме изменение параметров апатитовых минералов носит сложный противоречивый характер, часто не укладывающийся в существующие представления. Причины и механизм таких изменений пока не установлены, но несомненно, что в конкретных геологических ситуациях они различны и определяются сочетанием разных факторов метаморфизма.

Вместе с тем, наряду с вышеописанными основными процессами в формировании месторождений ОХФБ участвовали также процессы гипергенеза. Их воздействие проявилось как в изменении свойств уже охарактеризованных фосфоритов, так и в возникновении нового типа пород – фосфоритов коры выветривания. Различаются две обстановки выветривания: в условиях элювиальной зоны до глубины проникновения поверхностных вод и в условиях карста. В элювиальной зоне выветривание сопровождается слабым выщелачиванием и дезинтеграцией фосфоритов, разложением пирита, частичным преобразованием слюд в каолинит, замещением доломита и фосфата гипсом (рис. 1.5.1.37). перекристаллизацией доломита до крупно-разнозернистых агрегатов. Здесь же происходит перераспределение фосфата и вторичная фосфатизация пород с образованием шпир, гнезд, прожилков и слоев мономинеральных и карбонатных метасоматических фосфоритов. Как установлено на Ухагольском месторождении, особенно часто они локализуются на контакте доломитов и сланцев, являющихся геохимическими барьерами для мигрирующих фосфатсодержащих растворов. Значительно усиливаются гипергенные процессы в зонах карста, проникающего на глубину ста и более метров. Развитое здесь интенсивное выщелачивание привело к разрушению пород и накоплению рыхлого разнородного песчано - глыбового материала, а также остаточных карстовых фосфоритов. Из других карстовых процессов резко выражено окремнение, инфильтрационно – метасоматическая фосфатизация, маршаллизация и

ожелезнение. Как во времени, так и в разрезе отмечается определенная их последовательность, что нашло отражение в минеральной и вертикальной зональности отложений, заполняющих карстовые полости. Окремнение несколько опережало, либо протекало синхронно с выщелачиванием. Оно затрагивало как карбонатные, так и фосфатные породы. При этом, при окремнении фосфоритов часть фосфатного вещества переотлагалась в кремнях в виде рассеянных зерен апатита.

Фосфатизация сопровождала по времени выщелачивание и накладывалась на останцы доломитовых пород. В результате энергичной их переработки формировались блоки плотных инфильтрационно-метасоматических фосфоритов.

Процессы маршаллизации следовали за выщелачиванием, разрушая кремни и кремнистые фосфориты. Особенно интенсивно они выражены в верхней зоне карстовых полостей, для которых характерна энергичная циркуляция поверхностных вод. Здесь происходило диспергирование кремней в светло-серые кварцевые алевриты, а кремней, обогащенных апатитом - в алевриты апатит-кварцевого состава.

Ожелезнение, в противоположность маршаллизации, проявлено в нижней части полостей, где развиты линзы плотных инфильтрационно-метасоматических фосфатно-железистых руд. Последние содержат от 35 до 60% Fe_2O_3 от 10 до 15% P_2O_5 .

Еще один момент, требующий специального рассмотрения - преобразования фосфатного вещества в процессе постседиментационного изменения фосфоритов. Наиболее отчетливо они устанавливаются электронно-микроскопическими исследованиями ультрамикроструктур фосфата. Как показали исследования, фосфат прошел сложную историю преобразования от гелеобразного до кристаллического состояния и подразделяется на три группы, которые соответствуют неметаморфизованным, метаморфизованным и инфильтрационно-метасоматическим (карстовым) фосфоритам. Анализ ультрамикроструктур фосфата этих групп позволил восстановить характер его изменения на разных стадиях формирования фосфоритов. С дометаморфической стадией связаны фосфатные минеральные фазы, образующие последовательно кристаллизующийся ряд: гелеобразное вещество – лучистые сферолито- и веероподобные обособления игольчатых кристаллитов – призматические кристаллы, друзовидно заполняющие межсферолитовое пространство, - агрегаты равно- и разноразмерных короткостолбчатых кристаллов, формировавшихся при перекристаллизации лучистых образований с сохранением и без сохранения реликтовых структур (см. табл. 1.5.1.2 и рис. 1.5.1.38- 1.5.1.38(б)). Интересно отметить, что выявленные компоненты фосфата и установленная последовательность их образования являются практически аналогичными тем, которые были выделены Г.Н. Батуриным и др. [11] в современных и четвертичных фосфоритах океана. Привлекая данные этих исследователей, можно уточнить время

формирования фосфатных компонентов выявленного ряда. Очевидно, по аналогии с молодыми фосфоритами, превращение гелеобразного вещества в кристаллические лучистые и сферолитовые агрегаты происходило в диагенезе. Формирование остальных компонентов фосфата протекало в раннем и позднем катагенезе.

Дальнейшие преобразования фосфата были связаны с динамометаморфизмом и гипергенезом. При динамометаморфизме первичные ультрамикроструктуры трансформировались под действием одностороннего давления в однородные агрегаты сильно вытянутых призматических кристаллов, размеры которых на порядок превышают кристаллические индивиды неметаморфизованных фосфоритов (см. табл. 1.5.1.2 и рис. 1.5.1.38(в) «А»). В агрегатах наблюдается чередование зон с ориентированным и неориентированным размещением кристаллов, что обусловило микрочешуйчатую (сланцеватую) текстуру фосфатных выделений.

Под воздействием гипергенных процессов изменения фосфата носили разноплановый характер. С этой целью изучен образец мономинерального фосфорита с каймой выветривания по краям. В центре образца фосфат черный неизменный, в пределах каймы он белый, но плотный, а по ее краям выветрен до мучнистого состояния. Последовательным электронно-микроскопическим изучением образца от центра к его периферии установлено, что при выветривания фосфат испытывает аморфизацию (рис. 1.5.1.38(в) «В»).

Иной характер имеет новообразованный фосфат, слагающий инфильтрационно-метасоматические фосфориты. В фосфоритах формировавшихся в условиях элювиальной зоны, он представлен агрегатом короткостолбчатых призматических кристаллов с дипирамидальным окончанием. Как видно из рис. 1.5.1.38(г) «А», они развивались в обстановке крайне ограниченного свободного пространства.

Совсем по-другому выглядит фосфат, образовавшийся в условиях карста. Он состоит из гелеобразного и кристаллического вещества. Гелеобразная фаза слагает ячеистый каркас фосфоритов. Кристаллический фосфат, в виде спутанно-волокнистого агрегата игольчато-шестоватых кристаллов апатита, друзовидно нарастает на стенках многочисленных ультрамикропор (1.5.1.38(г) «В»).

Направленность изменений в вещественном составе и структурных параметрах кристаллической решетки фосфата при переходе от неметаморфизованных к метаморфизованным и карстовым фосфоритам устанавливается довольно отчетливо. В целом, как можно судить по результатам исследований (табл. 1.4.1.2; 1.4.1.6; 1.4.1.7 рис. 1.4.1.4), при катагенезе и метаморфизме фосфат теряет CO_2 и гидроксиды, появляется водородная связь и связь Р-О-Р, возрастает значение показателя преломления и размеры кристаллической ячейки минерала (см. раздел 1.5.1). При гипергенных изменениях в фосфатном веществе наблюда-

ется обратная картина. В обстановке динамометаморфизма формируется тетракальциевый фосфат, а в условиях карста – железофосфаты.

В схематизированном виде последовательность минералообразующих процессов фосфоритов региона показана на рис. 1.5.1.39.

Итак, подводя итог вышерассмотренному разделу, необходимо отметить следующее: 1. Основными процессами, сформировавшими месторождения, были процессы раннего диагенеза, вызвавшие на локальных площадях концентрацию фосфатного вещества в виде скоплений лентовидных конкреций, мелких округлых микроконкреций, псевдоморфоз по органическим остаткам: т.е. диагенез в данном случае является рудообразующим фактором. Сингенетические перемены играли негативную роль и вели к разубоживанию фосфоритов. 2. Разнообразие фосфоритов обусловлено не только фациальными условиями среды фосфатонакопления, но, в значительной степени, определялось интенсивностью постседиментационных изменений, включая процессы метаморфизма и гипергенеза. 3. Фосфатное вещество основных литологических разновидностей фосфоритов весьма сходно по химическим, кристаллооптическим и рентгеноструктурным параметрам и существенно различно по ИК-спектрам и особенностям ультрамикроструктур. Последние, наряду с ИК-спектрами, по-видимому, являются наиболее чувствительными индикаторами преобразования фосфатного вещества.

Таблица 1.5.1.2.

Последовательность формирования основных минеральных фаз фосфатного вещества
ОХФБ

стадии формирования фосфоритов	последовательность формирования минеральных фаз	минеральные фазы	размер кристаллических индивидов	характеристика минеральных фаз
1	2	3	4	5
диагенетическая	1	гелеподобное фосфатное вещество		Колломорфные стекловатоподобные выделения. Образуют реликтовые участки внутренних частей отдельных сферолитовых кристаллических образований, отмечаются также в межсферолитовом пространстве.
	2	игольчатые неясно оформленные кристаллиты	1,5-3 м	Неясно выраженные сферолито-, снопо-, вееро- и пучкоподобные образования с радиально-лучистой структурой. Кристаллизуются вокруг точечных центров кристаллизации и вдоль линейно-вытянутых «ослабленных» зон
	3	кристаллы игольчатого и длиннопризматического (шестоватого) габитуса	1,5-3 м	Отчетливо оформленные радиально-лучистые кристаллические индивиды, сросшиеся в сферолитоподобные, неполносферолитовые, снопо-, вееро- и пучкоподобные образования. Унаследуют формы от предшествующей минеральной фазы

Продолжение таблица 1.5.1.2.				
катагегнетическая	4	кристаллы вытянуто-призматического габитуса	2-2,5 x 0,5 μ	Параллельно ориентированные кристаллические индивиды, сросшиеся в друзовидные образования. Кристаллизуются в межсферолитовом пространстве
	5	короткостолбчатые кристаллы гексагон-дипирамидально-призматического габитуса	0,2 x 0,1 -0,5x 0,2 μ	Масса разноразмерных тесно сросшихся кристаллических индивидов. Ориентированных вдоль оси «с». Перекристаллизация радиально-лучистых образований с унаследованием их ориентировки
	6	то же	0,5 x 0,4 -1,5x 0,6 μ	Масса разноразмерных разноориентированных индивидов. Укрупнение и перекристаллизация предшествующей минеральной фазы без сохранения реликтовых структур
метаморфическая	7	кристаллы длинно-призматического габитуса с гексагональным сечением	10-20 x 1-2 μ	Масса тесно сросшихся кристаллических индивидов с закономерно изменяющейся ориентировкой. Перекристаллизация предшествующих минеральных фаз под воздействием стресса
гипергенная	8-12	кристаллы игольчато-шестоватые и коротко-столбчатые шестигранно-призматические; гелеподобное вещество	2-3,5x 0,2 μ 1-1,2x 0,5-0,6μ	Спутано-волокнистые и «зернистые» кристаллические агрегаты; колломорфные выделения «вторичного» гелеподобного вещества. Аморфизация и растворение предшествующих минеральных фаз. Образование новых фаз при инфильтрационно-метасоматическом процессе и при раскристаллизации «вторичного» гелеподобного вещества

Рисунки к разделу 1.5.1.



Рис. 1.5.1.1.

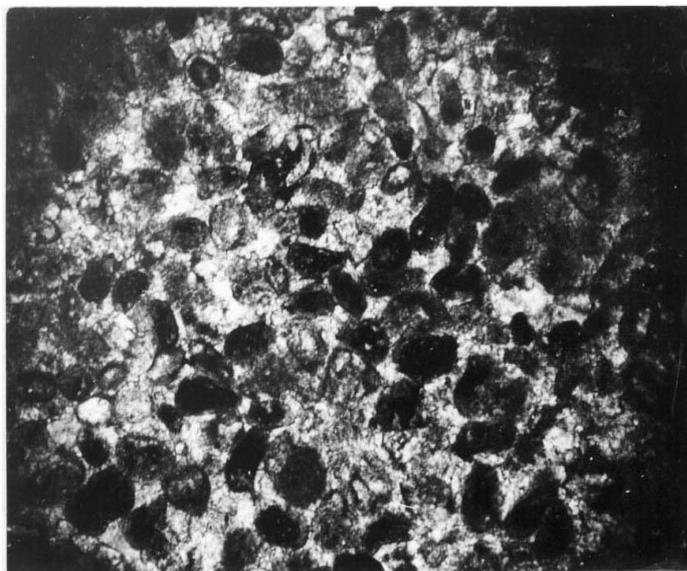


Рис. 1.5.1.2



Рис. 1.5.1.3.



Рис. 1.5.1.4.

Подписи к рисункам . 1.5.1.1 - 1.5.1.4

Рис. 1.5.1.1. Неравномерно замещенная фосфатом столбчатая строматолитовая постройка (фосфат черный). Строматолитовый доломитовый фосфорит. Основание 1-го пласта. Боксонское месторождение; 1/2 натуральной величины.

Рис. 1.5.1.2. В разной степени замещенные фосфатом онколитовые образования. Отчетливо видны постепенные переходы от чисто доломитовых до полностью фосфатизированных онколитов (черные и темно-серые выделения – фосфат, серые – микрозернистый доломит, светло-серые – тонко- и мелкозернистый доломит). Онколитовый доломитовый фосфорит. Боксонское месторождение Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.3. Пеллетный доломит с рассеянным органическим веществом. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, без анализатора.

Рис. 1.5.1.4. Афанитовый линзовидно-слоевой кремнисто-доломитовый фосфорит. Фосфат (черный) пятнами замещает пеллетный доломит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

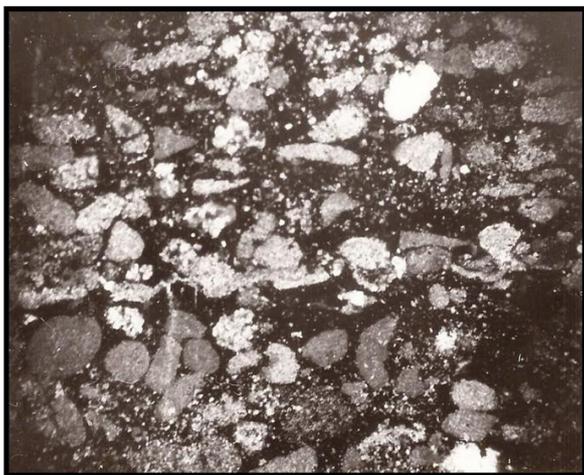


Рис. 1.5.1.5.

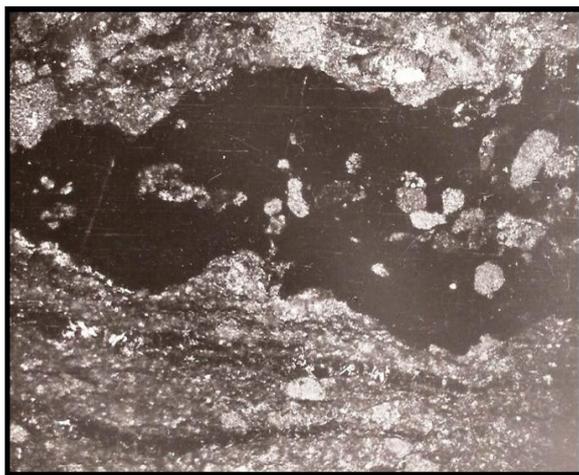


Рис. 1.5.1.6 .

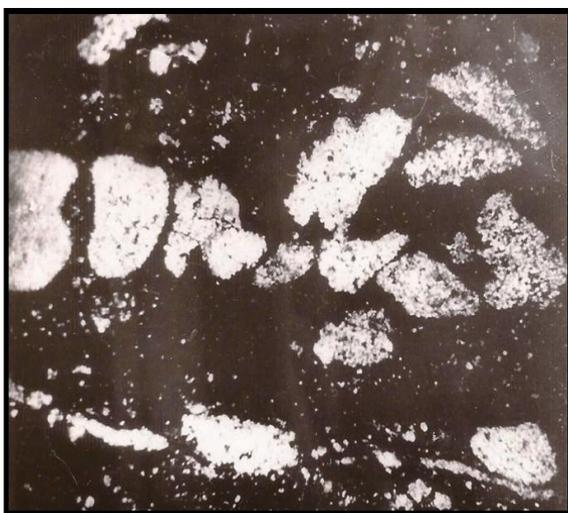


Рис. 1.5.1.7.

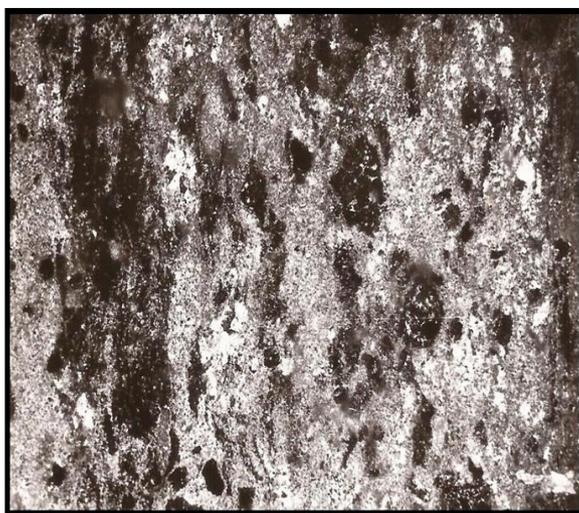


Рис. 1.5.1.8.

Подписи к рисункам 1.5.1.5 - 1.5.1.8 .

Рис. 1.5.1.5. Афанитовый линзовидно-слоевой кремнисто-доломитовый фосфорит. Фосфат (черный) по всей площади замещает пеллетный доломит, сохраняя многочисленные его реликты. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.6. Афанитовый линзовидно-слоевой кремнисто-доломитовый фосфорит. Фосфат (черная линза) практически нацело заместил пеллетный доломит, оставив редкие, частично затронутые фосфатизацией пеллеты. Ухагольское месторождение. Ув.22^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.7. Корродированные фосфатом доломитовые пеллеты. Афанитовый линзовидно-слоевой кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.130^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.8. Начальная фаза формирования фосфатного слоя (левая часть снимка) и фосфатных микроконкреций. В фосфатном слое видны реликтовые участки микрозернистого доломита (черное – фосфат, серое - доломит). Микроконкреционно-линзовидно-слоевой кремнисто-доломитовый фосфорит. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.



Рис. 1.5.1.9.

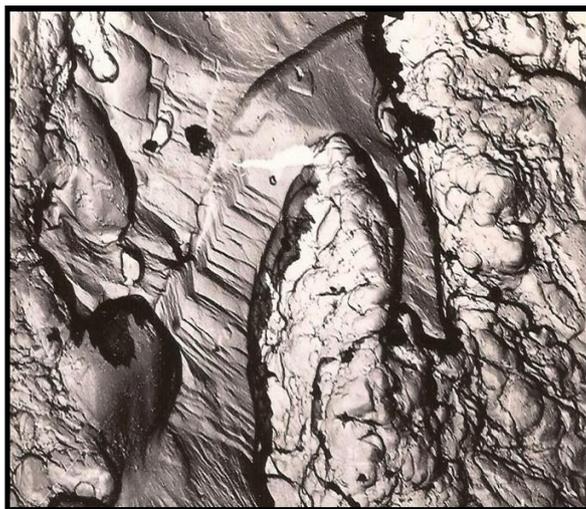


Рис. 1.5.1.10.

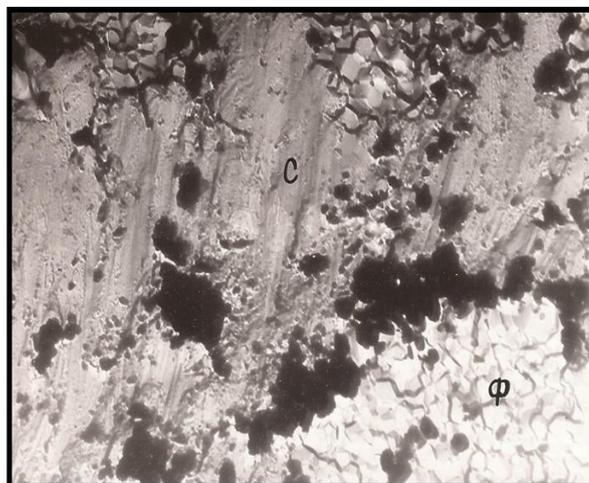


Рис. 1.5.1.11



Рис. 1.5.1.12

Подписи к рисункам 1.5.1.9 - 1.5.1.12.

Рис. 1.5.1.9. Зрелая фаза формирования слоев и линзочек. Фосфат (черный) послойно заместил микрозернистый доломит, сохранив в фосфатных обособлениях дисперсные реликтовые включения доломита. Афанитовый линзовидно-слоистый кремнисто-доломитовый фосфорит. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.10. Электронно-микроскопический снимок замещения фосфатом (коллоидные выделения) доломита. Афанитовый линзовидно-слоистый кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. ПЭМ. 10000^x.

Рис. 1.5.1.11. Электронно-микроскопический снимок замещения слюды (с) фосфатом (ф) Афанитовый слоистый бескарбонатный «сланцевый» фосфорит. Харанурское месторождение. ПЭМ. Ув.9000^x.

Рис. 1.5.1.12. Электронно-микроскопический снимок замещения полевого шпата (п) фосфатом (ф) Афанитовый слоистый бескарбонатный «сланцевый» фосфорит. Харанурское месторождение. ПЭМ. Ув.10000^x.

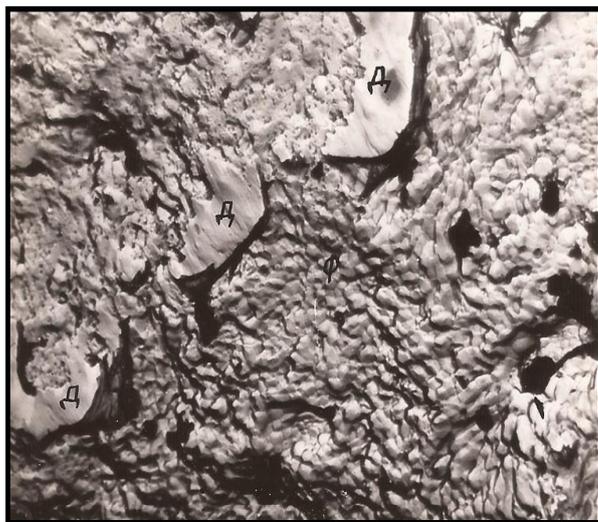


Рис. 1.5.1.13.

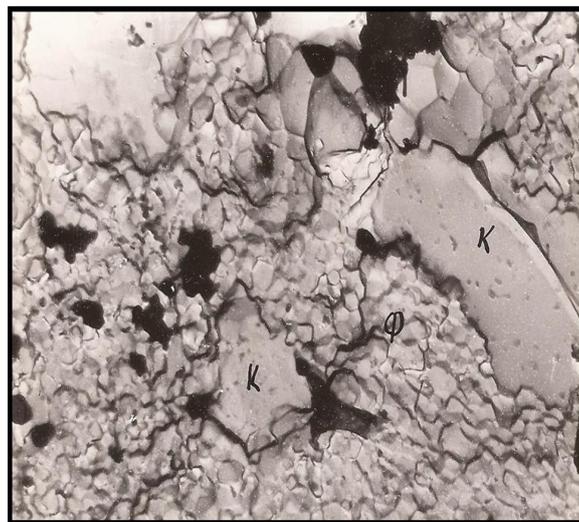


Рис. 1.5.1.14.

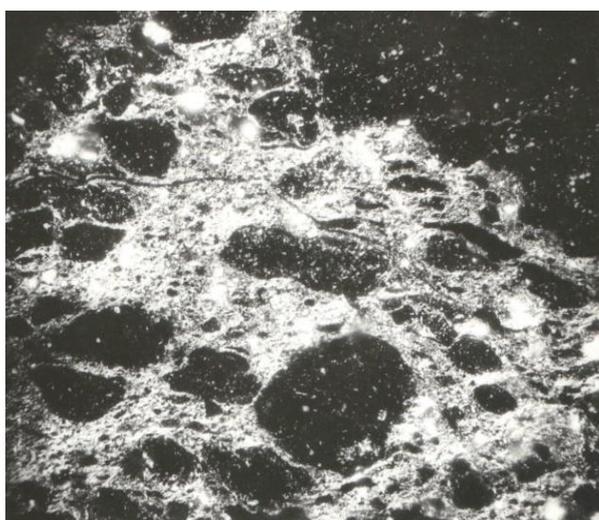


Рис. 1.5.1.15.

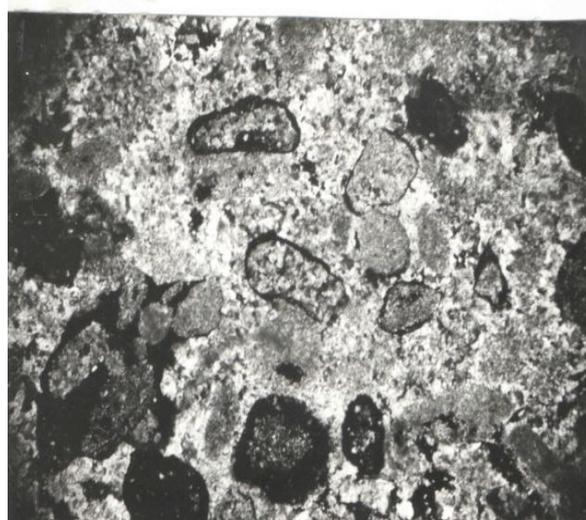


Рис. 1.5.1.16.

Подписи к рисункам 1.5.1.13 - 1.5.1.16.

Рис. 1.5.1.13. Электронно-микроскопический снимок замещения доломита (д) фосфатом (ф) Афанитовый слойковый малокарбонатный «сланцевый» фосфорит. Хубсугульское месторождение. ПЭМ. Ув.10500^x.

Рис. 1.5.1.14. Электронно-микроскопический снимок замещения кварца (к) фосфатом (ф) Афанитовый слойковый малокарбонатный «сланцевый» фосфорит. Хубсугульское месторождение. ПЭМ. Ув.10000^x.

Рис. 1.5.1.15. Линзовидно – слойково – микроконкреционный фосфорит кремнисто – слюдистого состава. Фосфатные микроконкреции (черные) в разной степени насыщены глинистыми и кварцевыми частицами, которые являются реликтами замещенного фосфатом кремнисто-глинистого цемента. Наряду с хорошо оформленными конкрециями наблюдаются зарождающиеся их формы. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.16. Замещение фосфатом (черный) доломитовых пеллет. Микроконкреционный доломитовый фосфорит. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.



Рис. 1.5.1.17.

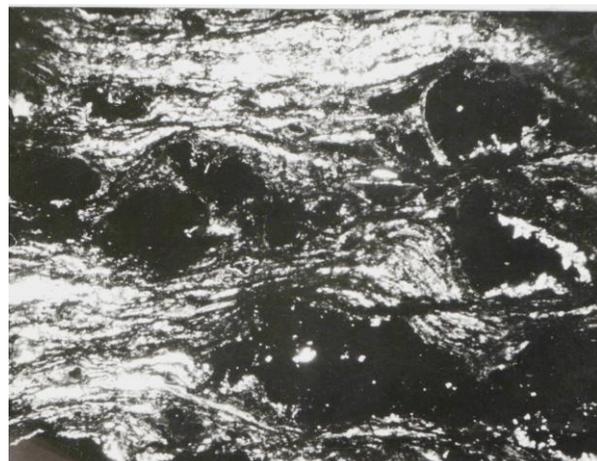


Рис. 1.5.1.18.



Рис. 1.5.1.19.

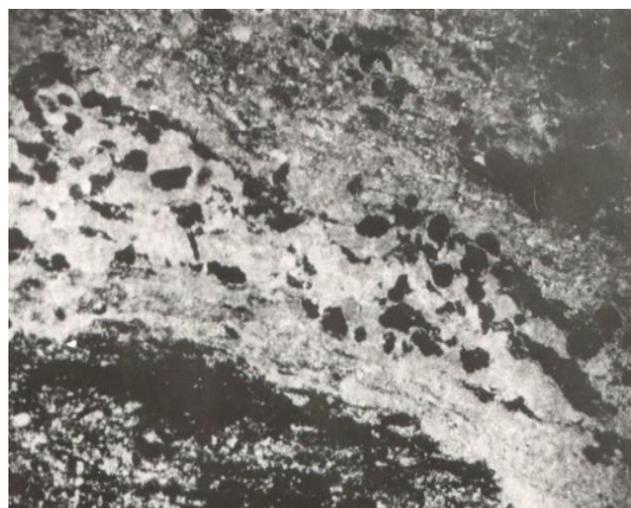


Рис. 1.5.1.20.

Подписи к рисункам 1.5.1.17 - 1.5.1.20.

Рис. 1.5.1.17. Замещенный фосфатом обломок доломита в доломито- кварцевом брекчиевом фосфорите. В центре обломка фосфатизация прошла слабее, чем по краям. Верхняя фосфоритная пачка. Ухагольское месторождение. Ув.22^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.18. Микроконкреции фосфата (черное) заключены в углеродисто – глинисто-кремнистой породе. Видно, что слоистость породы обтекает конкреции. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.19. Огибание раннедиагенетической конкреции кремня фосфатными выделениями и слоистостью в кремнисто-доломитовых фосфоритах Ухагольского месторождения. 1/2 натуральной величины.

Рис. 1.5.1.20. Реликты и включения фосфатных выделений в конкреции кремня (левая часть снимка). Видно, что фосфатные обособления (черные) огибают конкрецию. Линзовидно - микроконкреционный кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

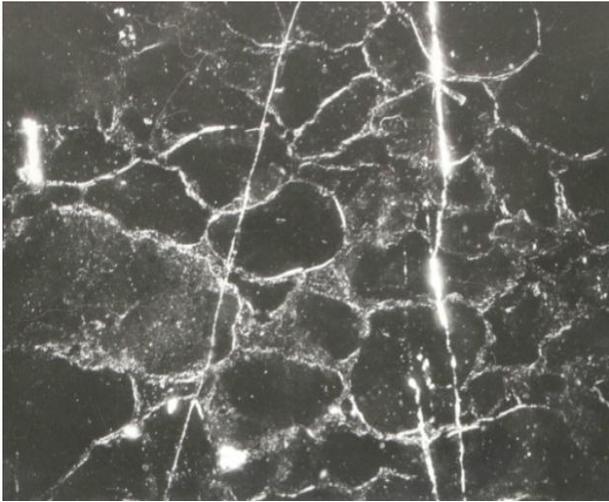


Рис. 1.5.1.21 «А».

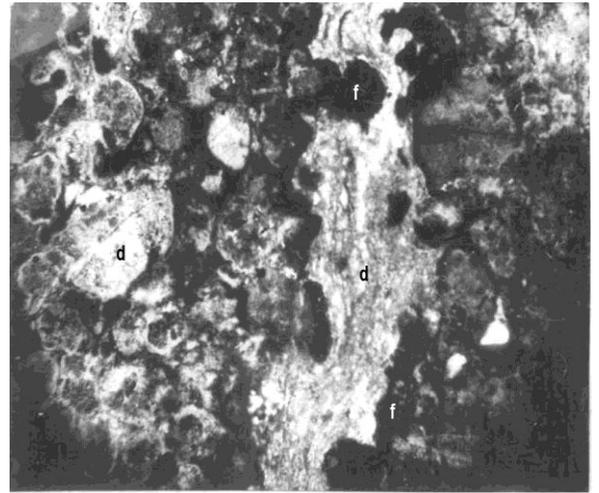


Рис. 1.5.1.21 «В».

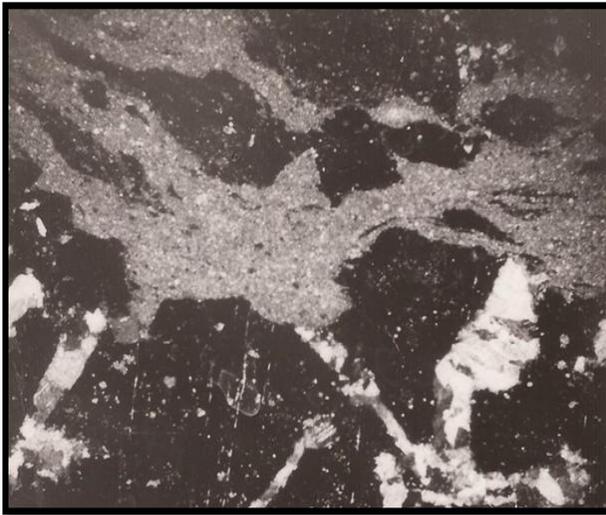


Рис. 1.5.1.22.



Рис. 1.5.1.23.



Рис. 1.5.1.24 «А» .



Рис. 1.5.1.24 «В».

Подписи к рисункам 1.5.1.21 - 1.5.1.24.

Рис. 5.1.21. Микроконкреционный глинисто-кремнистый («А») и доломитовый («В») фосфорит. В порах, образованных соприкасающимися крупными конкрециями, размещаются мелкие стяжения. Очертания отдельных стяжений повторяют контуры пор. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, «А» - с анализатором; «В»- без анализатора.

Рис. 1.5.1.22. Доломитизация фосфатных слойков по трещинам дегидратации (начальная стадия процесса); черный фосфат, серый –первичный микрозернистый доломит, светло-серый – мелко-крупнозернистый доломит. Афанитовый слойковый кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.23. Усиление доломитизации и замещение вторичным доломитом внутренних частей фосфатных слойков. В фосфатной массе отчетливые реликты микрозернистого доломита. Черный – фосфат, серый – первичный микрозернистый доломит, светло-серый - вторичный мелко-крупно-зернистый доломит. Афанитовый слойковый кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.22^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.24. Зрелая фаза доломитизации фосфатных слойков с образованием дезинтегрированных фосфатных фрагментов обломочноподобной («А») и неправильной формы «В». В фосфатных фрагментах видны реликты микрозернистого доломита. Черный – фосфат, серый – микрозернистый первичный доломит, светло-серый – мелко-крупнозернистый вторичный доломит. Коррозионно-фрагментарный кремнисто-доломитовый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.22^x, с анализатором.

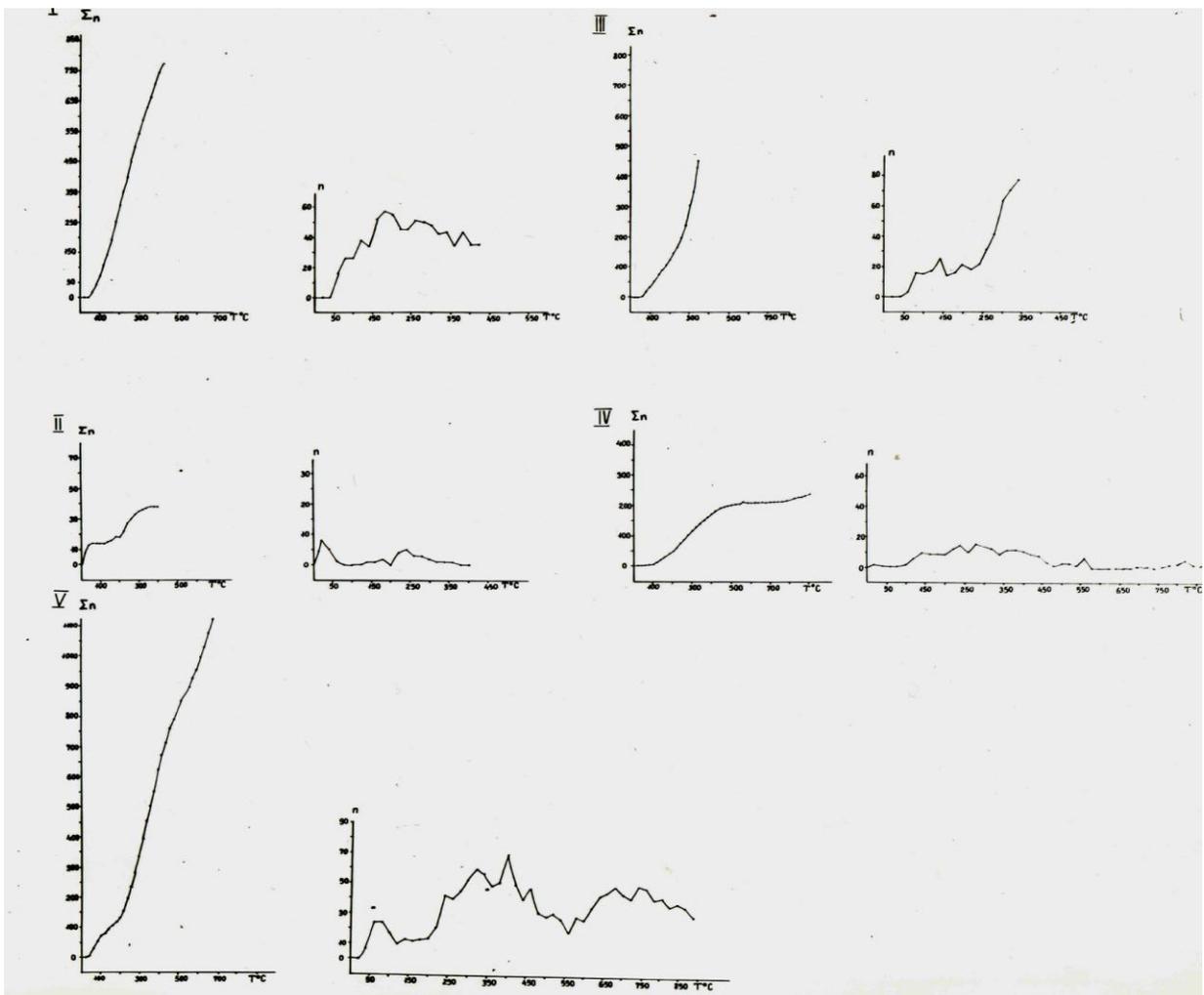


Рис. 1.5.1.25. Характерные кривые декрипитации минералов фосфоритов ОХФБ. I- II- доломит, III- кальцит, IV-кварц, V- флюорит.

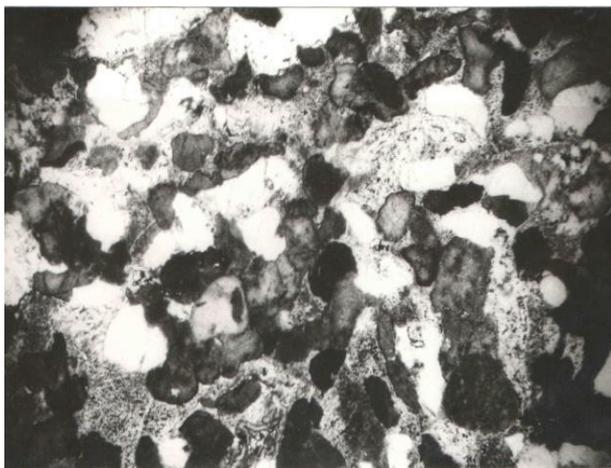


Рис. 1.5.1.26.

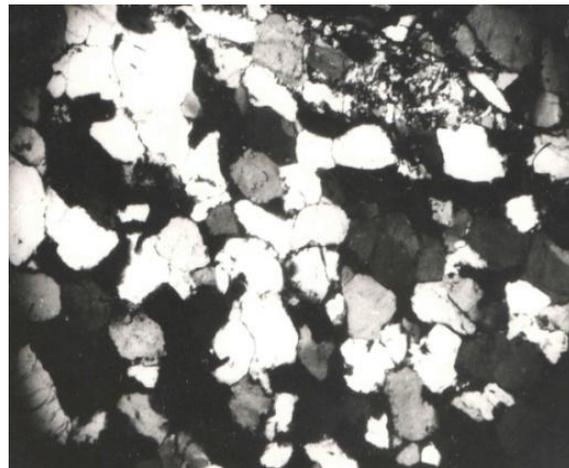


Рис. 1.5.1.27.



Рис. 1.5.1.28.

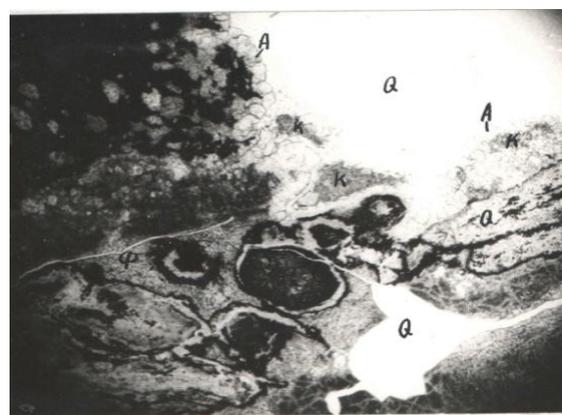


Рис. 1.5.1.29.

Подписи к рисункам 1.5.1.25. - 1.5.1.29.

Рис. 1.5.1.26. Замещение фосфатных пеллет кварцем, образующим загрязненные микропримесями монокристаллы. На их фоне отчетливо выделяются зерна терригенного кварца. Фосфат – черный, темно-серый; терригенный кварц – светло-серый; вторичный кварц слагает участки, покрытые серым крапом. Пеллетный кварцевый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, без анализатора.

Рис. 1.5.1.27. Конформная и инкорпорационная структуры кварцевых зерен. Пеллетный доломито-кварцевый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.28. Избирательное замещение доломитового цемента и частично фосфатизированных доломитовых комочков халцедоновидным кварцем. Видно, что фосфатные пеллеты и оболочки вокруг комочков незатронуты окварцеванием. Черные округлые и неправильные выделения – фосфат, серый – доломит, светло – серый – кварц. Кремнисто-доломитовый пеллетный фосфорит. Харанурское месторождение. Ув.57^x, без анализатора.

Рис. 1.5.1.29. Развивающийся по фосфату (ф) вторичный кварц (Q) в ассоциации с выделениями кальцита (к) и низкотемпературного апатита (А). Афанитовый слойковый кремнистый фосфорит. Харанурское месторождение. Ув.57^x, без анализатора.



Рис. 1.5.1.30 «А»

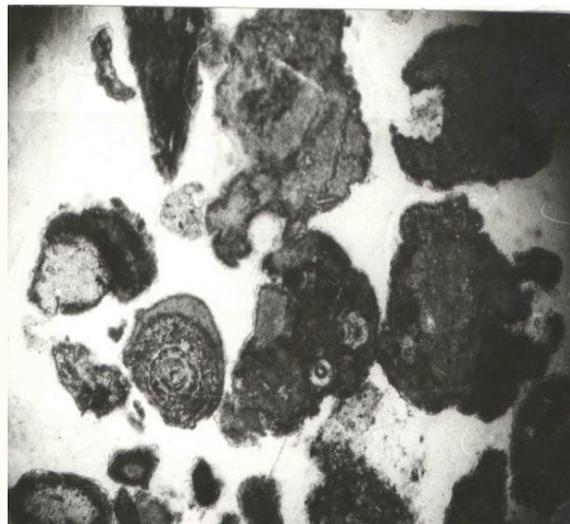


Рис. 1.5.1.30 «В».



Рис. 1.5.1.31. «А».

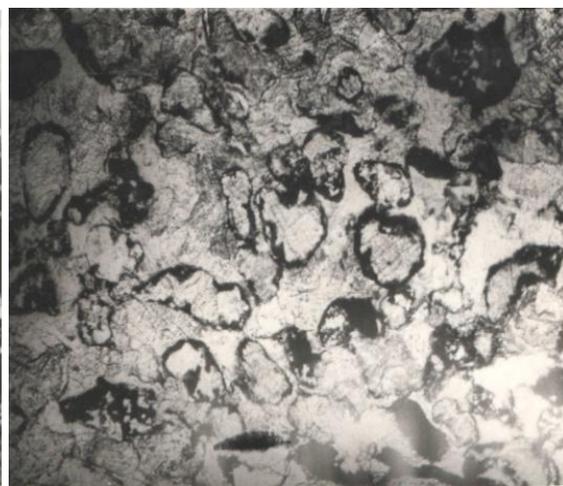


Рис. 1.5.1.31. «В»

Подписи к рисункам 1.5.1.30. - 1.5.1.31.

Рис. 1.5.1.30. Кремнистый коррозионно-фрагментарный фосфорит. «А» - брекчиеподобный (Харанурское м-ние); «В» - с фосфатными выделениями неправильной формы (Ухагольское м-ние). Фосфатные образования корродированы разнозернистым кварцем (светло-серый) и дезинтегрированы на обособленные фрагменты. В фосфатных выделениях видны органические остатки неясной природы. Ув.57^x, без анализатора.

Рис. 1.5.1.31. Известковый коррозионно-фрагментарный фосфорит. Фосфатные слои замещаются кальцитом с образованием структур выделений неправильной формы («А») (Ув.22^x, с анализатора.), песчаникоподобной и пойкилитовой «В». (Ув.57^x, с анализатора.). Хубсугульское месторождение.

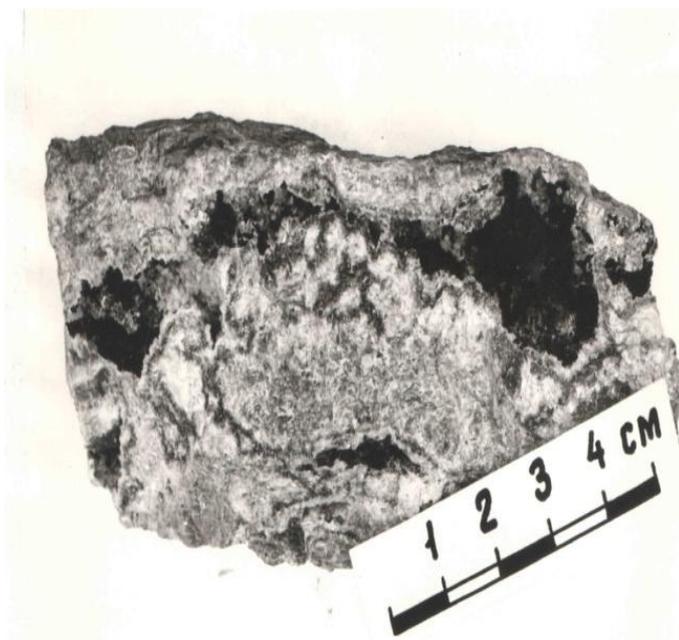


Рис. 1.5.1.32.



Рис. 1.5.1.33.

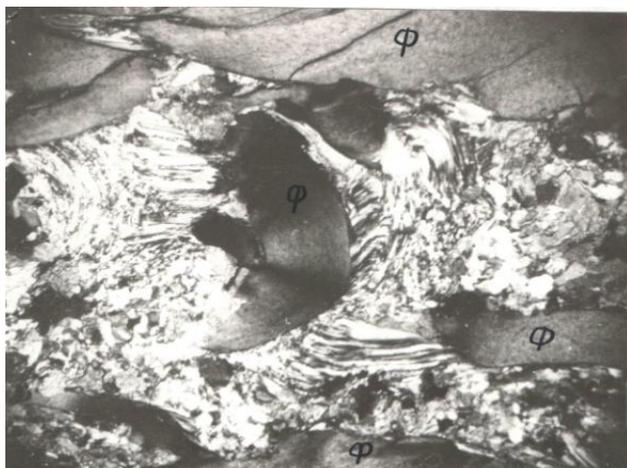


Рис. 1.5.1.35.



Рис. 1.5.1.36.

Подписи к рисункам 1.5.1.32. - 1.5.1.36.

Рис. 1.5.1.32. Гнезда флюорита (черные) в доломитовом фосфорите. Ухагольское месторождение.

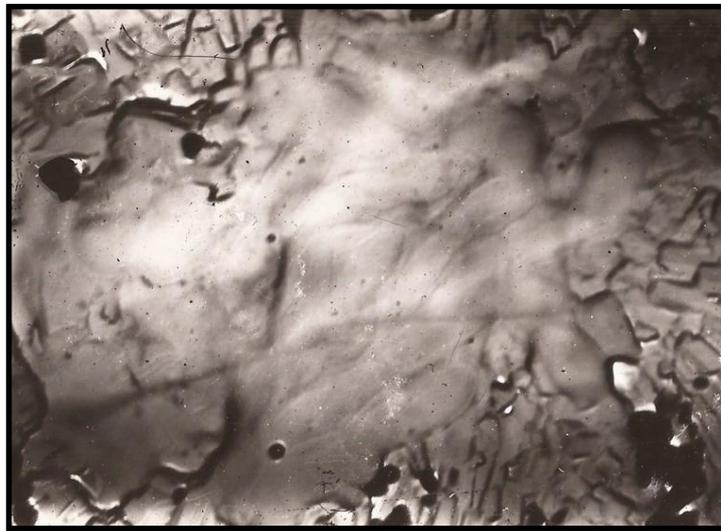
Рис. 1.5.1.33. Метакристаллы плагиоклаза в фосфатной основной массе. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.1.35. Доломито-кремнистый микрокристаллический (метаморфизованный) фосфорит. Угасающие по типу монокристалла фосфатные выделения (Φ) заключены в доломито-кварцевом агрегате. Характерны волокнистые формы минералов и структуры дифференциального скольжения в кварце. Харанурское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

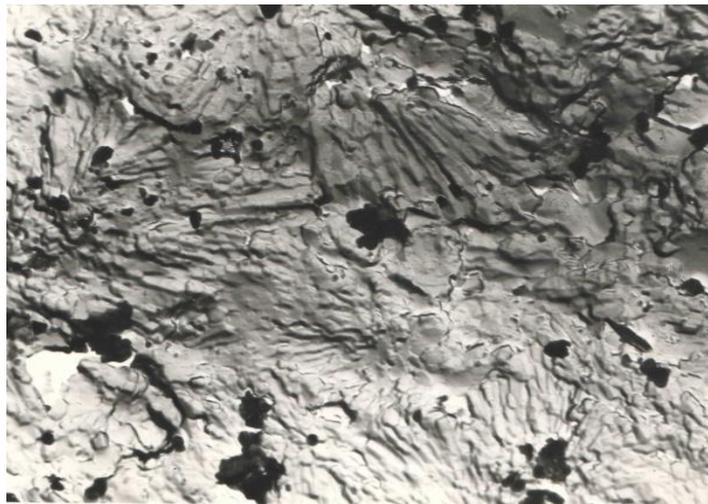
Рис. 1.5.1.36. Электронно-микроскопический снимок поверхности скольжения в фосфате микрокристаллического (метаморфизованного) фосфорита. Харанурское месторождение. ПЭМ. Ув.7500^x



Рис. 1.5.1.37. Замещение фосфата гипсом. Фосфат – черный; гипс образует светлые прожилки. Афанитовый слойковый кремнисто-глинистый фосфорит. Ухагольское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.



«А»



«В»

Рис. 1.5.1.38. Электронно-микроскопический снимок основных минеральных фаз фосфатного вещества фосфоритов ОХФБ. «А» (ПЭМ. Ув.7500^x) - гелеобразная фазы фосфатного вещества; «В» (ПЭМ.Ув.7000^x) - неясно оформленные игольчатые кристаллы начальной стадии раскристаллизации гелеобразного вещества.



Рис. 1.5.1.38 (а). «А»

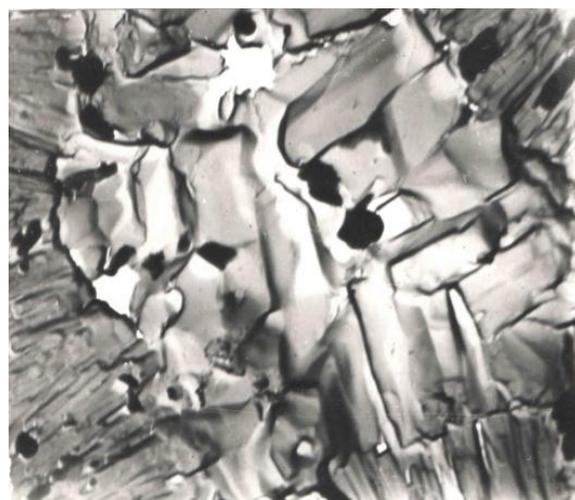


Рис. 1.5.1.38 (а). «В»

Рис. 1.5.1.38 (а). Электронно-микроскопические снимки основных минеральных фаз фосфатного вещества фосфоритов ОХФБ. «А» (ПЭМ.Ув.10500^x) – хорошо оформленные кристаллы шестоватого габитуса, сросшиеся в сферолитоподобные образования. «В» (ПЭМ.Ув.8000^x) – кристаллы вытянуто –призматического габитуса, кристаллизующиеся в межсферолитовом пространстве

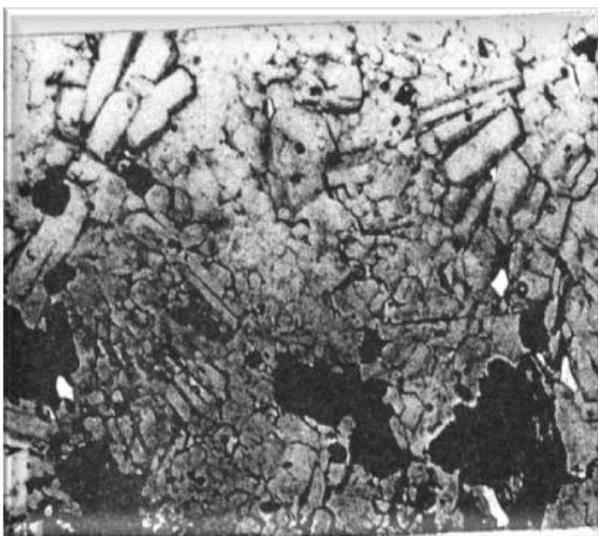


Рис. 1.5.1.38 (б). «А»

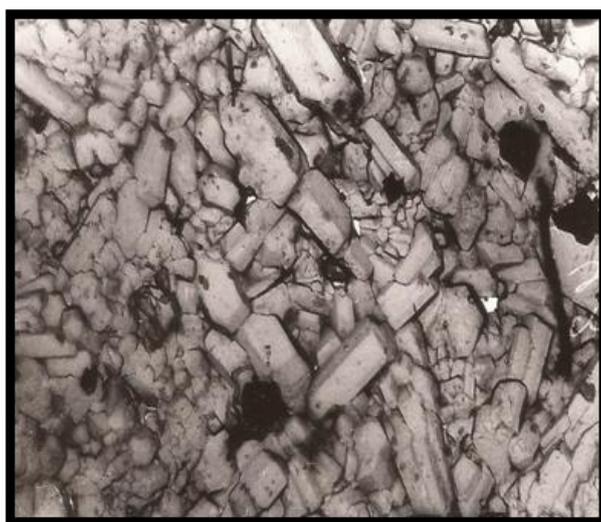


Рис. 1.5.1.38 (б). «В»

Рис. 1.5.1.38 (б). Электронно-микроскопические снимки основных минеральных фаз фосфатного вещества фосфоритов ОХФБ. «А» (ПЭМ.Ув.8000^x) – короткостолбчатые кристаллы, образовавшиеся при перекристаллизации радиально-лучистых кристаллитов с унаследованием их ориентировки. «В» (ПЭМ.Ув.8500^x) – агрегат перекристаллизованных короткостолбчатых кристаллов без следов реликтовых структур.



Рис. 1.5.1.38 (в). «А»

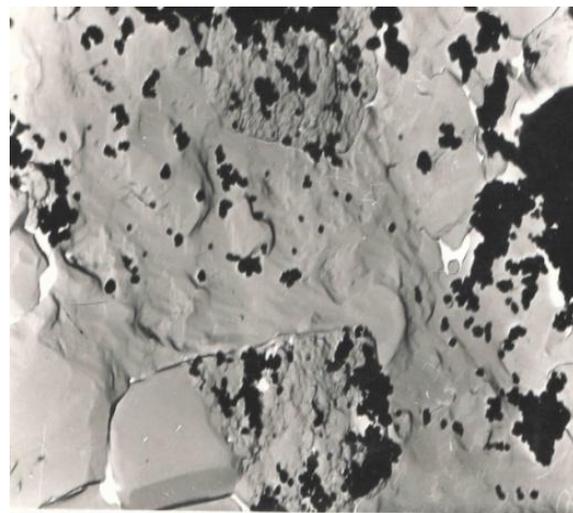


Рис. 1.5.1.38 (в). «В»

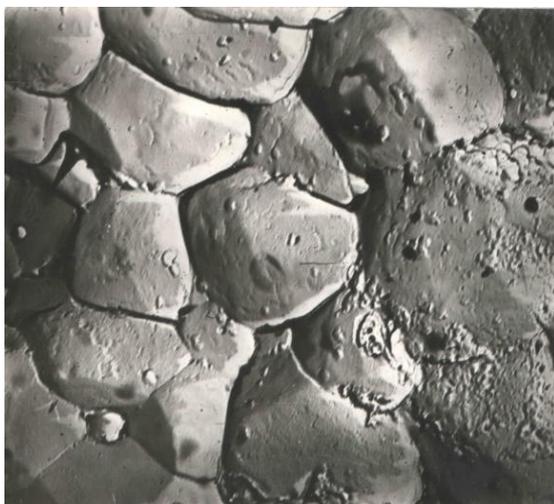


Рис. 1.5.1.38 (г). «А»

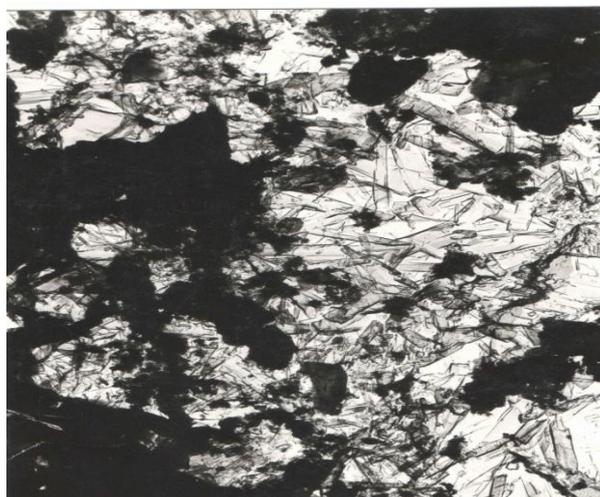


Рис. 1.5.1.38 (г). «В»

Рис. 1.5.1.38 (в). Электронно-микроскопические снимки основных минеральных фаз фосфатного вещества фосфоритов ОХФБ. «А» (ПЭМ.Ув.4500^x) – образовавшиеся под воздействием стресса закономерно ориентированные длиннопризматические кристаллы фосфата метаморфизованных фосфоритов. «В» (ПЭМ. Ув.9000^x) – аморфизация кристаллических фаз фосфата и образование гелеобразного вещества при выветривании фосфоритов.

Рис. 1.5.1.38 (г). Электронно-микроскопические снимки основных минеральных фаз фосфатного вещества фосфоритов ОХФБ. «А» (ПЭМ.Ув.7500^x) – короткостолбчатые призматические кристаллы, формировавшиеся в условиях стесненного роста при образовании инфильтрационно-метасоматических фосфоритов. «В» (Ув.8000^x) - игольчато-шестоватые кристаллы, нарастающие на стенках ультрамикropор, и гелеобразный фосфат в инфильтрационно-метасоматических (карстовых) фосфоритах.

СТАДИАЛЬНАЯ СХЕМА МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ И ДР. ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ ОХФБ



Рис. 6.1.39. Составил Георгиевский А.Ф.

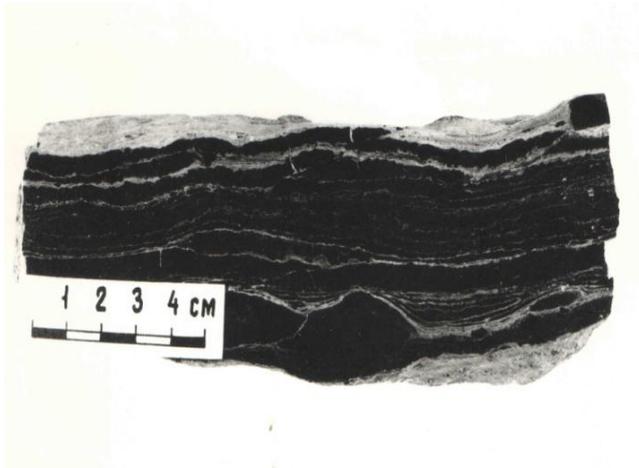


Рис. 1.5.1.40. (А)

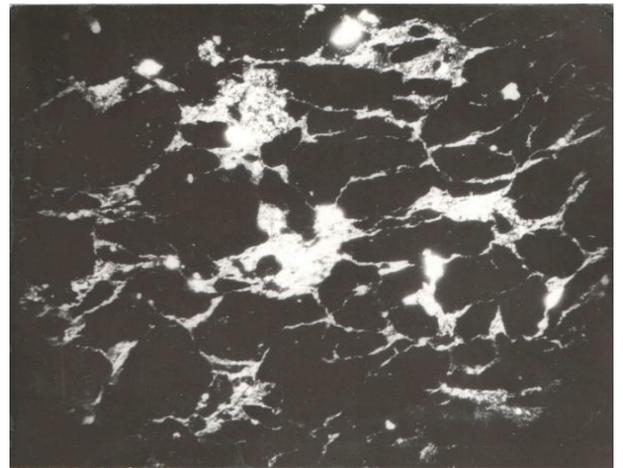


Рис. 1.5.1.38. (В)

Рис. 1.5.1.40 Слойково - линзовидный глинисто – кремнистый фосфорит. «А» - внешний вид; «В»- микроконкреционная структура фосфатных слоев и линзочек. Пласт 1. Хубсугульское месторождение.

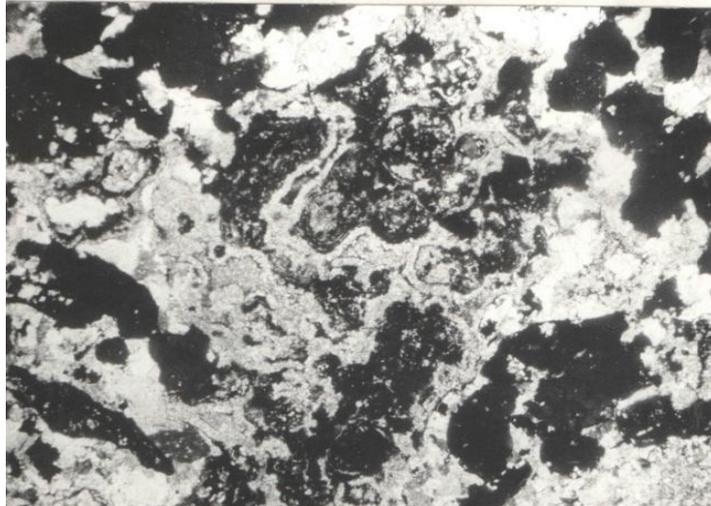


Рис. 1.5.1.41. Фосфатизированный известковый водорослевый доломит (фосфорит). Фосфат (черный) замещает причудливо переплетенные водорослевые нити, комки, сгустки микрозернистого доломита (серый) и корродируется вторичным кальцитом (светло-серый). Хубсугульское месторождение. Пласт 5. Ув. 57^x, с анализатором.



Рис. 1.5.1.42. Фосфатизированные чехлы нитчатых цианобактерий в фосфоритах Хубсугульского месторождения (СЭМ.Ув.700-2000^x) [142].

1.5.2. Особенности локализации фосфорного оруденения в разрезе свиты и фосфоритных пачек.

В литературе неоднократно описана приуроченность фосфоритоносных отложений к начальным, либо к заключительным фазам крупных циклов в циклично построенных осадочных толщах [6, 198,199, 263, 246, 140,144, 139, 142, 112, 342, 130, 241 и др.]

Такая закономерность установлена и для ОХФБ, где И.Н. Семейкиным [304,305] проведен анализ размещения фосфорного оруденения по разрезу забитской свиты и четырем слагающих ее циклам. Как показал этот исследователь, фосфоритоносные отложения приурочены лишь к начальным и заключительным этапам циклов и отсутствуют в средних их частях, которые соответствуют максимальному развитию трансгрессии. При этом, продуктивные фосфоритные пачки связаны только с регрессивными частями второго и третьего циклов, тогда как во всех остальных случаях отмечаются маломощные скопления фосфатсодержащих пород (рис. 1.2.1.1(а); 1.2.5). Это свидетельствует, что фосфоритообразование промышленного масштаба в рассматриваемом районе происходило в регрессивные стадии развития бассейна. Соглашаясь с выводом И.Н.Семейкина, однако, уточним, что и в регрессивные моменты мощное фосфатонакопление в пределах бассейна протекало только на ограниченных площадях, положение которых контролировалось палеогеографическими особенностями седиментации (см. разд.1.5.4).

Сказанное уместно дополнить новыми данными по Хубсугульскому месторождению. Здесь, в кровле пятого фосфоритного пласта и в перекрывающем горизонте кремней, автором установлены прослой кварцевых песчаников, различных седиментационных брекчий, а в ряде случаев зафиксированы гнезда и прожилки красных охр и глинисто – железистого карстового материала (рис. 1.5.2. 1; 1.5.2.2). Наличие их свидетельствует о значительном обмелении бассейна к концу формирования фосфоритной пачки, с развитием на отдельных участках перерывов в осадконакоплении. Подтверждением этого также служат данные изотопного анализа S^{34} фосфатного вещества фосфоритов кровли 5-го пласта. На общем фоне изменения S^{34} фосфата фосфоритов от 23 до 43 ‰, значения S^{34} здесь составляет 13,8 ‰. Иными словами налицо признаки регрессивного характера осадконакопления, что хорошо видно из фосфоритоносного разреза Хубсугульского месторождения (рис. 1.5.2.3).

Из вышесказанного напрашивается вывод о генетической связи фосфоритообразования с процессами, обуславливающими периодичность осадконакопления. Новые материалы по этому вопросу получены автором при изучении фосфоритных пачек месторождений ОХФБ. Установлено, что пачки состоят из ритмов, различных по составу, но одинаковых по строению. Нижние и верхние их части представлены отложениями стадий обмеления морского бассейна, средние – стадии его углубления

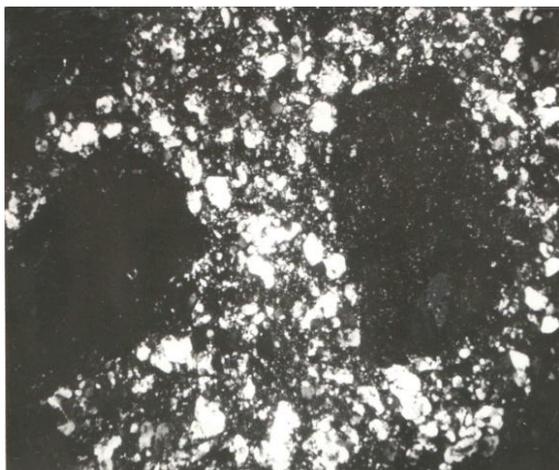


Рис. 1.5.2.1.



Рис. 1.5.2.2.

Рис. 1.5.2.1. Кварцевый песчаник с кремнистым цементом и обломками кремней. Основание кремневого горизонта. Скв.166. Онголигнурский участок. Хубсугульское месторождение. Ув.57^x, с анализатором.

Рис. 1.5.2.2. Фосфоритовая брекчия растворения с железисто – глинистым цементом. Кровля 5-го фосфоритного пласта. Скв.40. Онголигнурский участок. Хубсугульское месторождение. Ув.57^x, с анализатором (рис. 1.5.2.3; 1.5.2.4; 1.5.2.5; 1.5.2.14).

Признаки обмеления в ритмах фиксируются широким развитием в породах различных обломочных и органогенных структур и текстур, либо присутствием терригенного кварцевого и глинистого материала (рис. 1.5.2.6-1.5.2.11; 1.3.1.5; 1.3.1.6). Наступление углубления устанавливается по появлению в разрезе доломитов и известняков с тонкой горизонтально-слоистой или массивной текстурами (рис.1.5.2.12; 1.5.2.13). Мощность ритмов 10-40 м. Количество их не превышает шести. Границы ритмов постепенные либо резкие по поверхностям размывов. В наиболее полном объеме они построены по схеме фосфорит-сланец-доломит-известняк-доломит - сланец – фосфорит. (см.гл.1.3, рис. 1.5.2.4; 1.5.2.5). Следовательно, фосфориты являются самыми мелководными образованиями, которыми начинаются и заканчиваются ритмы. Это означает, что фосфоритные пласты приурочены в фосфоритных пачках к границам ритмов или, иначе, занимают в разрезах закономерное положение (рис. 1.5.2.4; 1.5.2.5; 1.5.2.14). Таким образом, отмеченная ранее связь фосфорного оруденения с периодичностью в осадконакоплении забитской свиты оказываются справедливой и по отношению периодичности, проявленной на уровне фосфоритных пачек. Иными словами, если размещение фосфоритных пачек в осадочном разрезе контролировалось процессами, связанными с циклическими условиями формирования свиты, то те же процессы, но более низкого порядка, определили характер локализации фосфоритных пластов внутри самих пачек. Природа процессов, по-видимому, была тектоническая. На это указывает разное количество ритмов в пачках разных месторождений. Что возможно лишь при связи ритмичности с блоковыми колебательными движениями земной коры.

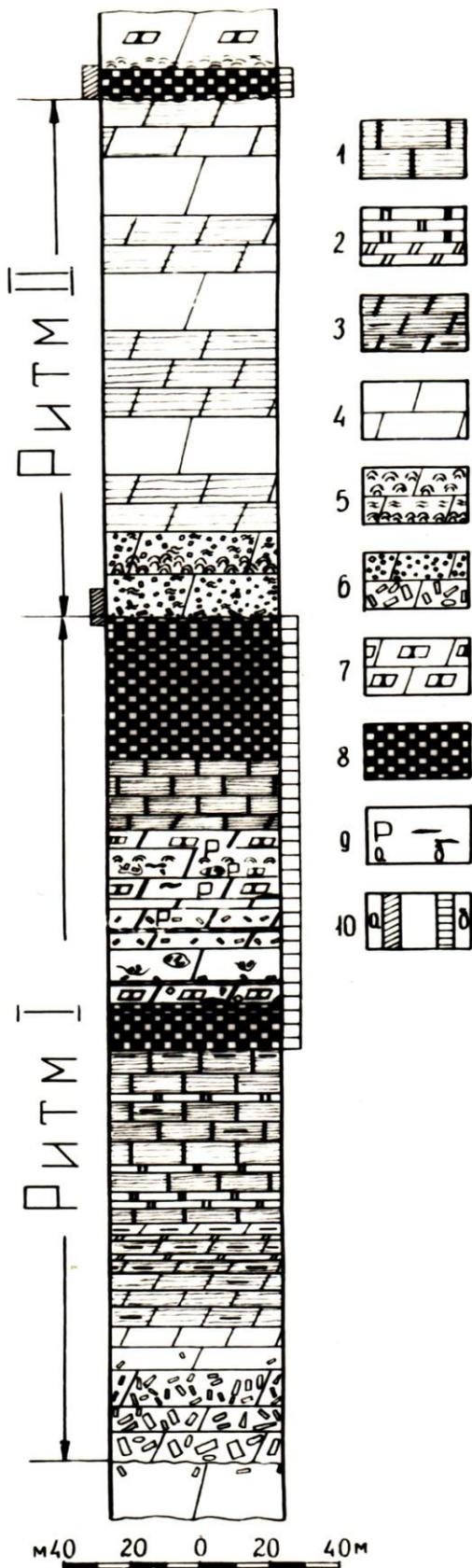


Рис. 1.5.2.3. Литологический разрез фосфоритной части хубсугульской серии Хубсугульского месторождения (центральная часть Онголигнурского участка). Составил Георгиевский А.Ф.

1- известняки темно-серые, тонкослойчатые, частично глинистые; 2- сланцы глинисто-известковые и глинисто-доломитовые; 3-5- доломиты: 3-темно-серые, тонкослойчатые, частично глинистые; 4 - светлоокрашенные, массивные; 5- строматолитовые; 6- доломитовые брекчии взмучивания и перемыва; 7- тонкообломочные доломиты; 8- пласти фосфоритов; 9-фосфатсодержащие породы (а) и выделения кремней (б); 10-интервалы пестроокрашенных пород (а) и интервалы фосфоритных пачек (б).

Установленный закономерный характер локализации фосфоритных пластов позволяет уверенно проводить их индексацию на месторождениях ОХФБ. Особенно это важно для

Харанурского, Хубсугульского, Бурэнханского месторождений, где фациально изменчивая, лишенная четких маркеров, фосфоритная пачка включает от 1 до 8 невыдержанных пластов с близкими параметрами. Как установлено автором, среди них практически ценными являются только пласты, которые приурочены к границам ритмов.

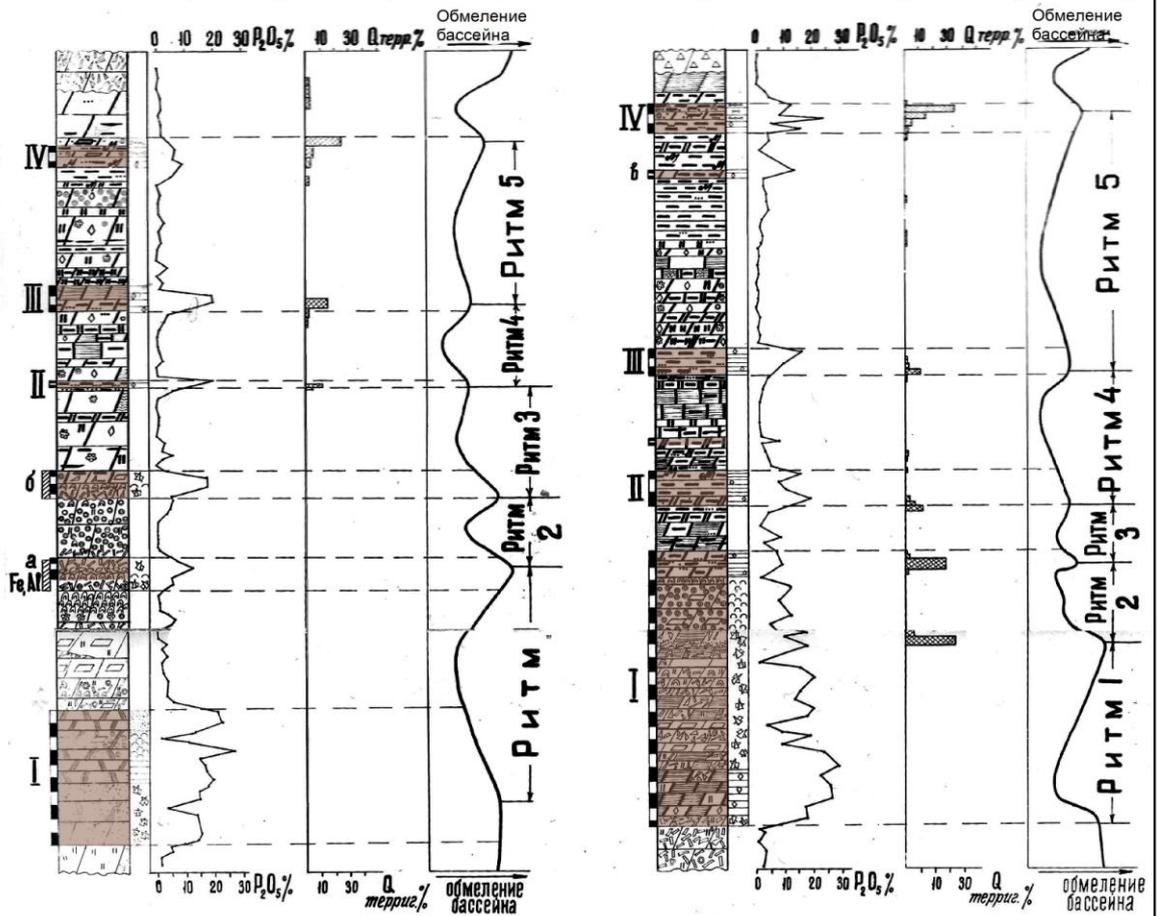
Таким образом, связь фосфорного оруденения с периодическими процессами осадконакопления проявляется не только в размещении фосфоритных пачек в регрессивных частях циклов осадочной толщи, но выражается в закономерной приуроченности пластов фосфоритов к границам ритмов внутри фосфоритных пачек.

Размещение фосфоритных пластов в разрезе фосфоритной пачки Харанурского месторождения

6 4 0 4 6 м

Топхорский участок (скв 158)

Харажелгинский участок (скв 232)



Условные обозначения

- | | | |
|--|---|--|
| <p>Известняки темно-серые, черные, массивные (а), а также с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью</p> | <p>Ритмичное частое переслаивание пород</p> <p>Доломитов с глинистыми сланцами (а) и доломитов с кремнями (б)</p> | <p>Метаморфизованные с реликтовым унаследованными текстурами и структурами</p> |
| <p>Доломиты:</p> <p>Темно-серые, черные (а) и светло-серые, серые (б)</p> <p>Плитчатые и грубоплитчатые</p> <p>С тонкой горизонтальной слоистостью, а также брекчиевидные и массивные</p> <p>Микрофитолитовые(а), обломочно-онколитовые(б), строматолитовые(в)</p> <p>С глинистым, алевритовым и песчаным материалом</p> <p>Тонкообломочные</p> <p>Брекчии доломитовые взмучивания (б), перемеыва (в)</p> <p>Сланцы: а-глинистые (существенно кварц-серицитовые и серицит-кварцевые), б-глинисто-доломитовые, в-глинисто-известковые</p> <p>Силициты (а) и окремненные породы (б)</p> | <p>Доломитов с известняками(а) и доломитов со сланцами (б)</p> <p>Доломитов с кремнями и сланцами (б) известняков со сланцами (а)</p> <p>Доломитов со сланцами и известняками(а) сланцев с известняками(б)</p> <p>Наличие песчаного и алевритового кварцевого материала</p> <p>Петрографические разновидности фосфоритов</p> <p>Слойковые, с выделениями неправильной формы и брекчиевидные</p> <p>Микроконкреционно-линзовидно-слойковые</p> <p>Строматолитовые (а), обломочно-онколитовые (б)</p> <p>Псаммитовые и гравелитовые</p> <p>Брекчиевые</p> <p>Конгломератные и конглобрекчиевые</p> | <p>Петрографические типы фосфоритов:</p> <p>Преимущественно афанитовый и коррозионнофрагментарный</p> <p>Обломочный</p> <p>Органоморфный</p> <p>Афанитовый и конкреционный</p> <p>Микрокристаллический</p> <p>Контуры фосфоритных пластов и их номера (II) и индексы (б)</p> <p>Горизонты пестроокрашенных пород</p> <p>Выделение кремней</p> <p>Остатки микрофитолитов, онколитов, строматолитов</p> <p>Подводноопелзневые текстуры</p> <p>Выделения в породах ярко-красных железистых охр и окситоподобного материала</p> |

Рис. 1.5.2.4 Размещение фосфоритных пластов в разрезе фосфоритной пачки Харанурского месторождения.

Размещение фосфоритных пластов в разрезах фосфоритных пачек Ухагольского месторождения

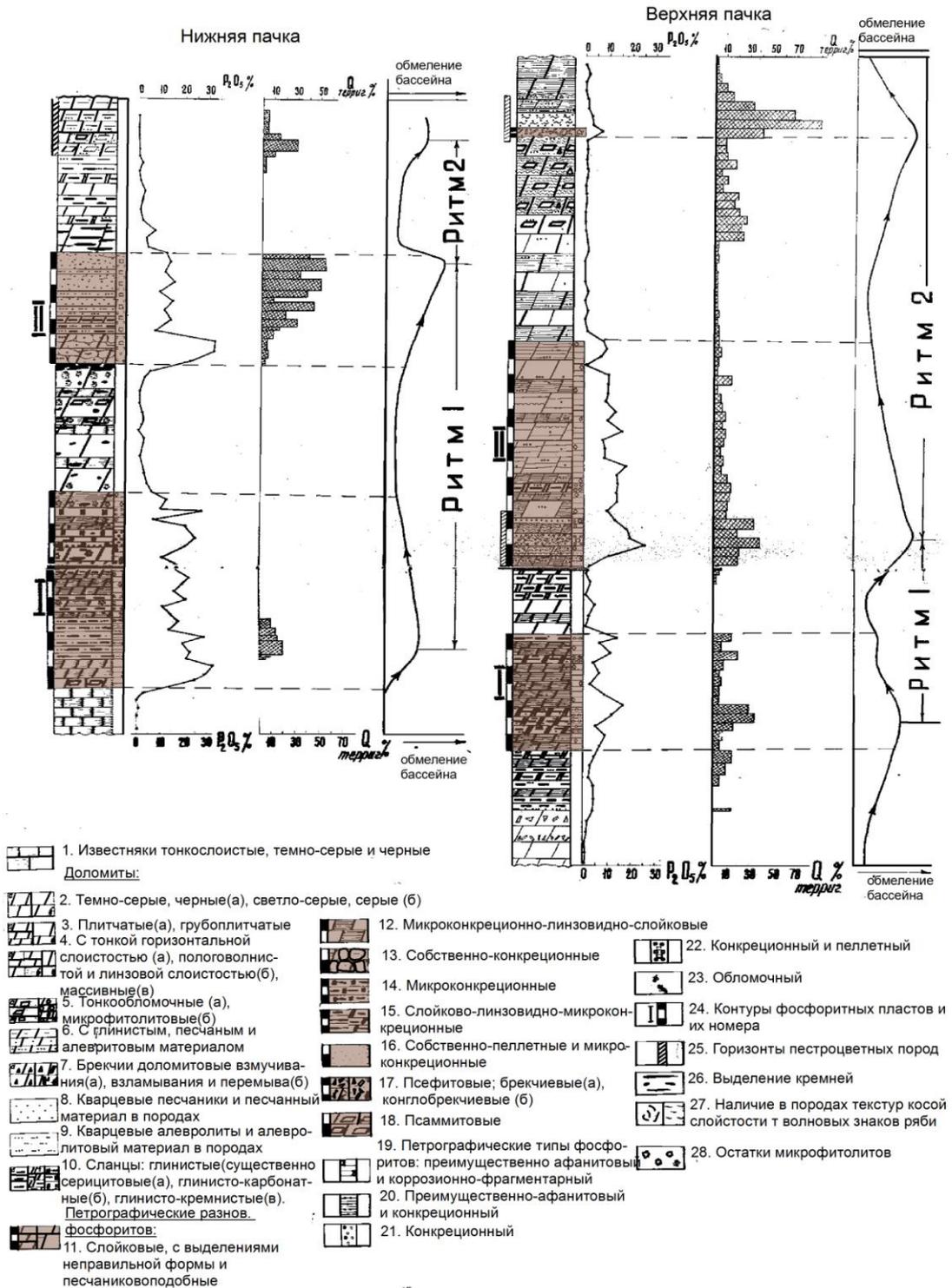


Рис. 1.5.2.5. Размещение фосфоритных пластов в разрезе фосфоритной пачки Ухагольского месторождения.

Дополнительные рисунки к разделу 1.5.2.

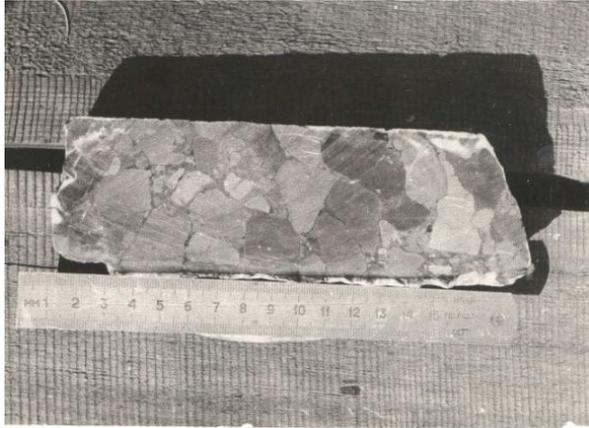


Рис. 1.5.2.6.



Рис. 1.5.2.7.



Рис. 1.5.2.8.

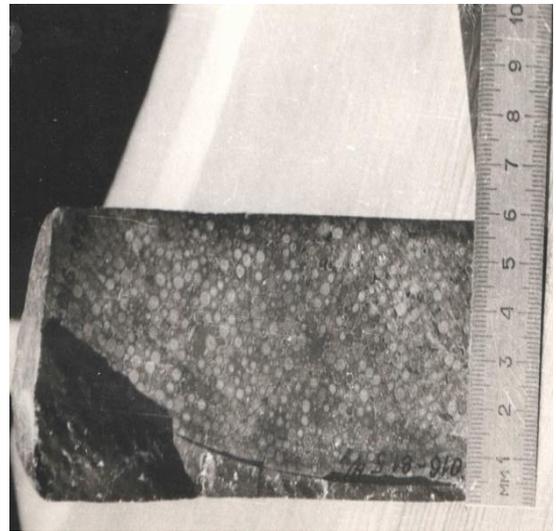


Рис. 1.5.2.9

Рис. 1.5.2.6. Доломитовая конглобрекция из верхней части ритма. Скв.2-П. Боксонское месторождение.

Рис. 1.5.2.7. Фосфоритная брекчия перемыва. Начало 1-го ритма. Первый фосфоритный пласт . канава 30. Харанурское месторождение.

Рис. 1.5.2.8. Строматолитовый фосфорит. Низы 2-го ритма. Скв. 144. Харанурское месторождение.

Рис. 1.5.2.9. Онколитовый доломит. Верхняя часть 2-го ритма. Скв. 16. Харанурское месторождение.

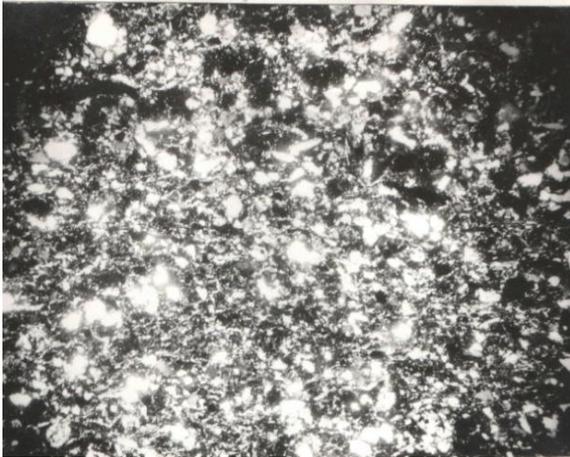


Рис. 1.5.2.10.



Рис. 1.5.2.11.



Рис. 1.5.2.12.

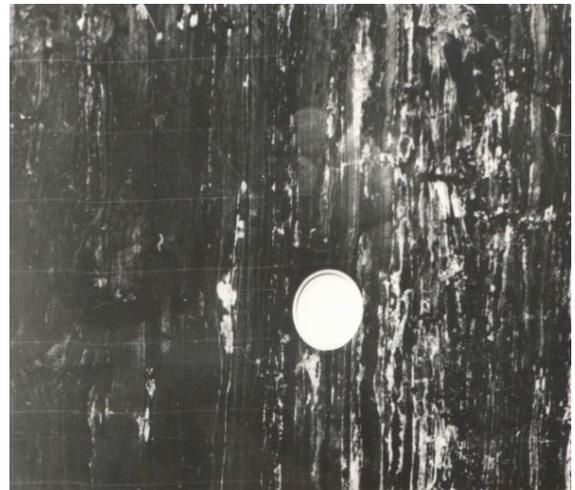


Рис. 1.5.2.13.

Рис. 1.5.2.10. Примесь терригенного кварца в фосфоритах нижней части 2-го пласта. Ув.57^x, с анализатором. Начало ритма. Нижняя фосфоритная пачка. Канавка 106. Ухагольское месторождение.

Рис. 1.5.2.11. Поверхность размыва в верхней части ритма. Участок Структурный. Боксонское месторождение.

Рис. 1.5.2.12. Доломит с неотчетливой горизонтальной слоистостью и конкрециями кремней. Средняя часть 1-го ритма. Нижняя фосфоритная пачка. Канавка МК-50. Ухагольское месторождение.

Рис. 1.5.2.13 Известняк с тонкой горизонтальной слоистостью. Средняя часть 4-го ритма. Район скв.46. Харанурское месторождение.

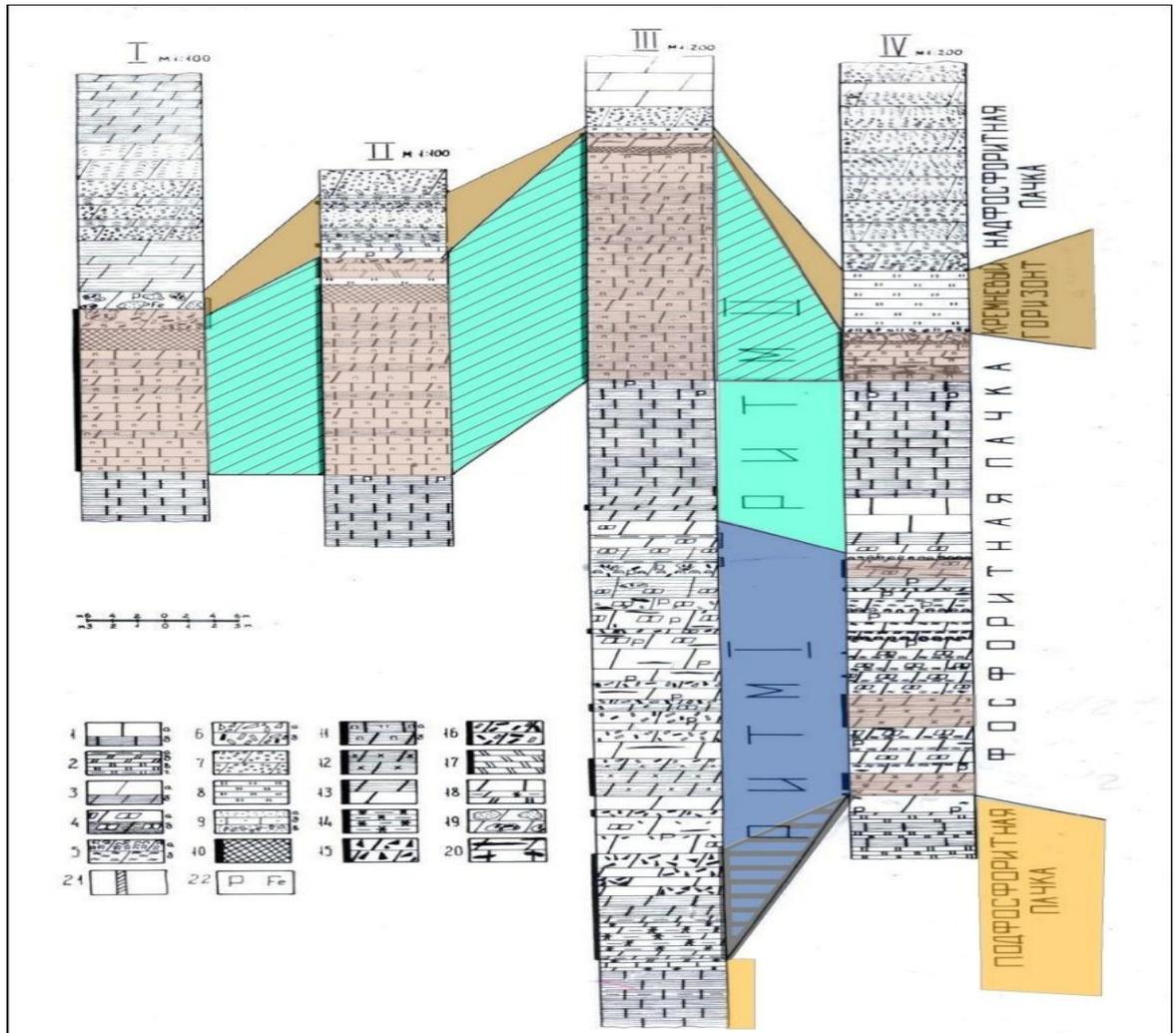


Рис. 1.5.2.14. Строение фосфоритной пачки центральной (I-III) и северной (IV) частей Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения и признаки мелководного характера осадконакопления к концу ее (б), I-РП – XVII (скв. 40); II – XXII (скв. 224); III - РП – XV, XXI (скв. 49,57); IV - РП51 – (скв. 165,166).

1- известняки темно-серые (а) и тонкогоризонтальнослоистые (б); 2- сланцы глинистые (а), глинисто-доломитовые (б), глинисто-известковые (в) и глинисто-кремнистые (г); 3-5- доломиты: 3- светлоокрашенные, массивные (а) и тонкогоризонтальнослоистые (б); 4- тонкообломочные неслоистые (а) и с тонкой пологоволнистой и линзовидной слоистостью(б); 5- строматолитовые со столбчатыми (а) и пластовыми (б); 6-7 - доломитовые брекчии; 6- взламывания (а) и перемыва (б) (черные- обломки фосфоритов, белые- обломки доломитов); 7- взмучивания; 8- прослои пластообразных силицитов; 9 – кварцевые песчаники (а), примесь терригенного кварца в породах (б), песчаный цемент в брекчиях (в); 10-17- интервалы фосфоритов: 10- мономинеральных; 11- микроконкреционных и пеллетных известковистых (а) и доломитовых (б); 12-13 - доломитовых: 12- с выделениями неправильной формы и микроконкреционных; 13-слойковых и линзовидно-слойковых; 14- глинисто-кремнистых «сланцевых» линзовидно-слойковых и микроконкреционных; 15-16- брекчиевых: 15- брекчий взламывания; 16- брекчии перемыва; 17- линзовидно-слойковых кремнистых; 18- переслаивание пород; 19- гнезда терригенного кварца и полимиктовых брекчий; 20-линзы и конкреции кремней; 21- интервалы пестроокрашенных пород; 22-фосфорная и железистая минерализация в породах.

1.5.3. Палеотектонические и фациальные реконструкции условий формирования месторождений и особенности локализации фосфоритов.

Выяснение палеотектонических условий фосфатонакопления имеет первостепенное значение для понимания процессов образования фосфоритов. Применительно к фосфатоносным бассейнам и районам эти условия рассмотрены в работах [198, 263, 297, 269, 112, 222, 245, 140, 29, 276, 316, 130, 288, 171, 178]. Что касается палеотектонических обстановок формирования месторождений и фосфоритовых залежей, то они пока неизучены. Учитывая это, представляют интерес данные автора по месторождениям ОХФБ, разбор которых целесообразно провести на примере Харанурского месторождения, как наиболее в этом плане изученном.

Харанурское месторождение протягивается на 25 км узкой полосой близширотного простирания и разбурено по сетке 400-800 x 50-100 м. С запада на восток здесь выделяются Урикский, Топхорский, Центральный, Харажелгинский и Боргутэйский участки (фациальные зоны), протяженностью 3-10 км (рис. 1.5.3.1). Среди них объектом промышленной обработки могут являться Топхорский и Харажелгинский, где сосредоточены 80% запасов месторождения. Излагаемый ниже материал получен по результатам корреляции 16 стратиграфических разрезов забитской свиты 62 разрезам фосфоритной пачки, охватывающих все участки (фациальные зоны) месторождения (рис. 1.5.3.1). Корреляция разрезов проводилась на основе методических рекомендаций, рассмотренных в работах [285, 299, 362].

Для целей палеотектонического анализа выбран ограниченный перерывами в осадконакоплении стратиграфический интервал забитской свиты в объеме базальной, подфосфатной и фосфоритной пачек (рис. 1.5.3.1). Причина выбора такого интервала очевидна. С ним связаны промышленная фосфоритная минерализация, и он же представляет законченный этап осадконакопления.

В течении забитского времени площадь месторождения являлась частью морского бассейна, который занимал обширную область прогиба, далеко выходящую за пределы рассматриваемой территории.

В период формирования **базальной пачки** площадь испытала погружение, в результате которого накопились осадки мощностью 25-78 м. Как видно из рис. 1.5.3.1, в начале периода накапливались обломочные породы, в конце - хемогенные массивные доломиты. С позиций фациального анализа наиболее информативными являются породы основания пачки, имеющие разный состав в различных фациальных зонах. В Урицкой зоне они представлены ритмично чередующимися полимиктовыми мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и доломитовыми мергелями. Обломочная фракция пород с максимальным раз-

мером 2 см состоит из хорошо окатанных и сортированных обломков кварца, кварцито-песчаников, сланцев, эффузивов, полевых шпатов, обломков сархойских доломитов, изредка – гранитоидов. В пределах Топхорской зоны породы представлены мелко-среднеобломочными доломитовыми брекчиями, сменяющимися по разрезу доломитовыми мергелями (рис. 1.5.3.1). В Харажелгинской зоне основание пачки сложено валунно-галечными конгломератами, состоящими из плохо сортированных и в разной степени окатанных обломков сархойских доломитов размером до 30см. В пределах Боргутэйской зоны базальная часть пачки представлена мелко – среднеобломочными доломитовыми брекчиями, онколитовыми и обломочными доломитами, выклинивающимися к востоку в районе руч. Боргутэй (рис. 1.5.3.1). Особенности пород базального слоя пачки позволяют сделать ряд выводов о фациальной обстановке их формирования, областях сноса и палеотектонических особенностях бассейна осадконакопления. Прежде всего обращает внимание разнородность обломочного материала на западе и востоке месторождения. В первом случае он представлен преимущественно продуктами разрушения кристаллических пород, во втором случае имеет монотонный состав сархойских доломитов. Из этого следует, что существовали две автономные области сноса. Первая область сноса, как видно из петросостава обломков, находится в районе Гарганского срединного массива, расположенного к югу от месторождения. Вторая область сноса, судя по замерам падения галек, (Аз. пад 325-335⁰), была расположена к северо – западу от месторождения и являлась поставщиком валунно-галечного материала. Состав и морфологические особенности его позволяют предположить, что эта область находилась недалеко от места аккумуляции и представляла воздымавшийся, по-видимому, островной массив суши, сложенный сархойскими доломитами. Псефитовый материал доставлялся к месту аккумуляции суспензионным течением типа «обломочных потоков», связанных с оползновыми явлениями. Существование течения подтверждает неравномерная окатанность и плохая сортировка обломков, большая мощность конгломератов и узкая зона их развития (рис. 1.5.3.1).

Бассейн седиментации представляли 5 конседиментационных тектонических структур,* которые ограничивали соответственно Урикскую, Топхорскую, Центральную, Харажелгинскую** и Боргутэйскую литолого-фациальные зоны. Данные структуры по амплитудам нисходящих движений и характеру осадконакопления подразделялись на негативные и позитивные. Негативные структуры соответствовали участкам интенсивного прогибания дна па -

* Ниже эти структуры описываются под названием соответствующих фациальных зон.

** Данная фациальная зона включает Западно- и Восточнохаражелгинскую фациальные зоны.

леобассейна с компенсированным осадконакоплением большой мощности; позитивные структуры характеризовались малыми амплитудами погружения, сокращенной мощностью осадков и были выражены в виде положительных форм рельефа дна палеобассейна. Первые представлены Харажелгинской и Топхорской структурами, вторые – Боргутэйской, Центральной и Урикской структурами.

Х а р а ж е л г и н с к а я с т р у к т у р а*** вытягивалась в северо-восточном направлении. Контуры ее мараркируются границами валунногалечных доломитовых конгломератов (рис. 1.5.3.1). На северо-западе она, по-видимому, упиралась в вышеотмеченный островной массив суши; с востока и запада ограничивалась соответственно Боргутэйской и Центральной структурами. Характер структуры определялся режимом интенсивного прогибания, о чем свидетельствует значительная мощность конгломератового слоя в основании пачки (35-55 м), а также доломитовый состав валунов и галек, не терпящих, как известно, длительного воздействия процессов подводного перемыва.

Б о р г у т э й с к а я с т р у к т у р а в пределах месторождения представлена западной частью. В рельефе дна бассейна она была выражена в виде подводного пологого поднятия с различным режимом седиментации в сводовой и краевых частях. В сводовой части поднятия в условиях слабоактивного мелководья происходил периодический смыв осаждающейся карбонатной взвеси и ее снос к периферии поднятия. На склонах поднятия (в относительно глубоководных условиях) часть взвеси задерживалась в виде карбонатных илов и подвергалась литификации. Литификация периодически нарушалась волновыми процессами, под воздействием которых формировались седиментационные брекчии и мелкообломочные доломитовые породы. Подобная фациальная обстановка объясняется специфичным тектоническим режимом структуры, когда по ее периферии были развиты движения с малыми отрицательными амплитудами, а в основной части они не были выражены. Подтверждением такой характеристики структур служат: 1. Отсутствие в разрезе руч. Боргутэй отложений базальной пачки; 2. Резкий фациальный переход от харажелгинских валунногалечных конгломератов к мелкообломочным осадкам Боргутэйской зоны (рис. 1.5.3.1). 3. Постепенное уменьшение мощности базальной пачки к востоку и выклинивание ее отложений в районе руч. Боргутэй.

Ц е н т р а л ь н а я с т р у к т у р а выделяется исходя из факта несовпадения на площади месторождения полей развития кластического алюмосиликатного и валунно-галечного доломитового материала. Этот факт наиболее удовлетворительно объясняется существованием подводного поднятия, которое препятствовало проникновению доломитовых валунов и га-

*** Для удобства изложения материала характеристика структур приводится в произвольной последовательности.

лек на запад, а алюмосиликатного материала на восток месторождения. (Из-за неполноты разреза базальной пачки Центральной фациальной зоны этот вывод не проверяется прямыми наблюдениями, но подтверждается фациальными реконструкциями на уровне других пачек забитской свиты). Судя по фациальным реконструкциями, данное поднятие имело форму вала и было ориентировано в соответствии с общим простиранием Харажелгинской структуры.

Урикская структура являлась частью пологого подводного поднятия, которое к югу переходило в Гарганский массив суши. Такая ее интерпретация основывается на морфологии и составе обломочной фракции пород и их мощности. Поскольку рассматриваемые отложения представляют мелководные фации, то, судя по мощности, тектонический режим структуры определялся нисходящими слабовыраженными движениями (рис. 1.5.3.1).

Топхорская структура расположена между Уриксим и Центральным поднятиями. Фактические данные о ней имеются по восточному ее замыканию, где пройден профиль 6. Разрез по профилю отражает переход структуры и Центральному поднятию и не дает целостной картины о самой о самой структуре. Доказательством этого служат отсутствие в разрезе полимиктовых обломочных пород, которые широко развиты в пределах Урикского поднятия. Этот факт предполагает существование к западу от профиля 6 барьера, препятствующего проникновению полимиктового материала в направлении Центрального поднятия. Таким барьером могут быть или валообразная структура, или участок интенсивного прогибания дна палеобассейна, являющийся своеобразной ловушкой для полимиктового материала. Палеофациальные реконструкции для уровней забитской свиты свидетельствуют о справедливости последнего предположения. Следовательно, Топхорская структура по своему характеру аналогична Харажелгинской и относится к типу негативных структур.

Анализ разрезов вышерассмотренных структур позволяет воссоздать условия осадконакопления и историю тектонического развития бассейна седиментации в целом в период формирования базальной пачки. Как было показано ранее, пачка по своему строению отвечает простому ритму с псефитами в основании разреза и хомогенными породами в верхней его части. Из этого следует, что в период формирования пачки площадь испытала погружение, которое было непрерывным и простым по форме движения. Судя по двухчленному строению пачки погружение состояло из двух этапов. Первый этап характеризовался резко дифференцированными движениями, которые компенсировались грубообломочными мелководными осадками резкой изменчивой мощности (5-65 м) (рис. 1.5.3.1). В результате таких движений площадь бассейна седиментации распалась на зоны интенсивного и замедленного прогибания. Следовательно, в этот этап были сформированы негативные и позитивные конседиментационные тектонические структуры, и выделялись соответствующие им литофациальные зоны.

К северо-востоку от месторождения знак движений меняется на обратный. Здесь произошло кратковременное, но энергичное поднятие островного массива суши, о чем свидетельствуют валунно - галечные доломитовые конгломераты харажелгинского разреза.

Второй этап характеризовался замедлением и меньшей дифференцированностью погружения, в течение которого сформировался слой светло-серых хемогенных массивных доломитов мощностью 5-25 м. Монотонный состав доломитов, отсутствие в них терригенной примеси, резкий переход доломитов к грубообломочным породам основания пачки показывают, что замедление погружения сопровождалось расширением области аккумуляции, углублением бассейна и быстрым отступлением береговой линии на значительное расстояние. Такой характер перемещения берега указывает на затопление морем обширных низменных поверхностей гарганской суши и на кратковременность существования северо-восточного островного массива.

В период формирования **подфосфоритной пачки** площадь испытала дальнейшее погружение, в результате которого накопились хемогенные и обломочные доломитовые породы мощностью 70 – 225 м. Как следует из разрезов (рис. 1.5.3.1), прогибание было двухэтапным, но по характеру противоположным вышеописанному. Первый этап выразился в виде равномерного погружения, возможно, в какой-то степени некомпенсированного поступлением осадочного материала. В результате движений этого этапа происходило дальнейшее расширение акватории и углубление бассейна, и были созданы условия для формирования слоя (15-20 м) темно-серых тонкогоризонтальнослойчатых хемогенных доломитов основания подфосфоритной пачки.

Второй этап характеризовался нисходящими движениями, дифференцированными по величине отрицательных амплитуд. В течение этого этапа накапливались серые тонкообломочные («калькаренитовые») и хемогенные «микритовые» доломиты, отражающие наступление условий некоторого обмеления бассейна в результате избыточного поступления карбонатного материала.

Характер нисходящих движений определялся тектоническим строением бассейна седиментации, структурный план которого за некоторыми отличиями, был унаследован от предыдущего периода. Эти отличия сводятся к следующему: 1. Уменьшается в размерах и смещается к западу Харажелгинская структура (рис. 1.5.3.1); 2. Харажелгинская структура распалась на две – Западную (негативную) и Восточную (позитивную), которыми ограничивались площади одноименных фациальных зон. Характер Западнохаражелгинской структуры определялся режимом интенсивного прогибания, обусловивший накопление в ее пределах толщи тонкообломочных и хемогенных доломитовых осадков мощностью 175 м. В противоположность ей, Восточнохаражелгинская структура развивалась как область слабых нисхо-

дящих движений с суммарной амплитудой прогибания 65-70м. В пределах ее площади формировались преимущественно обломочно-водорослевые доломиты, представлявшие фации подводных отмелей и банок (рис. 1.5.3.1); 3. В пределах западного крыла Урикской структуры обособилось самостоятельное поднятие, в сводной части которого к концу рассматриваемого периода сформировалась рифовая постройка. Границы поднятия маркируются выходами строматолитовых, онколитовых доломитов, доломитовых брекчий, образующих верхнюю часть подфосфоритной пачки Урикской фациальной зоны.

В период формирования **фосфоритной пачки** продолжалось неравномерное прогибание дна бассейна, вызвавшее накопление ритмично построенного многофациального комплекса осадков мощностью 10-130м. В наиболее полных сечениях пачка представлена шестью седиментационными ритмами, образующими в совокупности разрез, имеющий двучленное строение: в нижней его части локализуются преимущественно грубообломочные и органические породы первого и второго ритмов; в верхней – глинисто-пелитовые и хемогенные карбонатные отложения четырех последующих ритмов (рис. 1.5.2.4). Строение разреза свидетельствует о развитии бассейна в шесть этапов. Однако, наиболее существенные изменения характера тектонических движений и условий осадконакопления приурочены к рубежу второго и третьего ритмов. Это позволяет свести историю бассейна к двум этапам. Длительность первого этапа отвечает времени формирования двух нижних ритмов. Длительность второго этапа – равнялась продолжительности накопления осадков четырех верхних ритмов.

В схематизированном виде особенности осадконакопления и характеристика тектонических движений этапов отображены на продольном литолого-фациальном профиле месторождения (рис. 1.5.3.2). Как видно из рисунка, по характеру тектонических движений и амплитудам прогибания площадь бассейна дифференцируется на области, представлявшие 6 конседиментационных тектонических структур, характер, размещение и контуры которых в целом определялись структурным планом предшествующих периодов.

Боргутэйская структура сохраняла прежние границы (рис. 1.5.3.1; 1.5.3.2). В контуры месторождения попадала западная ее часть. На этой площади пачка представлена отложениями первого фосфоритного пласта мощностью 10-12м, выклинивающимися в районе руч. Боргутэй (рис. 1.5.3.2). Среди отложений доминировали различные доломиты, слойково-линзовидные, гравелитовые и брекчиевые доломитовые фосфориты, сменяющие друг друга по простиранию и разрезу. Сказанное предполагает выражение структуры в рельефе дна в виде пологого подводного поднятия, западный склон которого попадал в контуры месторождения. В его пределах господствовали незначительные прогибания со слабо проявленной дифференциацией отрицательных амплитуд. Прогибание было прерывистым и в конце первого этапа сменилось паузой, практически продолжавшейся до конца второго этапа. При таком

тектоническом режиме происходило замедленное осаждение материала, которое периодически прерывалось слабыми перемещениями водных масс, вызывавшими на локальных площадях размывы нелитифицированных и слабо литифицированных осадков. Начиная со второго этапа на площади структуры осадконакопление отсутствовало, что можно расценивать, как признак наличия здесь в это время поднятия.

Восточно – и Западнохаражелгинская структуры также сохраняли свои границы и форму. В начале они, по сути, представляли собой одно целое и развивались в режиме интенсивного прогибания с близкими значениями отрицательных амплитуд; в конце, благодаря резким различиям амплитуд нисходящих движений на востоке и западе, структуры существовали как самостоятельные образования.

Восточнохаражелгинская структура характеризуется фосфоритной пачкой мощностью 15-31м, которая представлена существенно обломочными отложениями первого пласта (6-23м), перекрытыми пелитоморфными глинисто- карбонатными породами незначительной мощности (9-19м). Строение разреза показывает, что структура представляла собой область прогибания с различным характером двух ранее отмеченных тектонических этапов. Особенности первого этапа целесообразно рассмотреть на примере Западнохаражелгинской структуры, поскольку в обоих случаях они развивались в одном тектоническом режиме. Второй этап характеризовался слабыми нисходящими движениями, сопровождавшимися накоплением глинистых и карбонатных хемогенных отложений мощностью 9-19м. Незначительная мощность отложений показывает, что структура в конце своего развития была выражена в рельефе как приподнятая область дна бассейна, примыкающая к Боргутэйскому поднятию.

Западнохаражелгинская структура, на фоне окружающих ее слабо погруженных площадей, выделялась как область резко выраженного прогибания с суммарной амплитудой до 130м (рис. 1.5.3.2). На востоке она граничила с вышеописанной структурой, на западе соприкасалась с Центральным поднятием и Топхорской депрессией (рис. 1.5.3.2; 1.5.3.3). Внутреннее строение структуры сложное. Как видно из рис. 1.5.3.2, 1.5.3.3., здесь на фоне общего погружения существовал ряд подчиненных позитивных и негативных структур изометричной и линейной конфигурации, морфологически выраженных в виде мелких положительных и отрицательных элементов рельефа дна бассейна.

В пределах структуры фосфоритная пачка отчетливо подразделяется на две части. Нижняя часть, в объеме первого и второго ритмов (до 35м), сложена породами первого фосфоритного пласта. Они имеют светлую окраску, брекчиевые, линзовидно-слойковые и обломочно-органогенные текстуры. Верхняя часть, в составе четырех верхних ритмов (до 120м), образована сложнопереключающимися темными сланцами, массивными и тонкогоризонтально-слоистыми доломитами, известняками, силицитами, пластами линзовидно-слойковых фосфо-

ритов; в пластах фосфоритов часто развиты подводнооползневые текстуры (рис. 1.4.2.13). В целом для пачки характерен существенно «сланцевый» состав, а также резкая изменчивость и резкие колебания мощности отложений (рис. 1.5.3.2; 1.5.3.6).

Из особенностей разреза следует, что Западнохаражелгинская структура развивалась в два этапа. В первый этап она представляла относительно мелководную область морского бассейна, испытавшую резко дифференцированное прогибание с разбросом амплитуд 0-35м. Прогибание было кратковременным, но носило энергичный характер. Об этом говорит широкое развитие грубообломочных пород и крайне незначительная степень сортировки и окатанности их псефитовой фракции. По площади структуры прогибание было неоднозначным. Как следует из строения разрезов и особенностей отложений (рис.1.5.3.4; 1.5.3.5), в одних местах оно состояло из ритмично пульсирующих интенсивных и замедленных нисходящих движений (скв. 232, 017,018,023,022); в других - развивалось относительно плавно (скв. 46,71,98,11); в третьих – прерывалось в начале этапа кратковременным воздыманием (скв.29, 029, 044, 037). Такая неоднородность движений вызвала накопление резко фациально изменчивых осадков первого фосфоритного пласта, привела к резким колебаниям их мощности и обусловила значительную расчлененность рельефа дна бассейна (рис.1.5.3.4, 1.5.3.5).

В течение второго этапа структура представляла относительно глубоководную область бассейна, испытавшую неравномерное прогибание амплитудой 50-120м (рис. 1.5.3.2). Учитывая существенно пелитовый и хемогенный состав отложений, а также их мощность, можно сделать вывод, что в отличие от предыдущего этапа прогибание было замедленным и достаточно длительным.

Центральная структура реконструируется как периклиналь валообразного поднятия, отделяющего Топхорскую и Западнохаражелгинскую депрессию (рис.1.5.3.2). Поднятие имело северо-западное простирание и выявляется при анализе разрезов Центральной фациальной зоны. В наиболее представительном сечении (скв.244) основание разреза сложено фосфатсодержащими сланцами и доломитами, которые соответствуют отложениям третьего и четвертого ритма. Выше идут образования двух последующих ритмов, аналогичных ритмам западнохаражелгинской пачки. Отсутствие в разрезе отложений первого и второго ритмов и, соответственно, первого фосфоритного пласта, свидетельствует, что во время их формирования структура представляла область подводного поднятия, где не происходило накопление фосфатных осадков. В роли поднятия она существовала до конца четвертого ритма, а далее развивалась в режиме депрессии. Подтверждением такой интерпретации служит сокращенная мощность отложений (40м), а также размещение по площади сланцевых пород. Последние практически отсутствуют западнее Центральной структуры (рис.1.5.3.1-

1.5.3.3) и, следовательно, она представляла своеобразную перемычку, затруднявшую проникновение глинистого минерала к западу от нее.

Таким образом, структура развивалась в два этапа. В первый этап она являлась областью слабого воздымания, продолжавшегося до конца второго ритма (рис.1.5.3.2); во второй этап – испытала погружение, замедленный характер которого позволял ей, на фоне ускоренно прогибавшихся соседних площадей, быть выраженной как поднятие. В качестве поднятия она существовала до конца четвертого ритма, а начиная с пятого ритма представляла депрессию.

Топхорская структура во время формирования фосфоритной пачки унаследует положение и форму от предыдущего периода. С востока она ограничивается Центральным, а с запада – Урикским поднятием. Как видно из рис.1.5.3.2, структура имеет асимметричный профиль с пологим восточным и крутым западным крылом. В пределах ее площади фосфоритная пачка мощностью 90-110 м представлена существенно карбонатными отложениями и только в самой верхней части включает сланцевые породы, составляющие не более 15% ее разреза. По строению пачки рассматриваемая структура аналогична Западнохаражелгинской и, следовательно, представляла область резкого прогибания, развитие которой в целом происходило по схеме Западнохаражелгинской структуры.

Урикская структура также практически наследует прежнее положение и форму (рис.1.5.3.1-1.5.3.3). На ее площади фосфоритная пачка сложена онколитовыми, строматолитовыми доломитами, седиментационными доломитовыми и фосфоритовыми брекчиями мощностью 6-10 м.

Особенность разреза позволяет рассматривать структуру как периферийную область поднятия, свод которого расположен к юго-западу от месторождения в районе Майнурских озер (рис. 1.3.1.1). Судя по отложениям и строению разреза, поднятие устойчиво существовало в течение всего периода формирования пачки и представляло область, в центральной части которой происходило небольшое по абсолютной амплитуде воздымание, а по периферии господствовали слабые нисходящие движения (рис.1.5.3.2). Преимущественно органический состав отложений, широкое развитие строматолитовых построек и их обломков показывает, что на площади поднятия существовал мелководный режим осадконакопления, а сами отложения являются образованием зоны, примыкающей к рифовым сооружениям.

Вышеизложенный материал по отдельным структурам позволяет воссоздать характерные черты осадконакопления и истории тектонического развития бассейна в целом в период формирования фосфоритной пачки. В течение этого времени площадь бассейна была представлена шестью конседиментационными тектоническими структурами с резким режимом прогибания. Урикская, Боргутэйская и Восточнохаражелгинская структуры развивались в

режиме малых отрицательных амплитуд. Топхорская и Западнохаражелгинская структура формировались как области интенсивного прогибания дна бассейна. Центральная структура занимала промежуточное положение между ними и имела сложный характер развития: вначале здесь господствовали слабые движения положительного знака, затем - возрастающие по амплитуде отрицательного движения.

Тектонический режим структур определял морфологию рельефа дна палеобассейна. Так, Урикская и Боргутэйская структуры представляли периферийные области поднятий; Топхорская и Западнохаражелгинская структуры являлись депрессионными формами рельефа. Центральная структура выступала как временное поднятие, прекратившее существование к концу формирования пачки. Восточнохаражелгинская структура вначале представляла депрессию, затем – склон поднятия. Помимо рельефа, структуры в пределах бассейна также отражались в шести литолого-фациальных зонах, размещение которых они контролировали.

Строение разреза фосфоритной пачки свидетельствует о развитии бассейна в два этапа. Первый этап прослеживается по всей площади и выделяется следующими моментами: 1. Резко меняется характер осадочного процесса от накопления доломитовых осадков предшествующего периода к фосфатным. 2. Резко усиливается дифференциация тектонических движений и усложняется их форма. Движения были относительно кратковременными, имели невыдержанный характер и обладали в разных участках различной интенсивностью и вертикальной направленностью. В результате их развивался сложный контрастный рельеф из поднятий и депрессий разного ранга. Наиболее крупные элементы рельефа, сложный тектонический режим структур, контролировали площади развития литолого-фациальных зон. Элементы более низкого ранга обуславливали, наряду с другими причинами, значительную изменчивость отложений и колебание их мощности внутри этих зон. 3. Формируется первый фосфоритный пласт, руды которого представляют основные запасы месторождения и определяют их качество. Главной ареной осадконакопления были Топхорская и Харажелгинская структуры, тогда как на остальных площадях, представлявших возвышенные участки дна, осадконакопление было подавленным. Важно отметить, что в первый тектонический этап бассейн фосфатонакопления был мелководным. Об этом говорит присутствие в отложениях первого пласта бокситоподобных пород (см. главу IV), частых строматолитовых построек, прослоев конгломератов. Обедненность отложений терригенной примесью указывает на удаленность площади фосфатонакопления от крупных участков суши. Увязывая это положение с мелководным характером отложений можно заключить, что данная площадь представляла сложнопостроенную подводную банку, которая была отделена от материковой суши значительным водным пространством. Движения второго этапа локализовались в основном в пределах осевой части бассейна и постепенно затухали к флангам месторождения. В отличие

от предыдущего этапа они обладали сугубо отрицательным знаком, носили замедленный характер и продолжались относительно длительное время. Под их воздействием углубилась осевая часть бассейна и сформировались глубоководные Топхорская и Западнохаражелгинская депрессии, которые разделялись Центральным подводным поднятием. Поднятие существовало до конца четвертого ритма, а на рубеже пятого ритма депрессии объединились в один прогиб. В течение этапа они развивались в одинаковом режиме, о чем свидетельствует наличие в их пределах общих маркирующих уровней (рис.1.5.3.2). Следует подчеркнуть, что депрессии имели крутые уклоны дна. Об этом свидетельствуют постоянно встречаемые в пластах фосфоритов текстуры подводного оползания осадков (рис.1.4.2.13;1.4.2.14). Движения второго этапа вызвали на рубеже второго и третьего ритмов перестройку осадочного процесса, выразившуюся в переходе от мелководных фосфоритных отложений первого и второго ритмов к формированию относительно глубоководных преимущественно глинисто-сланцевых карбонатных отложений последующих четырех ритмов. Широкое развитие глинисто-сланцевых отложений, а также периодически наблюдаемая в них примесь терригенного кварцевого материала указывает, что параллельно с углублением бассейна по его периферии происходило малоамплитудное воздымание массивов суши, разрушение которой фиксировалось в разрезе прослоями сланцевых пород. Разнообразный состав полевых шпатов сланцев позволяет связывать источник сноса с Гарганским массивом. Воздымание массива шло синхронно нисходящим движениям бассейна, о чем свидетельствует ритмичное строение фосфоритной пачки Топхорской и Западнохаражелгинской депрессии и закономерное появление в разрезе ритмов кварцевого алевро-песчаного материала.

В завершающую фазу второго этапа на всей площади месторождения тектонические движения сменились паузой, вызвавшей на рубеже фосфоритной и надфосфоритной пачек кратковременный перерыв в осадконакоплении.

При прослеживании конседиментационных структур и, соответственно, литолого-фациальных зон по площади месторождения, привлекает внимание приуроченность их переходов к зонам разрывных тектонических нарушений (рис.1.5.3.2; 1.5.3.3). Такая связь с той или иной степенью отчетливости отмечается для каждой пачки забитской свиты (рис.1.5.3.1). Это свидетельствует о конседиментационной природе нарушений и указывает на их определяющую роль в размещении и характере палеоструктур и фациальных зон. Наиболее резко выражено нарушение, отделяющее Урицкую и Топхорскую структуры. Как видно из рис.1.5.3.2, морфологически оно подчеркивается флексурой с градиентом мощности с отношением 1: 10. Косвенным подтверждением конседиментационности нарушений служат признаки повышенной сейсмичности бассейна, в частности - подводнооползневые и другие подобные типы текстур в фосфоритных пластах (см. раздел 1.4.2).

Наряду с крупными, на месторождении выделяются мелкие нарушения. Они устанавливаются при анализе схемы изопакит фосфоритной пачки по резким (до 50-80 м) перепадам мощностей отложений на отрезках 50-100м по падению и 150-300м по простиранию пачки (рис.1.5.3.6). Часть их закартирована при геологической съемке месторождения, что подтверждает реальность их существования. Важно, что морфология и пространственное положение нарушений в целом повторяется на всех уровнях пачки, доказывая их конседиментационную природу. Как следует из схем (рис.1.5.3.6), нарушения ограничивали небольшие тектонические структуры, образуя разноразмерные блоки, придающие месторождению облик «битой тарелки». Направленность и скорость вертикальных перемещений блоков по разрывным нарушениям определяли расчлененный характер рельефа дна палеобассейна, сложную фациальную зональность отложений, резкие колебания их мощности и контролировали размещение фосфоритов. В последнем убеждает сходство в поведении изопакит и линий продуктивности пачки. Как следует из рис.1.5.3.3, 1.5.3.7, продуктивность в целом возрастает в направлении от поднятий к западинам рельефа. На поднятиях концентрации фосфоритов незначительны, тогда как к западинам приурочены основные их скопления. Эта тенденция сохраняется как для крупных, так и для мелких форм рельефа. Очевидно, она объясняется смывом с поднятий фосфатных осадков и их захоронением в понижениях дна бассейна. Для иллюстрации напомним: более 80% запасов месторождения связаны с Харажелгинской и Топхорской депрессиями. Напротив, в пределах Урикского, Центрального и Боргутэйского поднятий запасы руд незначительны. Аналогичным образом в пределах депрессий размещаются фосфориты первого пласта, основная масса которых тяготеет к вогнутым формам рельефа (рис.1.5.3.5; 1.5.3.7). Учитывая, что рельеф отражал движение тектонических блоков по конседиментационным разрывным нарушениям, следует сделать вывод о рудоконтролирующем значении последних. Этот вывод подтверждается материалами по Хубсугульскому, Ухагольскому, Боксонскому месторождениям (рис.1.5.3.8; 1.3.2.3) и, по-видимому, имеет для ОХФБ региональное значение.

Таким образом, скопления фосфоритов формировались на фоне дифференцированных движений в бассейне с резко выраженной фациальной зональностью; размещение фосфоритовых залежей по площади месторождений контролировалось конседиментационными разрывными нарушениями.

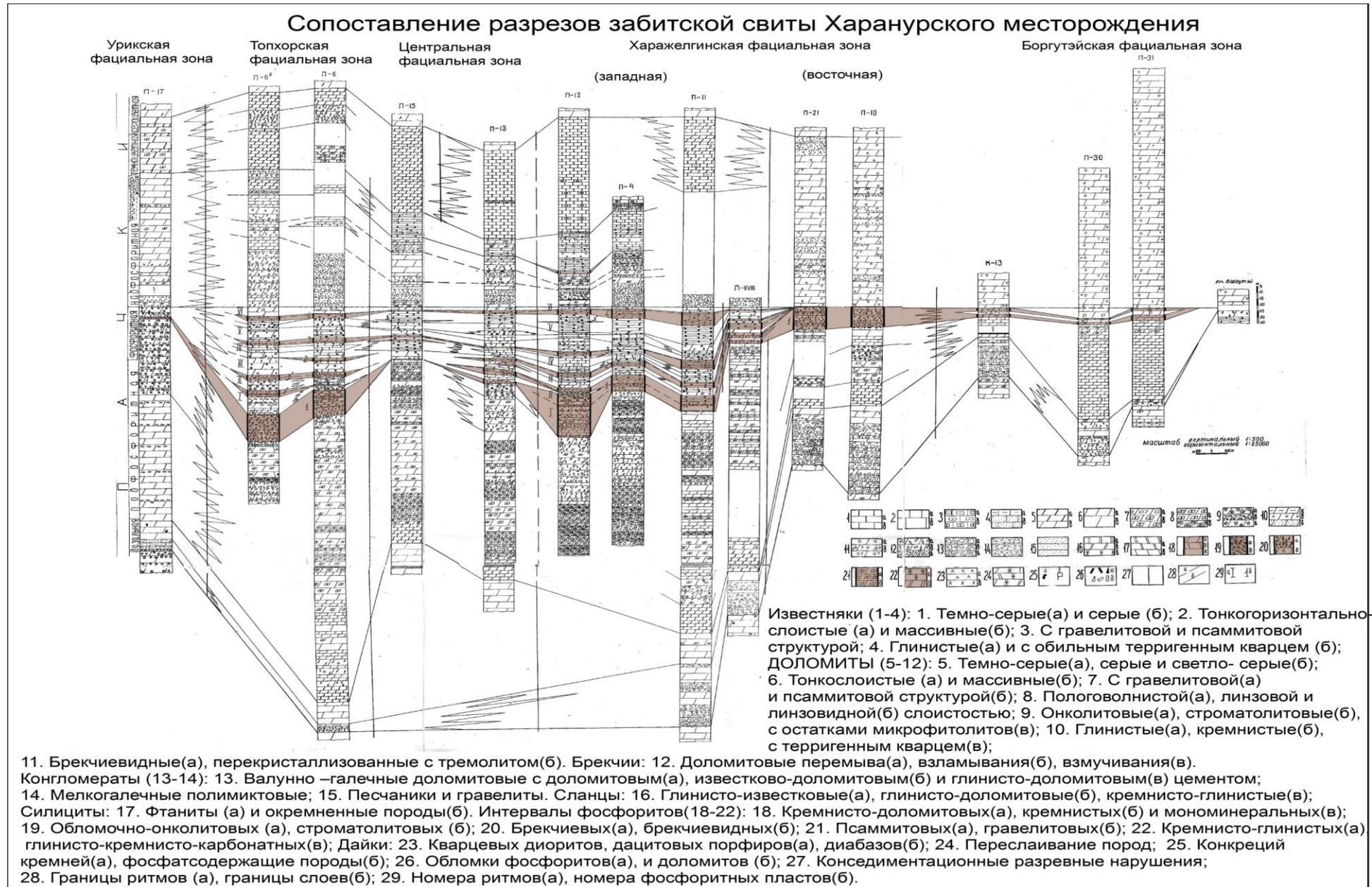
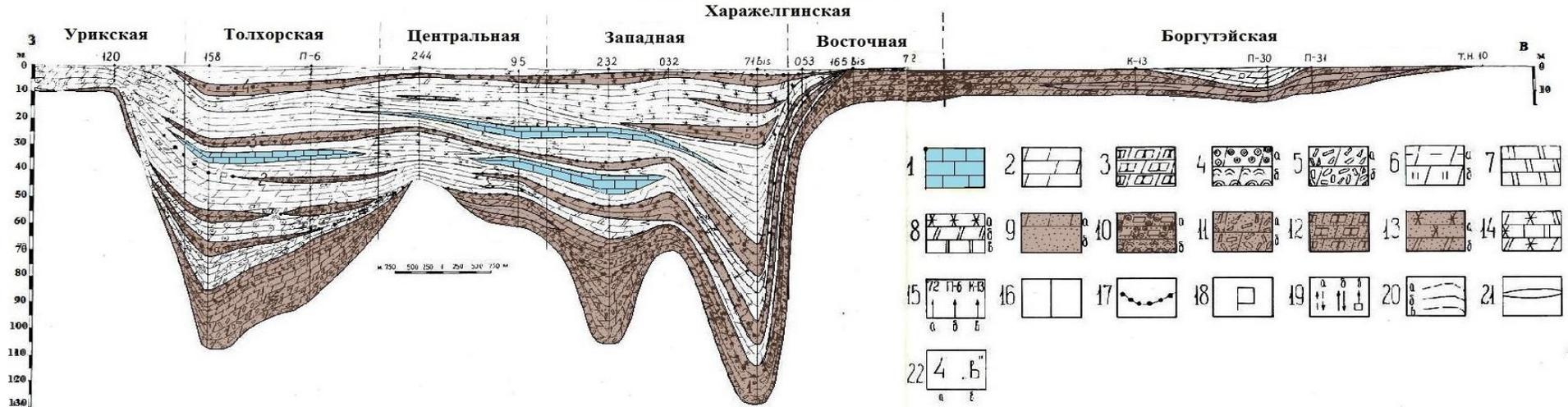


Рис. 1.5.3.1. Составил Георгиевский А.Ф.

Рис. 1.5.3.2 **Продольный литолого-фациальный профиль отложений фосфоритной пачки Харанурского месторождения**
Фациальные зоны



Реконструированная в масштабе 1:25000 условная поверхность рельефа дна палеобассейна во время формирования фосфоритной пачки (по результатам литологического анализа и анализ мощностей отложений)

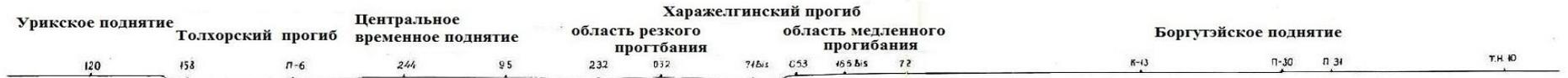
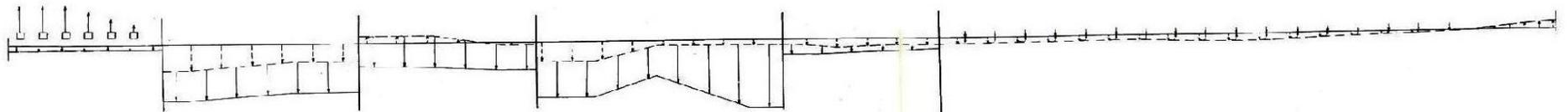


Диаграмма вертикальных тектонических движений в пределах площади месторождения и примыкающих районов в период формирования фосфоритной пачки



Условные обозначения

1-Известняки тонкогоризонтальнослоистые и массивные, 2-6- доломиты: 2-тонкогоризонтальнослоистые, массивные и брекчиевидные; 3-обломочные с псаммитовой структурой; 4-онколитовые (а) и строматолитовые (б); 5-брекчиевые (а) и конглобрекчиевые (б); 6-глинистые (а) и кремнистые (б); 7-силилиты; 8-сланцы кремнисто-глинистые (а), глинисто-доломитовые (б) и глинисто-известковые (в); 9-13-фосфориты: 9-линзовидно-слоистые кремнисто-доломитовые (а) и мономинеральные (б); 10-обломочно-онколитовые (а) и строматолитовые (б); 11-брекчиевые (а) и конглобрекчиевые (б); 12-псаммитовые и гравелитовые; 13-микроконкреционно-линзовидно-слоистые кремнисто-глинистые (а) и глинисто-кремнисто-карбонатные (б); 14-переслаивание пород; 15-скважины (а), разведочные профили (б) и каналы (в); 16-конседиментационные разрывные нарушения; 17-границы ритмов; 18-фосфатсодержащие породы; 19-тектонические движения во время: а)-первого и второго ритмов, б)-последующих ритмов (длина стрелки - величина амплитуды движений в условных единицах), в)-движения в областях примыкающих поднятий; 20-условные линии отрицательных амплитуд движений во время первого и второго ритмов (а); то же, последующих ритмов (б); линии положительных амплитуд (в); 21-границы слоев; 22-номера (а) и индексы (б)

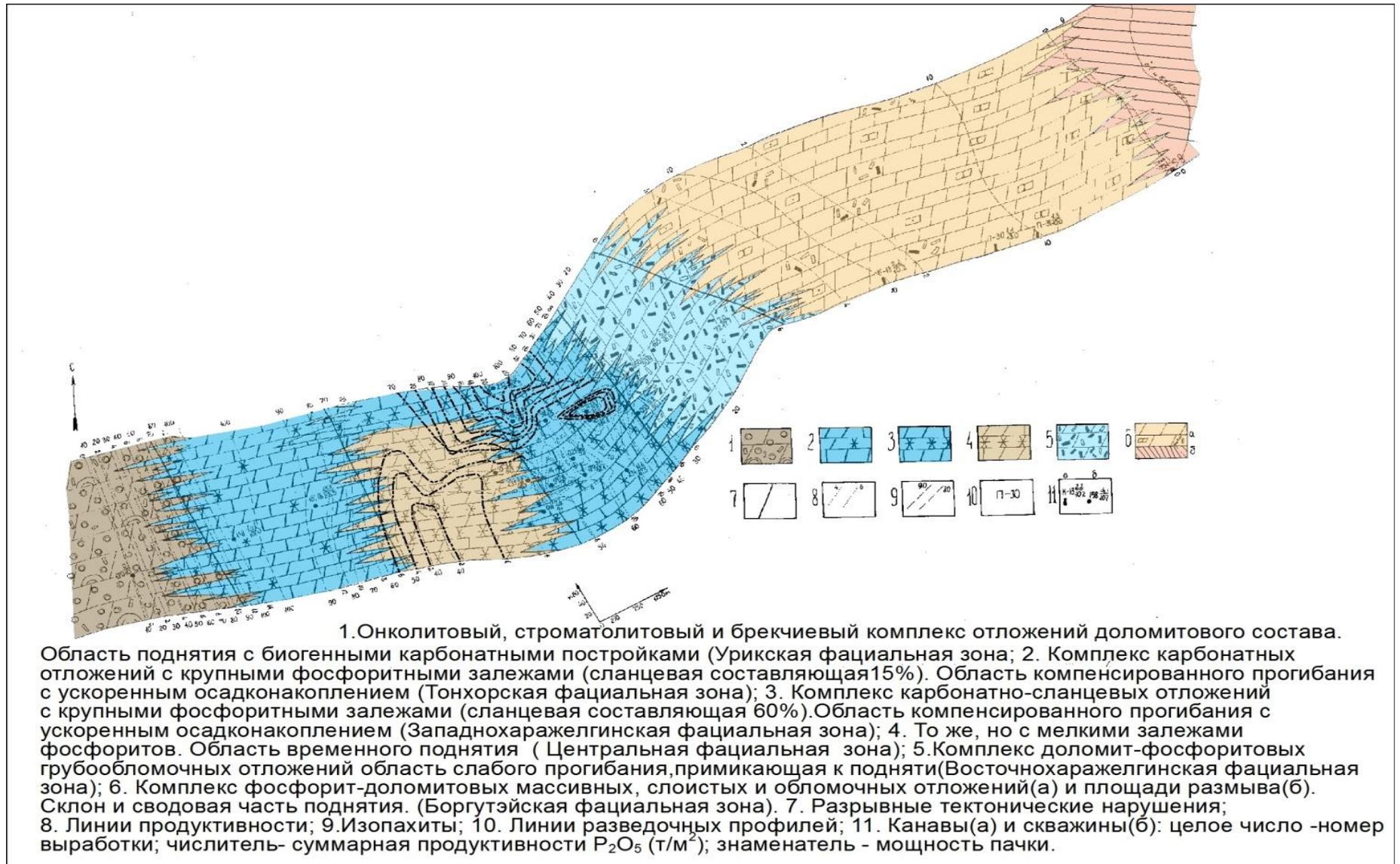


Рис. 1.5.3.3. Литолого-фациальная схема Харанурского месторождения во время формирования фосфоритной пачки (с элементами палинспастической реконструкции). Составил Георгиевский А.Ф.

Типы разрезов нижнего фосфоритного пласта Харанурского месторождения

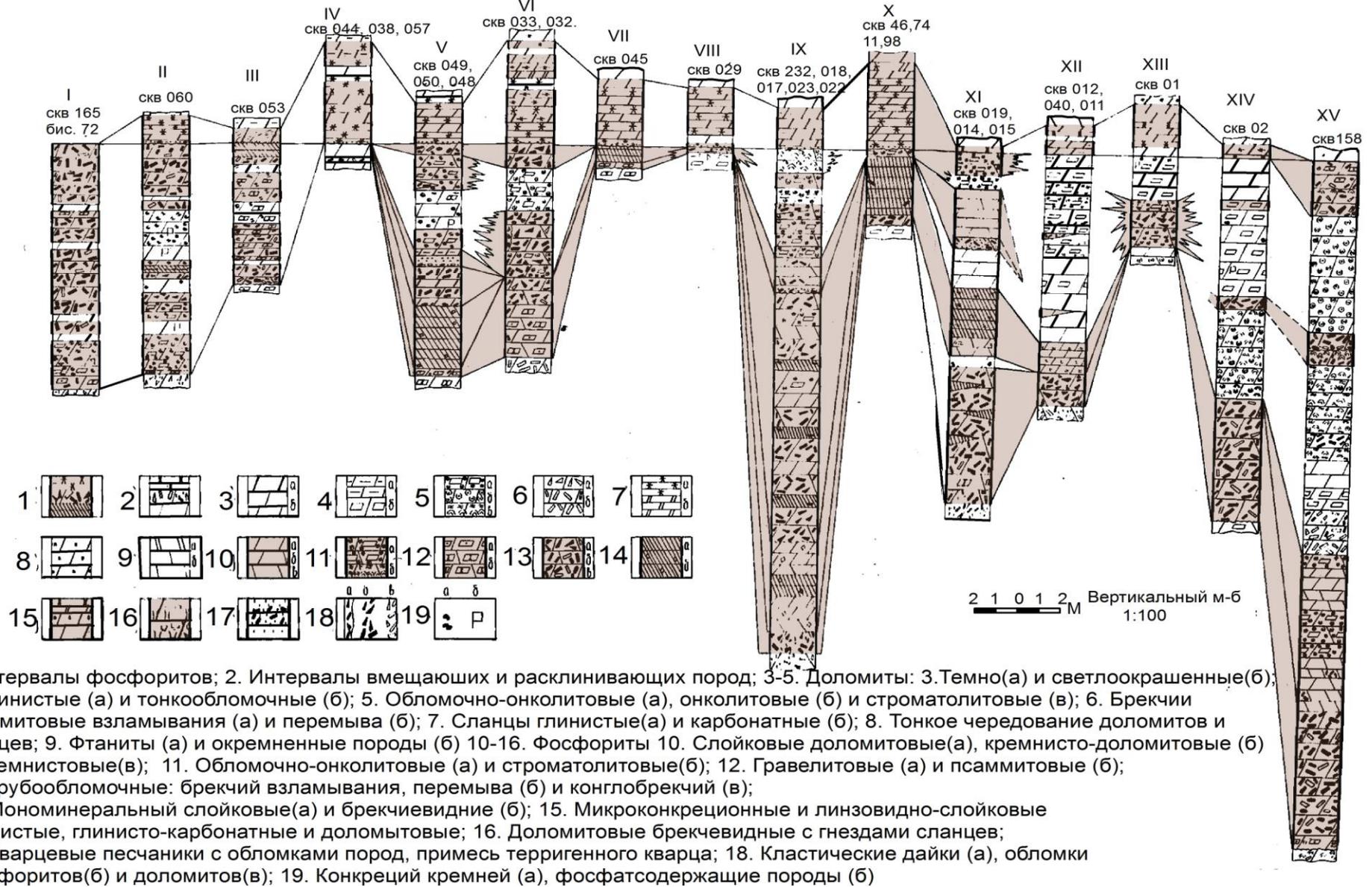


Рис. 1.5.3.4. Составил Георгиевский А.Ф.

Поперечные литолого-фациальные профили главного пласта Харанурского месторождения (1 и 2 ритмы)

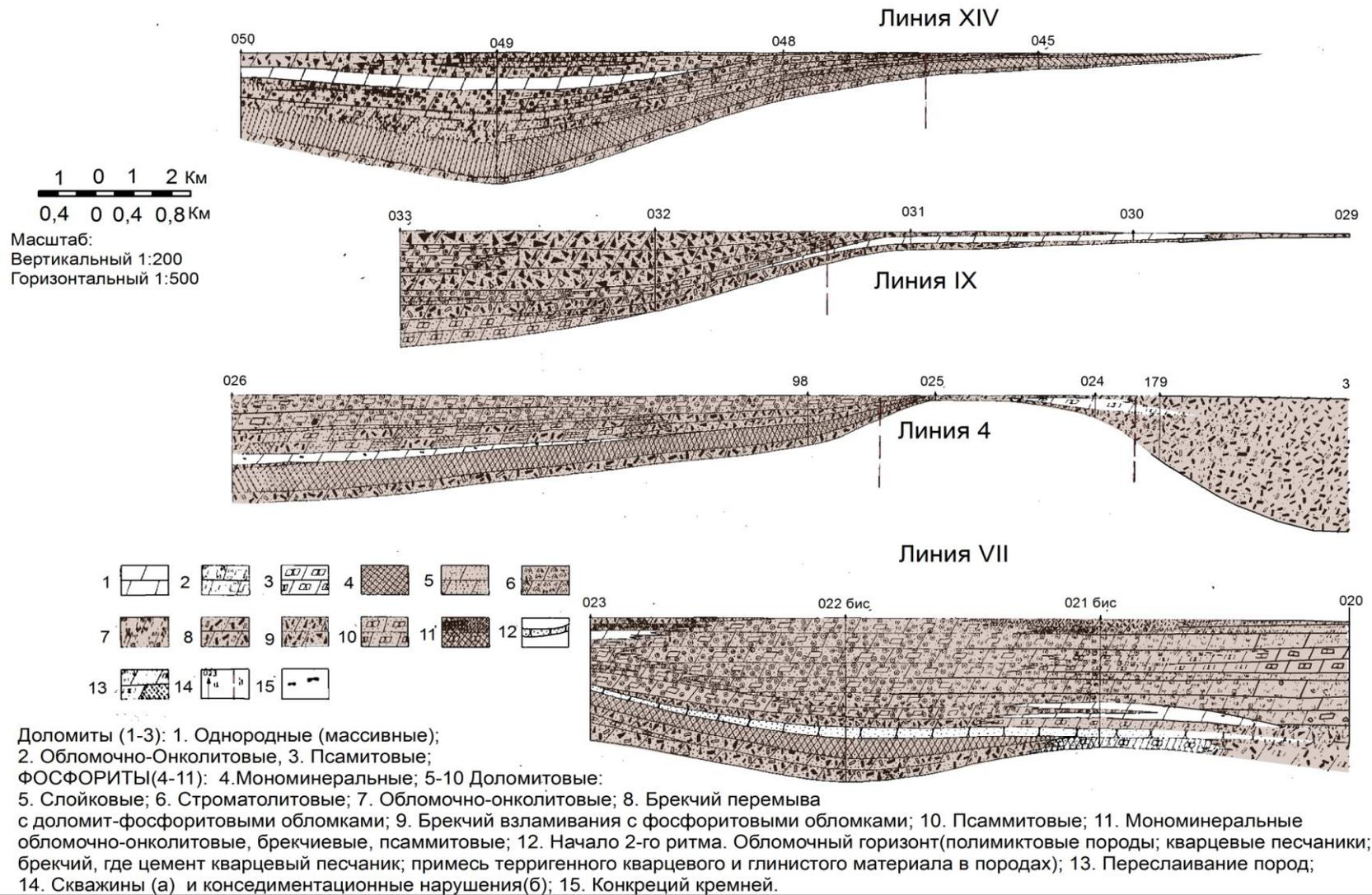
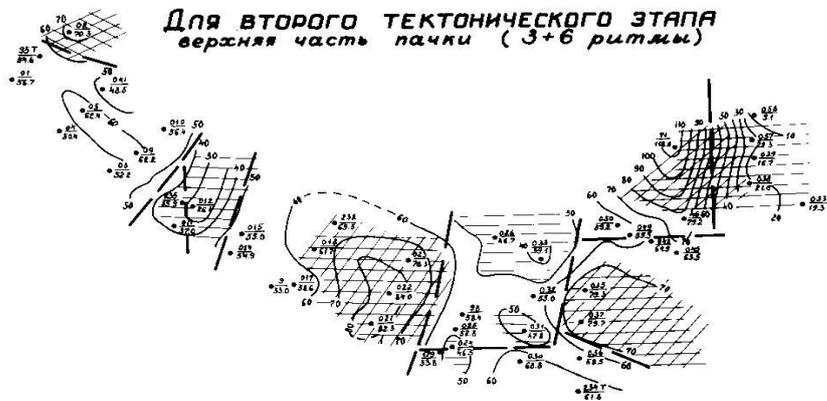


Рис. 1.5.3.5 Составил Георгиевский А.Ф.

Для всей фосфоритной пачки



Для второго тектонического этапа
верхняя часть пачки (3+6 ритмы)



Для первого тектонического этапа
нижняя часть пачки (1+2 ритмы)

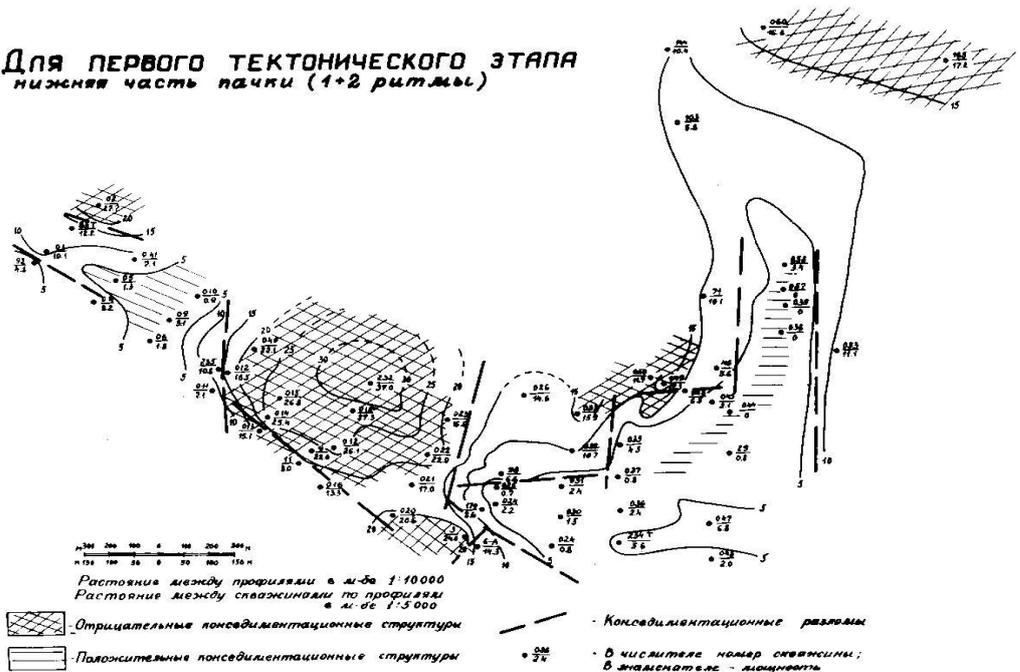


Рис. 1.5.3.6. Схема изопачит и палеоструктур центральной части Харанурского месторождения (для основных этапов фосфоритной пачки). Составил Георгиевский А.Ф.

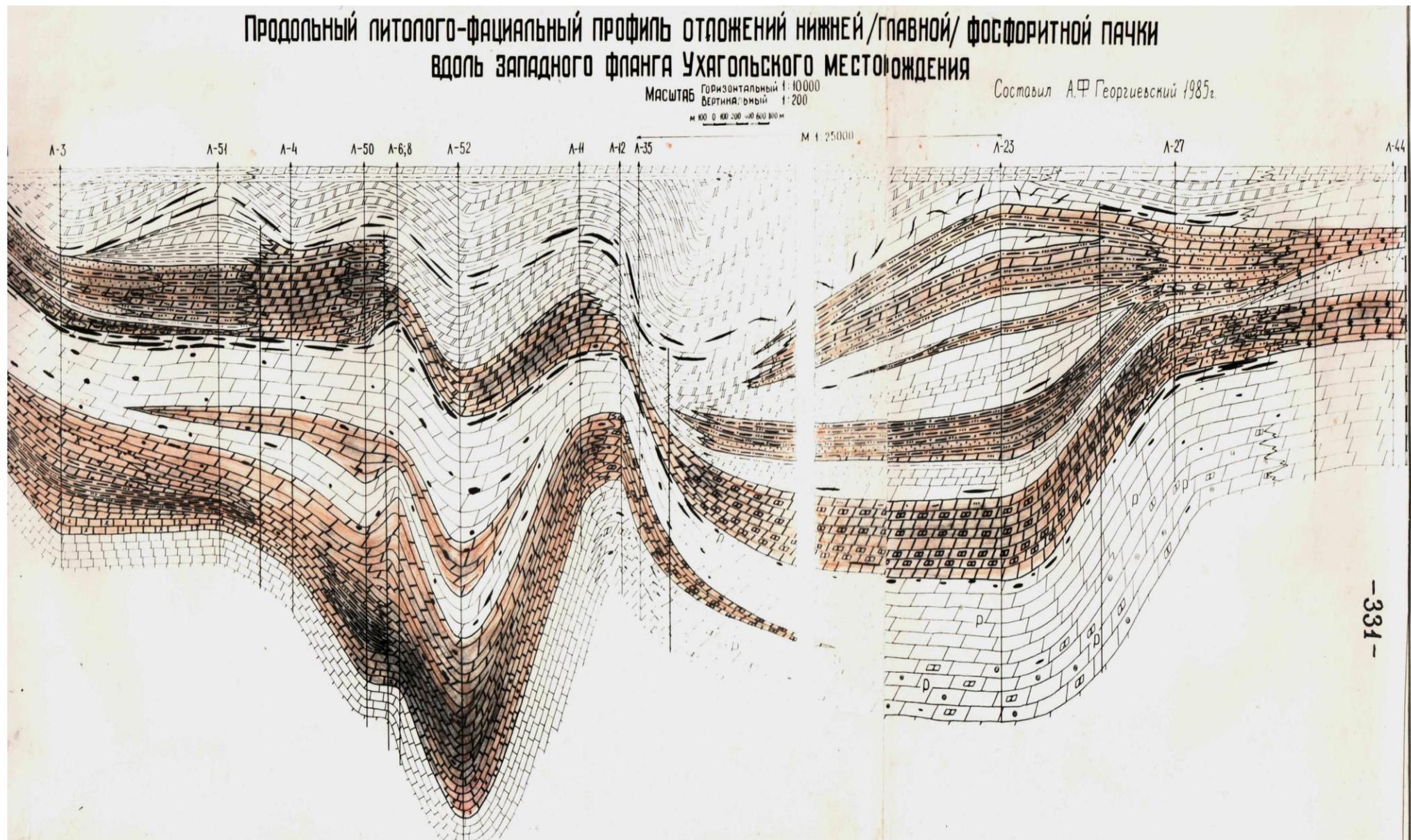
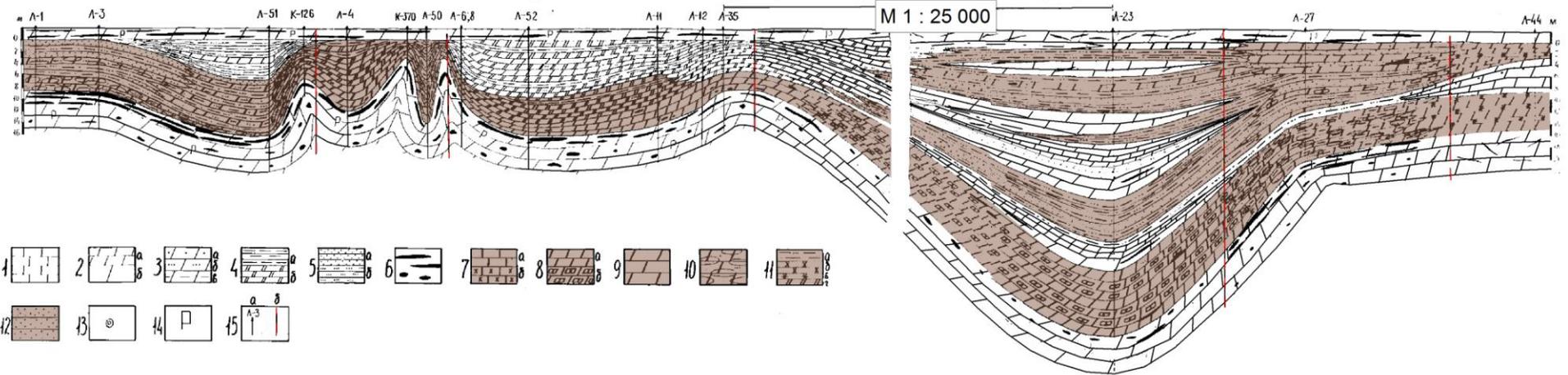


Рис.1.5.3.8. Составил Георгиевский А.Ф.

Нижняя фосфоритная пачка Ухагольского месторождения

Литолого - фациальный профиль третьего фосфоритного пласта



Литолого - фациальный профиль первого и второго фосфоритных пластов



1. Известняки; 2-3. Доломиты: 2-токослоистые (а) и массивные(б); 3. С песчаной (а), алевритовой (б) и глинистой примесью; 4. Сланцы глинистые (а), глинисто-карбонатные(б);
5. Песчаники кварцевые (а) и песчаная примесь в породах, алевролиты (б) и алевритовая примесь в породах; 6. Выделения кремней; 7-12. Фосфориты: 7. Известковистые песчаниковоподобные, с выделениями неправильной формы (а) и псаммитовые (б);
8. Доломитовые слойковые, с фосф. Выделениями неправильной формы и песчаниковоподобные (а); псаммитовые (б); 9. То же, микроконкреционно-линзовидные;
10. То же, собственно конкреционные; 11. Преимущественно микроконкреционные глинистые (а), глинисто-кремнистые (б), слюдисто-кремнистые(в), глинисто-карбонатные(г) «сланцевые»; 12. Кварцево-песчаниковые пеллетные и микроконкреционные; 13. Остатки онколитов; 14. Фосфатсодержащие породы;
15. Разведочные линии(а); конседиментационные разрывные нарушения(б)

Рис. 1.5.3.8 (продолжение). Составил Георгиевский А.Ф.

1.5.4. Фациальная изменчивость фосфоритоносной забитской (дооднурской) свиты и основные черты палеогеографии ОХФБ в забитское (дооднурское) время.

Фациальная изменчивость забитской свиты Хубсугульского прогиба, а также Боксон-Сархойского синклинория рассмотрена в ряде работ [42, 47, 171, 183, 191, 190, 258, 264, 266, 287, 307, 444]. Однако, в последние годы появились новые данные, которые вносят существенные дополнения и коррективы в сложившиеся представления. Кроме того, другие площади изучены все еще слабо. По ним имеются только несистематизированные описания отдельных разрезов и единичные сообщения об изменении отложений на локальных структурах. Учитывая это, автором проведено обобщение материалов и анализ фациальной изменчивости забитской (дооднурской) свиты и ее аналогов в пределах всего Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. В результате составлена палеогеографическая схема региона для забитского (дооднурского) времени (рис.1.5.4.1). В ней использованы материалы предыдущих исследователей 36, 43, 47, 51, 154, 171, 183, 189-191, 258, 264, 266, 268, 287, 307, 444, 447- 449, 452-455, 457, 462, 464, 469, 471, 473, 474, 484, 489, 491, 492, 494, 495, 497, 499, 500, 502 и собственные данные автора.

Методика построения схемы определялась степенью изученности геологии региона. В соответствии с последней, при составлении схемы оказалось возможным учесть в основном только два наиболее информативных параметра – мощность и средний породный состав забитской (дооднурской) свиты. На основании их анализа выявлялись основные черты палеогеографии Окино-Хубсугульского бассейна. В тех случаях, когда имелись необходимые материалы, результаты корректировались данными текстурного анализа. Важно отметить, что при построении схемы не проводились палинспастические реконструкции, выполнение которых оказалось невозможным из-за недостаточной изученности тектонического строения региона. Другим моментом, ограничивающим достоверность схемы, явилось отсутствие на отдельных площадях полных разрезов свиты, а также недостаточная детальность их описания. Таким образом, настоящая схема отражает только самую общую картину фациальной изменчивости свиты и палеогеографию забитского (дооднурского) времени в Окино-Хубсугульском бассейне. Как видно на рис.1.5.4.1, в пределах рассматриваемого региона осадконакопление в течение забитского (дооднурского) времени в целом было сконцентрировано на трех крупных площадях: в Хубсугульском прогибе, Ильчирском и Боксон-Сархойском синклинориях. В Хубсугульском прогибе отложения забитской (дооднурской) свиты представлены в осевой части известняками, а по краям – существенно доломитами, которые на востоке и западе включают пачки и прослои глинисто-песчаных и псефитовых пород. В соответствии с этим устанавливается центральная относительно глубоководная, и краевые, относительно мелководные (до 100 м), области морского бассейна, а также вос-

точное, западное и северное положение ограничивающих его массивов суши и подводных поднятий. К югу полоса известняков расширяется, что указывает на раскрытие бассейна в направлении Идерской геосинклинали [171, 172, 183]. Для восточной и западной краевых частей бассейна имела место сложная фациальная зональность, отражающая особенности карбонатакопления и распределение терригенных и кремнистых отложений. Так, на востоке при удалении от оси бассейна проходит последовательная схема меридионально вытянутых областей развития известняков, известняков и доломитов, доломитов с кремнями, а также областей со сложным комплексом отложений (рис.1.5.4.1). В последних распространены доломиты, включающие в изменчивых количествах пачки известняков, конглобрекчий, кремней, песчаников, сланцев. Наиболее заметно меняются содержания кремнистых и терригенных пород. Наличие их положено в основу выделения фациальных областей, поскольку они отражают основные различия условий седиментации в этих частях бассейна. По направлению к северу и востоку доля кремней вначале увеличивается, затем резко падает, тогда как содержание терригенных компонентов уменьшается в южном направлении. Однако, после исчезновения они вновь появляются на самом юге (рис.1.5.4.1).

Таким образом, принимая во внимание вышеизложенное, по восточному борту Хубсгультского прогиба реконструируется сложно построенная часть морского бассейна. Главными ее элементами являлись области с неустойчивым морским режимом, где обстановки мелководья периодически прерывались условиями относительно глубокого моря. Кроме того, выявляется существование двух источников сноса, располагающихся соответственно с северной и южной стороны.

По западному борту прогиба фациальная зональность также была резко выражена. Наиболее отчетливо она выявляется по наличию среди развитых здесь известняково-доломитовых отложений мощных (до 200 м) пачек песчаников и конгломератов – на севере, многочисленных кремней – в центре и пачек глинистых сланцев (до 150 м) – на самом юге. Помимо продольной (меридиональной), прослеживается и поперечная (широтная) зональность, повторяющая, в общих чертах, ранее рассмотренную последовательность зон восточного борта. Соответственно восстанавливается и сходная палеогеографическая картина. На западе реконструируется область с изменчивым морским режимом и сложным комплексом отложений. Ближе к оси прогиба ее сменяет умеренно мелководная область с доломитами и резко выраженным кремненакоплением. И еще далее к востоку следует глубоководная область с известняками. Кроме того, выделяются северная и южная область периодических палеотечений, расположенных на площадях локализации терригенного материала, который поступал в бассейн с юго – и северо-запада. Обращает внимание резкое ограничение распределения терригенных пород на севере по южному крылу Боксон-

Сархойского синклиория (рис.1.5.4.1). Это свидетельствует о существовании здесь подводного поднятия, служившего препятствием для проникновения на север терригенного материала.

В Ильчирском синклиории забитские отложения, описываемые как горлыкские или ямангольские образования, в целом повторяют схему размещения их в Хубсугульском прогибе. Центральную часть синклиория занимают углеродистые известняки, а его периферию – существенно доломитовые малокремнистые отложения. Они включают водорослевые остатки, пачки конгломератов, песчаников, сланцев и песчанистых доломитов. На основании этого устанавливается осевая, наиболее глубоководная, область морского бассейна, полоса окаймляющих ее мелководных областей, а также положение окружающих их массивов суши (рис.1.5.4.1). Судя по поведению известняков, бассейн расширился на восток, где вероятно, соединялся с Джидинской геосинклиналью [171, 173].

В Боксон-Сархойском синклиории забитская свита, в отличие от ранее рассмотренных площадей, сложена доломитовыми толщами, которые лишены пачек известняков, крайне обеднены терригенными породами, а по мощности заметно уступают одновозрастным образованиям Хубсугульского прогиба и Ильчирского синклиория (рис.1.5.4.1). Исключение составляют локально развитая на северо-востоке область, где в составе свиты в заметных количествах присутствуют известняковые и глинистые отложения. На остальной территории изменчивость свиты проявлена в структурно-текстурных различиях доломитовых пород, в колебании их мощности и распределении терригенных примесей. Так, в западной и центральной части Боксон-Сархойского синклиория свита преимущественно представлена монотонными доломитами. На востоке она сложена по большей части водорослевыми и обломочными разностями этих пород, а также доломитовыми брекчиями. На юге в составе ее отложений появляется терригенный кварц и прослой мергелей, на севере мощные (до 209 м) пачки валунно-галечных конгломератов. Изменение отложений в целом происходит на фоне уменьшения их мощности с удалением от оси синклиория и его периферии (с 800 до 400-100 м). Учитывая это, а также все вышеизложенное на рассматриваемой площади реконструируется открытый на запад в сторону Тувинской геосинклинали крупный морской водоем, ограниченный от соседних бассейнов цепью подводных и надводных поднятий. В его центральной и западных частях восстанавливается область с умеренными глубинами; на севере и юге – мелководные области, примыкающие к поднятиям; на востоке – обширная сложно построенная площадь мелководья, включающая три фациальные области (рис.1.5.4.1). Две из них, с устойчивым мелководным режимом, характеризовались несколькими различными фациальными обстановками, в результате чего в одних случаях широко развивались водорослевые организмы, а в других они отсутствовали. Третья область,

разделявшая две первых, обладала изменчивым морским режимом, при котором обстановки мелководья временами сменялись условиями более глубокого моря.

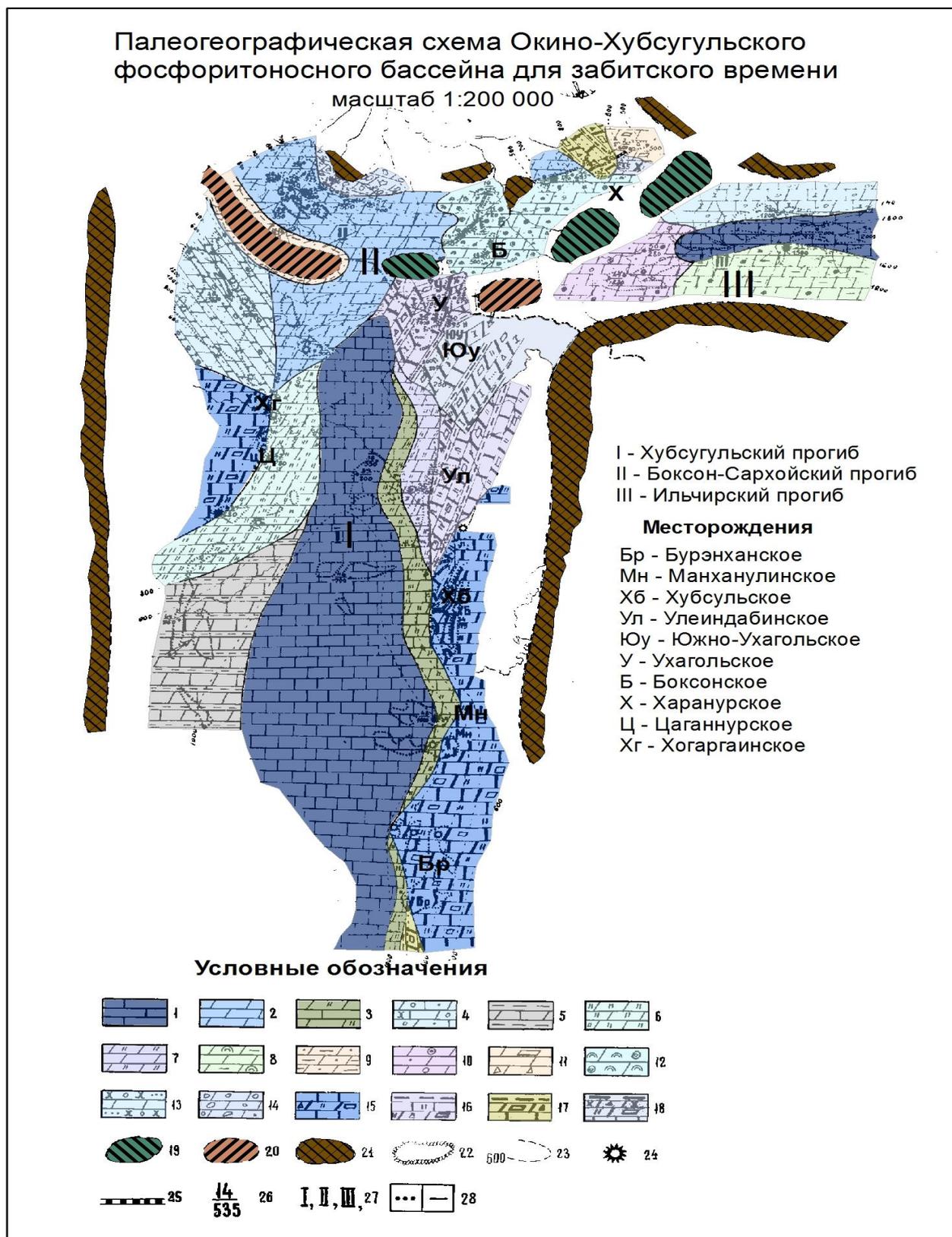


Рис. 1.5.4.1. Составил Георгиевский А.Ф.

Условные обозначения к рис. 1.5.4.1. Палеогеографическая схема Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна для забитского (доднурского) времени.

1-18 – Области морской седиментации: 1- Существенно глубоководная с известняковым осадконакоплением. 2- Умеренных глубин, с доломитовым осадконакоплением, протекавшим ниже базиса волнения. 3- То же, с известково –доломитовым осадконакоплением и слабо проявленным кремне-накоплением. 4- Приближенная к береговой линии область моря мелководного и гидродинамически активного в начале забитского (дооднурского) времени и глубоководного – в конце (зона аккумуляции в начале забитского времени конгломератов и доломитов с прослоями песчаников и мергелей; в конце известняков). 5- Слабых палеотечений, умеренно мелководных с карбонатным (существенно доломитовым) осадконакоплением, протекавшим на фоне интенсивного поступления глинистого материала (зона накопления преимущественно доломитов с мощными – до 150 м - пачками глинистых сланцев). 6- Умеренно мелководная, с ослабленным гидродинамическим режимом с доломитовым осадконакоплением и резко выраженным кремненакоплением. 7- То же, с заметно проявленным кремненакоплением. 8 – Мелководная, со спокойным гидродинамическим режимом, с доломитовым осадконакоплением, временами со слабо проявленной аккумуляцией глинистого материала и отдельными периодами с активным развитием водорослей. 9 – То же, гидродинамически слабоактивная, развитая вдоль пассивных подводных поднятий (зона накопления слабо песчаных доломитов с прослоями мергелей). 10 – То же, приближенная к береговой линии, с кратковременными периодами активного гидродинамического режима, преимущественно с доломитовым осадконакоплением и незначительным развитием органогенных образований (зона накопления хемогенных, редко онколитовых доломитов, включающих маломощные прослои песчаных доломитов и конгломератов с железисто – глинистым цементом). 11- То же, с периодически активным гидродинамическим режимом, с чередующейся аккумуляцией хемогенных и обломочных доломитов, а также доломитовых брекчий. 12- То же, с широким распространением биогенных построек (зона преимущественного накопления водорослевых, органогенно-обломочных и микрозернистых (микритовых) доломитов, а также псефитовых образований). 13- Активных палеотечений, мелководная с ускоренным осадконакоплением, характеризующимся постепенным уменьшением поступления терригенного материала в направлении осевой части бассейна (зона накопления доломитов с мощными – 200 м пачками песчаников и линз конгломератов). 14 – Активного мелководья, примыкающая к областям размыва (зона интенсивного накопления карбонатных псефитов). 15- Со сложным рельефом дна и неустойчивым морским режимом: периоды существенного мелководья прерывались периодами относительно глубокого моря (зона накопления обломочных, хемогенных и органогенных доломитов, псефитовых пород, чередующихся с мощными -50-150 м – пачками известняков; характерно заметно проявленное кремненакопление). 16- То же, но с отчетливо выраженным кремненакоплением и характерной, хотя и слабо проявленной, аккумуляцией глинистого материала (пачки глинистых сланцев мощностью до 10 м). 17- То же, но без кремненакопления. 18- То же, но с подавленным кремненакоплением и заметным периодическим поступлением глинисто-песчаного материала (пачки песчаников и сланцев мощностью до 30м).

19-20 – Внутрибассейновые поднятия: 19 – подводные, 20- периодически осушаемые. 21- Контур предполагаемого древнего континента, 22-Контур выходов отложений забитской (дооднурской) свиты, 23- Изопахиты забитской (дооднурской) свиты, 24-Фосфоритопоявления, 25- Фосфоритовые месторождения: Х - Харанурское; Б - Боксонское; У-Ухагольское; Юу - Южноухагольское; Ул - Улеиндабинское; Хб-Хубсугульское; Мн – Манханулинское; Бр – Бурэнханское; Ц – Цаганурское ; Хр – Хогарганское.

26 – В знаменателе – мощность забитской (дооднурской) свиты; в числителе – разрезы свиты: 1-13 – по Георгиевскому; 14-21 – по Семихатову и др. (1967); 23-24 – по Бутову и др. (1974); 25 – Далматову (1970); 26 – по Язмиру (1970); 27- по Волколакову и др. (1956); 28-29 – по Алексею (Белоголовов и др. 1974); 30-34 – по Осокину и др. (1975); 34-35 - по Семейкину (Еганов, 1983); 36-44 – по Волкову (1974); 45-48 – по Ильину (1973); 49-51 – по Хлыстову и др. (1978); 52 – по Ефремову (1973); 53-54 – по Ставскому и др. (1973); 55 – по Белоголовому и др.(1974); 55 – по Шуляку и др. (1989). 27 - Синклинии: I – Хубсугульский; II – Боксон-Сархойский; III – Ильчирский. 28 – Примесь в породах терригенного материала: а – песчаного, б –глинистого.

1.5.5. Особенности локализации фосфорного орудения на площади ОХФБ и некоторые аспекты фосфоритообразования.

Для понимания процессов фосфоритообразования важно проанализировать вышеизложенный материал по фациальной изменчивости отложений с позиций закономерностей локализации фосфорного оруденения в пределах Окино-Хубсугульского бассейна. С этой целью на палеогеографическую схему нанесено положение месторождений и проявлений фосфоритов. Как видно из схемы (рис. 1.5.4.1), фосфатонакопление приурочено к полосе, ограниченной, с одной стороны наиболее глубоководными областями бассейна, где накапливались монотонные известняки либо доломиты, с другой стороны отделялась от массивов суши прибрежными областями мелкоморья, обломочные осадки которых большей частью не сохранились в современном срезе структур региона.

Фосфориты формировались в довольно широком диапазоне палеогеографических обстановок. Однако, оптимальные условия для образования фосфоритовых месторождений в большинстве случаев складывались в областях с неустойчивым морским режимом, где периодически происходило чередование условий относительно глубокого и мелкого моря. Исключением является Боксонское и Цаганурское месторождения, которые, как видно из схемы, не связаны с данными областями. Однако, при оценке этого факта следует иметь в виду, что Боксонское месторождение представлено специфическими, бедными рудами ($P_2O_5 \sim 8\%$), не имеющими аналогов на других месторождениях. Кроме того, особенности его разреза свидетельствуют о сходстве характера осадконакопления в области локализации месторождения и в областях с неустойчивым морским режимом. И в том, и в другом случае осадконакопление протекало на фоне чередования обстановок обмеления и углубления моря. Но, в отличие от областей с неустойчивым режимом, где дифференциация обстановок была выражена крайне интенсивно, в районе Боксонского месторождения она проявлялась нерезко. Что касается Цаганурского месторождения, то представление о его палеогеографическом положении базируется на знаниях разреза только северного фланга. Разрез же основной части месторождения, где сконцентрированы главные запасы, все еще не изучен и нельзя исключить возможность принадлежности месторождения к области с неустойчивым морским режимом.

Учитывая очевидную связь фосфатонакопления с областями с неустойчивым режимом, целесообразно рассмотреть их более внимательно. В частности, интересную информацию о них дает анализ изопахит забитской (дооднурской) свиты. Как видно из схемы, во всех случаях, где имеется достаточно точек наблюдения, отмечаются резкие изменения на коротких расстояниях мощностей свиты. Обычно разница в значениях мощностей составляет не менее 50 м, а нередко достигает 100-150 м. Это свидетельствует о том, что в забитское (дооднурское) время рассматриваемые области представляли собой тектонически неоднородные.

родно построенные площади, которые состояли из сложно сочетающихся положительных и отрицательных конседиментационных тектонических структур. Ранее, на примере Харанурского месторождения (см. разд. 1.5.3), было показано, что такие структуры представляли собой тектонические блоки, выраженные в рельефе морского дна в виде поднятий и прогибов. Одновременно была вскрыта закономерная приуроченность фосфоритовых залежей к прогибам и практическое отсутствие их на поднятиях. Принимая это во внимание, а также учитывая, что рельеф дна отражал характер конседиментационных структур, был сделан вывод о рудоконтролирующем значении в размещении фосфоритов тектонического фактора. Похожий вывод следует из анализа материалов по самым крупным и наиболее изученным месторождениям бассейна – Хубсугульскому (рис. 1.3. 5.(а).1) и Ухагольскому (рис. 1.5.3.8).. Это позволяет предположить, что выявленная особенность локализации фосфоритов является справедливой для большинства месторождений региона. Из сказанного следует: области с неустойчивым морским режимом необходимо рассматривать как площади морского бассейна с повышенной тектонической активностью и сложным рельефом дна, где размещение фосфоритовых залежей подчиняется тектоническому контролю. Анализ палеогеографической схемы и мощностей забитской (дооднурской) свиты позволяет наметить соподчиненные конседиментационные тектонические структуры, контролировавшие фосфатонакопление. К структурам первого порядка относятся Хубсугульский, Боксон-Сархойский, Ильчирский прогибы и ограничивающие их жесткие блоки фундамента. Первые представляли собой области преобладающих нисходящих движений и выделялись как крупные бассейны седиментации. Вторые испытали слабое вздымание и являлись территориями, поставлявшими в бассейны обломочный материал. К сочленениям отрицательных и положительных структур этого ранга приурочены зоны размещения месторождений. Ширина зон, как видно на примере Хубсугульского прогиба, не превышала 10 – 20 км. Судя по наиболее изученной северной части ОХФБ, эти зоны являлись областями развития структур второго порядка. Примером их служат Ухагольская, Харанурская и Боксонская структуры. Две первых из них соответствовали участкам интенсивного прогибания дна палеобассейна с компенсированным осадконакоплением значительной мощности. На их фоне Боксонская структура с малыми амплитудами погружения выступала в роли разделяющего поднятия с маломощным осадконакоплением. Конфигурация структур близка к изометричной. Размер их колеблется в пределах 30-50 км. К этим образованиям приурочены площади одноименных месторождений. Причем, крупные месторождения связаны с Ухагольской и Харанурской отрицательными структурами, тогда как Боксонское месторождение бедных руд - с положительной. Таким образом, структуры второго порядка контролировали размещение месторождений.

Анализ изопахит наиболее изученного Харанурского месторождения показывает, что структуры второго порядка имели сложное строение. Как видно из рис. 1.5.3.2-1.5.3.6, здесь на фоне общего погружения существовал ряд подчиненных отрицательных и положительных структур линейной и изометричной конфигурации, морфологически выраженных в виде мелких поднятий и западин рельефа дна бассейна. Фосфоритовые залежи приурочены к отмеченным западинам (негативным тектоническим структурам) и, следовательно, последние контролировали их размещение на месторождении (см. разд. 1.5.3).

Подобная картина выявляется и на самом крупном в ОХФБ Хубсугульском месторождении. Выделяемые в его пределах участки Онголикский, Урундушский и Джинхаинский, также представляют собой довольно крупные конседиментационные структуры. Две первых из них с карбонатным и, соответственно, с кремнисто – глинистым составом отложений, - это области активного прогибания, которое компенсировалось накоплением осадков мощностью 136 м - в одном, и 60 м - во втором случае. На их фоне Джинхаинская структура развивалась в режиме замедленных нисходящих движений и выступала в роли подводного, сложно построенного рифового строматолитового сооружения с фосфоритной пачкой мощностью в 15-53 м. При этом, в процентном соотношении запасы руд по участкам распределяются как 61, 38 и 1%. Если попытаться проанализировать размещение основных рудных тел месторождения в контурах отмеченных участков, то и здесь не трудно заметить контролирующую роль рельефообразующих малых положительных и отрицательных конседиментационных блоковых структур дна палеобассейна в локализации бедных и богатых фосфоритов (рис. 1.3. 5.(а).1).

Как известно, мощности отложений в целом отражают характер тектонических движений территории, где эти отложения развиты. Поэтому представляет интерес проанализировать по изменению мощностей особенности тектонических движений на месторождениях во время фосфатонакопления. Такой анализ проведен на примере Харанурского месторождения как наиболее изученного объекта ОХФБ. Для целей анализа был введен индекс дифференцированности тектонических движений (I_d). Индекс дифференцированности - это выраженное в процентах усредненное отклонение мощностей развития на месторождении отложений от средней их мощности. Расчет I_d проводился следующим образом. По существующей на месторождении разведочной сети горных выработок определялись значения истинной мощности фосфоритной пачки и вычислялись в метрах их отклонения от средней ее мощности. Полученные величины, выраженные в метрах, переводились в проценты, и рассчитывалось усредненное их значение по месторождению (I_d).

$$I_d = \frac{100(S - M_1 + S - M_2 + \dots + S - M_n)}{S \cdot n} \%$$

где S - средняя мощность пачки (пластов) по месторождению;

$M_{1...n}$ – мощность пачек (пластов) по конкретным выработкам;

n – число выработок.

Очевидно, чем больше I_d , тем более дифференцированными были тектонические движения во время накопления фосфоритной пачки. По Харанурскому месторождению I_d рассчитывался для Харажелгинского участка, разбуренного по сети 100 x 400 м и включающего 75% всех запасов месторождения. Полученные результаты приведены в таблице 1.5.5.1. Одновременно, те же параметры показаны по Онголигнурскому участку Хубсугульского месторождения.

Таблица 1.5.5.1.

Индексы дифференцированности тектонических движений (I_d %) по месторождениям.

месторождения	фосфоритная пачка	нижний пласт	верхняя часть пачки	верхний пласт	количество замеров по скв
Хубсугульское	$\frac{29,1}{89}$	$\frac{64,3}{11,8}$		$\frac{42,5}{15,6}$	109
Харанурское	$\frac{30,2}{65}$	$\frac{71,3}{10,6}$	$\frac{29,1}{54,2}$		46
Коксу	$\frac{25,8}{57,4}$	$\frac{49,09}{11,2}$		$\frac{28,8}{13,7}$	102
Абу-Тартур*	$\frac{18,9}{35,2}$	$\frac{32,4}{7,0}$			47

Примечание: В числителе - I_d ; в знаменателе – средняя мощность отложений.

* Материалы для расчетов были любезно представлены Н. И. Юдиным.

Для сравнения в таблицу также включены данные по месторождениям Коксу (Казахстан, Каратауский бассейн) и Абу–Тартур (Египет, Аравийско –Африканский бассейн), представляющие соответственно микрозернистые и зернистые типы фосфоритов. Поскольку в I_d не учитывается временной фактор, для объективности результатов, сравнение I_d проведено для сопоставимых по мощности интервалов разреза.

Из таблицы можно сделать следующие выводы: 1. На месторождениях Харанурском и Коксу при формировании фосфоритных пачек в целом существовали два основных тектонически различных этапа. Первый этап связан с нижним фосфоритным пластом и выделяется как период наибольшей дифференциации тектонических движений ($I_d = 71,3$ и $49,1$ соответственно). Второй этап приурочен ко времени формирования верхних частей фосфоритных пачек и характеризуется заметной стабилизацией тектонического режима ($I_d = 29,1$ и $28,8$). На Харанурском месторождении формирование основных запасов фосфоритов происходило в первый этап, на месторождении Коксу – во второй этап. Важно отметить, что в первом случае накапливались преимущественно афанитовые фосфориты, во втором, как видно из работ [112, 113,115] – микрозернистые. На месторождении Коксу, по данным

[112,114,115], присутствие афанитовых фосфоритов также отмечено в нижней части фосфоритной пачки, связанной с первым тектоническим этапом. Таким образом, получается, что формирование афанитовых фосфоритов, в отличие от микрозернистых, в целом, происходило в период усиления дифференциации тектонических движений. 2. Дифференцированность тектонических движений на месторождениях фосфоритов разного типа различна и закономерно возрастает от «зернистых» (Абу – Тартур; $I_d = 18,9\%$) к афанитовым (Харанур; $I_d = 30,2\%$). Месторождения микрозернистых фосфоритов занимают промежуточное между ними положение (Коксу; $I_d = 25,8\%$).

Дополнительную информацию дают данные по Хубсугульскому месторождению. Как видно из таблицы, по интенсивности I_d они вполне согласуются с харанурскими цифрами. Это еще раз подтверждает вывод о своеобразии афанитового фосфатонакопления по сравнению с другими генетическими типами фосфоритообразования. Вместе с тем, обращает внимание существенный разброс значений I_d по Харанурскому и Хубсугульскому месторождениям по верхней части фосфоритной пачки (29,1% и 42,5%). При этом, в первом случае интервалу разреза соответствует затухание процесса фосфатонакопления, тогда как во втором – новый его всплеск, во время которого сформировался пятый пласт, включающий около 40% запасов месторождения. Таким образом, применительно к Окино – Хубсугульскому бассейну, здесь вновь намечается связь фосфатонакопления с нарастающей активностью тектонических движений.

При характеристике конседиментационных тектонических движений важное место занимает временной фактор. В геологии для оценки времени и скорости формирования отложений используется в основном радиоизотопный и палеонтологический методы. В ОХФБ в силу специфики пород фосфоритных пачек применение их для решения этих задач не представляется возможным. По-видимому, удовлетворительно этот вопрос можно решить, если подойти к нему с позиций варвохронологического метода, воспользовавшись особенностями строения отложений фосфоритной пачки Харанурского месторождения. Как было ранее показано, для них характерна тонкая от долей до первых мм слойчатость. Последняя обусловлена преимущественным чередованием пар слоев карбонатного и глинистого, глинистого и кремнистого, фосфатного и карбонатного, фосфатного и кремнистого, фосфатного и глинистого составов, а также карбонатных или глинистых слоев, обогащенных и небогатых органическим веществом. Очевидно, что по характеру тонкая слойчатость во многом напоминает сезонную слоистость фанерозойских отложений и может быть объяснена первичным сезонным поступлением в бассейн глинистого материала, садкой химических компонентов, заморами и захоронением планктонных организмов. Если это так, то, проводя подсчет пар слоев в разрезе фосфоритной пачки, можно

определить в абсолютных значениях время ее формирования. Такой расчет выполнен по скв. 98, вскрывшей средний по мощности разрез пачки. Важно, что здесь отмечены только единичные кратковременные перерывы, которые, в целом, не могут принципиально исказить результаты расчета. Для целей расчета по скважине были выделены интервалы одинаковых пород мощностью 5-150 см. Затем в каждом интервале через 5-25 см отбирались штуфы (5-20 см), по которым с помощью лупы подсчитывалось суммарное количество пар слойков. По этим цифрам расчетным путем определялось количество слойков, приходящихся на определенный интервал. Суммированием по всем интервалам полученных величин определялось общее число пар слойков по разрезу. В камеральный период результаты подсчета корректировались данными, полученными по шлифам. Общее число слойков по разрезу 53694 шт., что соответствует времени накопления фосфоритной пачки 26847 лет. Следовательно, скорость формирования будет равна: $65 \text{ м} : 26847 = 2,4 \text{ мм /год}$ или 2,4 м за тысячу лет.

Полученные результаты интересно сопоставить с данными по месторождениям других типов фосфоритов, в частности, с зернистыми фосфоритами – типично платформенными образованиями. С этой целью взято месторождение Восточное, расположенное в Сирии и принадлежащее к верхнекампанскому подъярису верхнего мела [276]. Как известно продолжительность всего кампанского яруса оценивается в 5 млн. лет*. Следовательно, длительность верхнего подъяруса приблизительно можно оценить в 2,5 млн. лет. По данным [276] на месторождении подъярус представлен известковым и фосфоритоносным горизонтами со средней мощностью 18 м и 14 м соответственно. Учитывая это, время формирование фосфоритоносного горизонта оценивается в 1,1 млн. лет, что соответствует скорости фосфатонакопления 1,3 см за тысячу лет. Сопоставляя эти цифры с ранее полученными по Харанурскому месторождению, можно говорить о значительных различиях процессов формирования афанитовых и зернистых фосфоритов. Конечно, приведенные расчеты носят приближенный характер. Однако, установленный порядок цифр, а также общая тенденция в продолжительности и скорости накопления афанитовых и зернистых фосфоритов, по нашему мнению заслуживает внимания.

В первом приближении представление о тектоническом характере структур дают мощности накапливающихся здесь осадочных толщ. В таблице 1.5.5.2 приведены соответствующие данные по месторождениям разных фосфоритоносных бассейнов.

* по Геохронологической таблице, ВСЕГЕИ, 1983 г.

Таблица 1.5.5.2.

Сравнение мощностей продуктивных пачек месторождений афанитовых и других типов фосфоритов.

№ п/п	Месторождения	Мощность (м)	№ п/п	Месторождения	Мощность (м)
1	Харанурское	130 820/265	14	Куньмин	20 74/40
2	Ухагольское	85 1070/490	15	Кайян	6 6/0
3	Хубсугульское	130 720/340	16	Веньян	40 50/10
4	Цаганурское	80 780/390	17	Циншань	77 130/60
5	Саржаковское	400 3100/2250	18	Тапоа	40
6	Тамалыкское	130 900/180	19	Коджари	15
7	Сейбинское	100 900/ 600	20	Пенджарра	15 78/63
8	Белкинское	176 400/105	21	Дачис	17 87/70
9	Чулатау	20 34/11	22	Бу-Кра	15 25/3
10	Аксай	38 55/12	23	Хурибга	20 28 /8
11	Коксу	61 76/15	24	Джебелъ-Онк	30 40/0
12	Кокджон	25 52/22	25	Металуи	23 30/7
13	Куньян	15 20/5	26	Абу-Тартур	14 51/0

Примечания: а). Выделенные цифры – мощность продуктивной пачки; дробь в числителе- мощность фосфоритоносной свиты, в знаменателе – мощность отложений, подстилающих продуктивную пачку. б). **ОХФБ:** 1-3-данные автора, 4- [171]. **АСО:** 5-7- [122]; 8- [228]; **КФБ:** 9-12 - [324, 325]. **Бассейн Янцзы:** 13- [39]; 14,16,- [328,329];15,17-[247]. **Бассейн Синеклизы Вольта:** 18 - [436]; 19- [171]; 20- [406]. **Бассейн Джорджина:**21- [388, 431]. **Аравийско-Африканская провинция:** 22-25 [276, 277, 279, 337]; 26- [370, 279].

Как видно из таблицы, мощности продуктивных пачек и вмещающих их свит на месторождениях афанитовых фосфоритов ОХФБ и Алтае-Саянской Области (АСО) в разы больше по сравнению с месторождениями других типов. Картина остается неизменной, если сравнивать также мощности нижних частей разрезов свит, подстилающих продуктивные пачки (табл.1.5.5.2). Из сказанного следует, что афанитовый рудогенез сопровождался интенсивным осадконакоплением и проявлялся в «подвижных» структурах, развивавшихся как области устойчивого и длительного прогибания.

Из других данных таблицы 1.5.5.2. в пояснениях нуждаются цифровые значения, приближающиеся к показателям мощностей пачек ОХФБ. Это, в частности, касается некоторых месторождений Каратауского фосфоритоносного бассейна (КФБ), где среди микрозернистых фосфоритов заметная доля запасов представлена афанитовыми рудами, присутствующими в низах продуктивного разреза [115]. В последнем обстоятельстве, очевидно, кроется причина увеличенной мощности пачки, поскольку ее развитие, как уже выше отмечалось, скорее всего, протекало по двум разным сценариям. Вначале на фоне кратковременного ускоренного прогибания формировались афанитовые фосфориты, затем следовал необходимый для микрозернистого фосфатонакопления продолжительный этап стабилизации тектонического режима с постоянными перемывами осадков и их медлен-

ной седиментацией. В свое время наиболее ярко такие обстановки были охарактеризованы А.И. Смирновым – крупнейшим исследователем бассейна Каратау. По его данным, фосфатные осадки подвергались донным перебивам более тысячи раз, прежде чем сформировался верхний (главный) пласт микрокрозернистых фосфоритов каратауских месторождений [311]. Иными словами, в рассматриваемом случае в продуктивной пачке сочетаются элементы несокращенного и конденсированного (сокращенного) типов разреза. Аналогичным образом, можно прокомментировать ситуацию с месторождением Циншань на севере китайской провинции Хубей. По данным [39], месторождение, заключенное среди отложений верхнесинийской (V ?) формации Доушаньто, включает четыре фосфоритных пласта. Из них промышленный интерес представляет только нижний, сложенный богатыми слойковыми афанитовыми рудами.

Помимо вышеизложенного, при анализе палеогеографической схемы ОХФБ (рис. 1.5.4.1) выявляется еще одна особенность пространственной локализации фосфорного оруденения. Оно повсеместно приурочено к площадям седиментации карбонатных, существенно доломитовых отложений и не всегда совпадает с участками аккумуляции терригенного и кремнистого материала. Следовательно, формирование фосфоритов генетически связано с доломитонакоплением. Иными словами, обстановки доломитонакопления, наряду с прочими факторами, контролировали площадное размещение фосфоритов.

Представляется важным провести сравнение основных месторождений по продуктивности, т.е. по количеству P_2O_5 в тоннах, сконцентрированных на 1 м^2 площади. Продуктивность рассчитывалась по формуле:

$$P = \frac{m C_{\text{взв.}} d}{100\%},$$

где m - мощность фосфоритного пласта в метрах; $C_{\text{взв.}}$ - средневзвешенное содержание P_2O_5 в %; d – объемная масса руды, равная $2,8 \text{ т/ м}^3$.

Как видно из таблиц 1.5.5.3; 1.5.5.4; 1.5.5.5, приведенные значения продуктивности вполне сопоставимы, что особенно наглядно видно по продуктивности конкретных разрезов месторождений (табл. 1.5.5.3, 1.5.5.4). Иначе говоря, во время их формирования на единице площади месторождений накапливались близкие количества фосфоритов независимо от пространственного размещения месторождений в пределах ОХФБ.

Из таблиц выявляется еще одна особенность продуктивности – резкие колебания ее значений на месторождениях. Возникает вопрос: какой генетический смысл заложен в этой информации? Для ответа на него проанализированы (на примере Харанурского месторождения) связь продуктивности с палеорельефом дна бассейна (см. разд. 1.5.3). В результате установлено, что на месторождении продуктивность увеличивается по направ-

лению от положительных к отрицательным формам рельефа. При этом, максимальные ее значения характерны для крупных прогибов, минимальные – для наиболее крупных поднятий. Иными словами, понижения рельефа являлись для фосфоритов своеобразными «литологическими ловушками», а их размеры определяли размеры фосфоритовых залежей и, в конечном итоге, размеры месторождений в целом. Аналогичный вывод получен при изучении Ухагольского месторождения и, по-видимому, он справедлив и для других месторождений бассейна. В частности, подобная ситуация наблюдается на Хубсугульском месторождении, где продуктивность фосфоритной пачки Джинхайнского поднятия не превышает 7,2 т/м², тогда как в Хэсенском прогибе, с тремя четвертями запасов месторождения, она составляет 19,3 т/м².

Таким образом, подводя итог вышесказанному, необходимо отметить следующее:

1. Месторождения формировались на площадях, в пределы которых поступали соизмеримые объемы фосфатов. Вследствие этого количество фосфатов не являлось главным фактором, определившим размеры месторождений.

2. Размеры месторождений зависели от положения в современном эрозионном срезе и объемов «литологических ловушек», в роли которых выступали отрицательные морфоструктуры морского дна в пределах площадей фосфатонакопления.

Таблица 1.5.5.3.

Значения продуктивности нижней фосфоритной пачки Хубсугульского месторождения

№ канавы	продук. т/м ²						
1	2	3	4	5	6	7	8
26	4,12	42	7,60	23	25,18	16	33,71
25	8,69	22	5,73	54	16,97	12	10,54
39	6,04	21	13,46	20	7,09	11	6,81
24	12,77	53	21,44	48	19,11	9	6,05
41	8,18	43	10,64	14	21,56	10	10,65
51	18,64	46	11,73	37	24,22	6	9,01

Таблица 1.5.5.4

Значения продуктивности нижней фосфоритной пачки Харанурского и Ухагольского месторождений.

Харанурское		Ухагольское	
№ скважин и канав	продуктивность т/м ²	№ разведочной линии	продуктивность т/м ²
1	2	3	4
95	4,24	1	16,45
9 бис	17,62	3	14,04
232	21,88	4	8,31
16	12,36	34	8,73
30	19,08	51	8,01
179	7,07	50	15,66
46	14,34	6	12,01
72	8,05	9	10,57
98	13,51	11	11,71

Таблица 1.5.5.5.

Средние параметры фосфоритных пластов и значения продуктивности по месторождениям ОХФБ

месторождения	пласт и его мощность, м	содержание P ₂ O ₅ %	продуктивность P ₂ O ₅ т/м ²	суммарная продуктивность P ₂ O ₅ всех пластов т/м ²
Хубсугульское	1-11,2	20,60	6,34	20,13
	2- 3,9	18,41	1,87	
	3- 6,2	21,25	3,62	
	4- 3,8	15,69	1,63	
	5-12,4	19,27	6,57	
Буренханское	1-23,4	20,2	12,99	23,66
	2-10,0	20,4	5,61	
	3-20,0	9,2	5,06	
Харанурское	1-15,0	17,0	7,01	12,0
	2- 5,5	10,0	1,52	
	3- 5,5	12,0	1,81	
	4- 5,6	11,0	1,66	
Ухагольское	Нижняя пачка			16,47
	1- 3,1	12,0	0,99	
	2-17,3	17,5	7,61	
	3-10,0	17,0	4,12	
	Верхняя пачка			
	1-8,5	16,0	2,34	
	2-9,3	14,0	1,41	

1.5.6. Палеоклиматические обстановки времени фосфатонакопления.

В современной теории фосфогенеза роль климата в фосфатонакоплении четко не обозначена. Более того, по мере детализации данных, поступающих из разных регионов мира по геологии месторождений фосфоритов и сопровождающих их толщ, становится понятным, что «климатический» вопрос превращается в запутанную проблему, требующую специального анализа. Это тем более важно, что данная проблема выходит за рамки фосфатной тематики, поскольку пересекается с глобальными событиями, имевшими место в древней истории нашей планеты. Начиная с работ Д. Меррея и Л. Кайе, климатический фактор тесно вплетается во все модели фосфатонакопления. С ним связывают образование различных типов течений, которые либо провоцировали массовую гибель организмов и, тем самым, способствовали накоплению в осадках фосфатов [420], либо поставляли растворенные их формы на шельфовое мелководье, где последние осаждались по хемогенному или биогенному механизму [199, 9]. Климат считается важнейшим фактором формирования фосфорного резерва мирового океана, пополняющийся за счет речного сноса фосфатов в эпохи химического выветривания континентов [344, 157]. Кроме того, он создавал условия, для эвапоритизации бассейнов и на начальном этапе их засоления формировал геохимический фон, благоприятный для концентрации и седиментации фосфоритов [322]. Ска-

занного достаточно, что бы сделать вывод о биклиматичности фосфоритов и их принадлежности к ариднему и гумидному типам литогенеза. Этот вывод стал общепризнанным после классических работ Н.С. Шатского и Н.М. Страхова по приуроченности бедных желваковых фосфоритов Русской плиты к гумидному, а богатых зернистых фосфоритов Аравийско- Африканской платформы к ариднему климатическим поясам [360,322]. При дальнейшем изучении вопроса стало очевидно, что связь между климатом и высокопродуктивным фосфатонакоплением имеет сложный многофакторный характер. В частности, была показана возможность поступление фосфатов с гумидных водосборов, с последующим их осаждением в прибрежной зоне засоляющихся морских водоемов [37]; выявлено накопление высококачественных фосфоритов в условиях гумидного климата [39, 63, 85, 156, 157]. Наконец, независимо от климатических обстановок, установлены случаи фациальных трансформаций пластовых залежей богатых фосфоритов в отложения с низкосортными фосфоритовыми конкрециями [39, 171,172]. Дискуссионным остается вопрос о преимуществах аридного и гумидного климата для возникновения мощного фосфатонакопления. Чаще всего его проявления, в виде крупных бассейнов микрозернистых и зернистых фосфоритов, связывают с территориями аридного пояса [387, 278, 279]. Как видно из приведенных данных, все сходится на том, что массовое фосфоритообразование было приурочено к низкоширотным климатическим поясам. Этот вывод стал совершенно очевидным в середине прошлого века, когда активно пропагандировались идеи плитной тектоники и проводились палеогеографические реконструкции положения древних континентов в мировом океане. Оказалось, что большинство областей фосфатонакопления локализируются в пределах аридных окраин материков приэкваториальной зоны [387,163, 10]. Все выше сказанное – это тривиальные вещи, хорошо известные специалистам. Резким диссонансом на их фоне выглядят развиваемые в последние годы представления о ассоциации фосфоритоносных толщ древних (эдиакарских) бассейнов разных регионов мира с тиллитами маринноанского оледенения. Чаще всего фосфориты в разрезе отделены от них бесфосфатными породами (т.н. венчающими доломитами - *cap dolomite* [396] мощностью от первых м до нескольких десятков м. Однако известны случаи, когда пласты фосфоритов залегают непосредственно на тиллитах, показывая тем самым их генетическую связь. В частности, такие взаимоотношения установлены для ряда месторождений Китая, Западной Африки, Бразилии. Поскольку подобная ассоциация является «привилегией» только эдиакарских бассейнов, то, вероятно, необходимы соответствующие нетривиальные объяснения. В этом смысле наиболее популярны идеи, развиваемые в рамках гипотезы «Snowball Earth» [396]. В ней доломито- и фосфатонакопление связывают с последствиями глобального оледенения, вызвавшего в атмосфере концентрацию углекислоты. Последняя, при таянии льдов, выпада-

ла на землю кислотными дождями и химически активно разлагала породы ледникового ложа, фосфатные и карбонатные продукты выветривания которых осаждались в океанах. Не ставя под сомнения возможность такого сценария фосфоритообразования, попытаемся уточнить некоторые важные моменты, давно известные, но почему – то незаслуженно забытые. Речь идет о китайских разрезах неопротерозойских (синийских) отложений платформы Янцзы с песчано - конгломератовой формацией Наньто и перекрывающей ее фосфоритоносной свитой Доушаньто. С момента выделения формации Наньто за ней закрепилось представление как о тиллитовой толще, что безоговорочно принимается сторонниками идеи о глобальном оледенении [244, 394, 396]. Однако, такие воззрения небезупречны. На это в свое время обратил внимание Г.И. Бушинский - крупнейший исследователь и знаток фосфоритов [39]. Он отметил следующие особенности, чуждые гляциальным образованиям: 1.Валуны и гальки состоят исключительно либо преимущественно из подстилающих пород, т.е. «местных» по своему географическому положению. 2. В ряде случаев плоские гальки падают в одном направлении (по типу черепицы), что указывает на водную транспортировку материала. 3. Постепенные (на протяжении 3-5м) переходы от пород ложа толщи к ее несортированным галечно - валунным отложениям. 4. Их переслаивание с марганцовистыми известняками и углеродисто-глинистыми сланцами, которые способны самовозгораться на воздухе. 5. На поверхности ложа «тиллитов» не видно следов смятия слагающих его пород и шрамов ледникового происхождения. Этот перечень можно дополнить, если проанализировать другие данные из уже упомянутой работы Г.И. Бушинского [39]. В частности, во впадине Хуабэй на полуострове Ляодун вскрывается наиболее полный разрез синийских отложений мощностью до 7000м. «Тиллитовой» толще соответствуют свита Дяюйтай. Последняя представлена кварцевыми метапесчаниками, песчано-слюдистыми сланцами, алевролитами, филлитами с крупными и мелкими валунами и галькой кварцитов. Примечательны для пород знаки ряби, трещины усыхания, гнезда гематита. Столь откровенные признаки накопления осадков в мелководных пересыхающих водоемах, а главное, ранее отмеченные принципиально важные детали разрезов формации Наньто, убеждают в правильности представлений Г.И. Бушинского о пролювиальном (возможно оползнево - пролювиальном), но не ледниковом, происхождении ее отложений. Такая их природа хорошо объясняет текстурный характер пород, а также случаи появления на обломках царапин, которые для многих геологов служат доказательством гляциальной природы формации. Представляет интерес проанализировать особенности перекрывающих ее отложений с позиций возможной их принадлежности к «cap dolomite» - необходимым атрибутам древнего (мариноанского) оледенения [396]. Как видно из данных, опубликованных Г.И. Бушинским, - это не только доломиты, но и известняки, сланцы, фосфориты, либо

пачки из переслаивающихся перечисленных типов пород [39]. Таким образом, и в этом случае фактический материал плохо вписывается в представления о гляциальной природе формации Наньто и, следовательно, связь древнего фосфатонакопления на платформе Янцзы с ледовым типом литогенеза выглядит довольно проблематично.

Продолжим сказанное на примере Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, расположенного в сотнях км севернее от платформы Янцзы. Здесь тоже выделяют тиллоподобные отложения, которые залегают в подошве фосфоритоносной хубсугульской серии, а также в основании продуктивной хэсенской свиты и ее аналогов [171]. Детальными исследованиями выявлено оползневое происхождение нижнего горизонта тиллоидов [143]. Верхний горизонт таких пород меридиональной полосой протягивается более чем на 300 км и устанавливается во всех разрезах продуктивной свиты. На самом северном Харанурском месторождении на северо-восточном его фланге горизонт представлен плохо сортированными валунно-галечными конгломератами и конглобрекчиями, сложенными обломками подстилающих доломитов. Внимание привлекают постепенные переходы между толщами, а также присутствие в цементе обломочных пород онколитов. На юго – западном фланге месторождения горизонт состоит из ритмично переслаивающихся полимиктовых мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, доломитовых мергелей. Далее к югу, вплоть до Ухагольского месторождения на границе с Монголией, состав конгломератов неоднократно меняется от доломитового до смешанного полимиктового с обломками магматических пород. Обычно обломочный материал «местный» и состав его тесно увязывается с характером подстилающих комплексов. Особо следует выделить случаи, когда непосредственно на конгломератах формируется рифовые доломитовые строматолитовые постройки (Ондельтойское проявление), а также участки, где конгломераты залегают на фрагментах древней коры выветривания, развитой на габброидах боксонского комплекса (V) (Боксонское месторождение). Наконец, на самом крупном в бассейне Хубсугульском месторождении, обломочный горизонт в основании хэсенской свиты по данным буровых скважин 128,11 характеризуется: 1. Постепенным переходом от подстилающих отложений. 2. Содержит в нижней и в средней частях прослой доломитов, в том числе строматолитовых. 3. Имеет стратифицированное строение: внизу и вверху он представлен доломитовыми брекчиями и конглобрекчиями, а в средней части состав их постепенно меняется на известняковый [84, 88]. Таким образом, как и для китайских разрезов, имеющийся фактический материал по базальным псефитовым отложениям ОХФБ плохо согласуется с представлениями о их гляциальной природе. Иными словами, представления о связи эдиакарского фосфатонакопления с ледовым литогенезом не подтверждается, по крайней мере, для двух крупнейших фосфоритоносных бассейнов – платформы Янцзы и ОХФБ. К сказанному

можно добавить материалы по северной оконечности Западно-Африканского фосфоритно-носного бассейна, где тиллоиды отделены от глауконитсодержащих строматолитовых фосфоритов только тонким (1-2м) прослоем брекчиевидных доломитов [391, 171]. Такие особенности разрезов и здесь дают повод для сомнений как относительно ледовой природы тиллоидов, так и возможности существования фосфатонакопления в условиях холодного климата. Сказанное еще более становится очевидным, если продолжить анализ климатических условий формирования древних фосфоритов платформы Янцзы и ОХФБ. В первом случае, как убедительно показал Г. И. Бушинский [39], фосфоритообразование протекало на фоне теплого гумидного климата. Во втором случае картина вырисовывается более сложная и не совсем стандартная. Что бы ее понять, обратимся к литологическим особенностям продуктивных отложений ОХФБ. Здесь прежде всего, следует заострить внимание на развитие строматолитовых построек и древних карстовых образований в фосфоритных пачках Харанурского, Боксонского и Хубсугульского месторождений. Это пестроокрашенные брекчии и ярко красные железистые охры, заполняющие полости в фосфоритовых породах. Наличие их является признаком жаркого гумидного климата [38, 299]. Другим показателем климата является состав алевро-псаммитового материала. В тяжелой фракции Н.О. представлен минералами, перечисленными в табл. 6.6.1. Легкая фракция состоит из кварца.

Таблица 1.5.6.1.

Минеральный состав нерастворимого остатка тяжелой фракции фосфоритов ОХФБ

Месторождения	Минералы	Количество, %
1	2	3
Ухагольское	ильменит	65
	хромит	14
	циркон	8-13
	гранат	8
	пирит лимонитизированный	1-3
	монацит	1
	турмалин	зн
	касситерит	зн
	халькопирит	зн
Боксонское	лейкоксен	73
	хромит	15
	ильменит	5
	циркон	3
	магнетит	4
	турмалин	зн
	рутил	зн

При изучении технологических проб фосфоритов отмечено также присутствие единичных зерен оливина, пироксена, роговой обманки, полевых шпатов, эпидота, сфена [458, 460, 475-477, 485-487]. Иначе говоря, обломочный материал представлен как устойчивыми, так и неустойчивыми к выветриванию минералами, что свидетельствует о специфичных обста-

новках выветривания на континентальных блоках во время фосфатонакопления [8, 362, 299].

Аналогичные выводы следуют из состава пелитовой фракции. Она, наряду со слюдами, хлоритами и смешаннослойными минералами, состоит из каолинита, шамозита, гиббсита (?) (Табл. 1.5.6.2.) (рис.1.5.6.1).

Таблица 1.5.6.2.

Минеральный состав нерастворимого остатка пелитовой фракции фосфоритов месторождений ОХФБ.

месторождения	пачка	пласт	минералы	
			основные	примесь
Ухагольское	нижняя	2	кварц, слюда, полевые шпаты	смешанослойные (вермикулит-слюда), каолинит, хлорит (?), пирит
	нижняя	3	слюда, кварц	смешанослойные (вермикулит-слюда), хлорит, шамозит, пирит, флюорит
	верхняя	1+2	кварц, слюда, полевые шпаты	каолинит, хлорит, пирит
Харанурское	нижняя	1+4	слюда, кварц, полевые шпаты	хлорит, пирит, флюорит
Боксонское			слюда, шамозит, кварц	каолинит, полевые шпаты, гиббсит(?), хлорит (?)

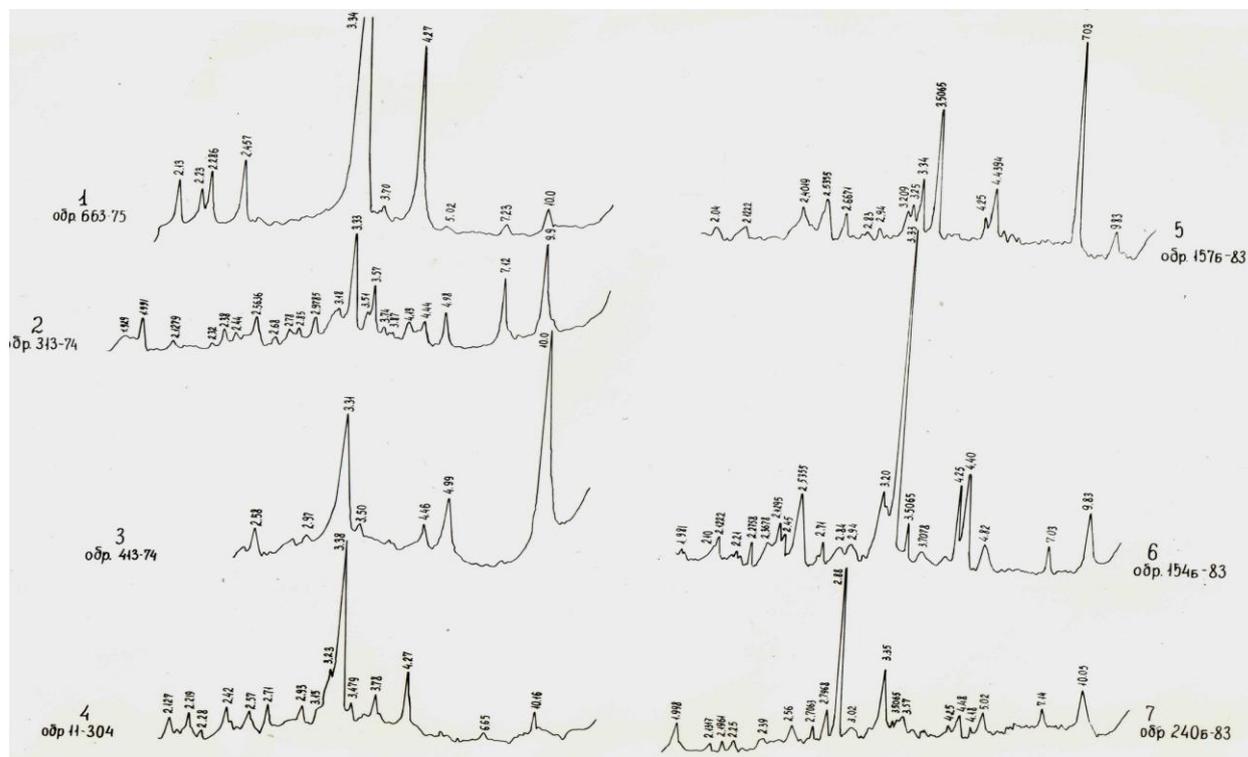


Рис. 1.5.6.1. Дифрактограммы состава пелитовой фракции нерастворимых остатков фосфоритов ОХФБ.

1- кварц, серицит, каолинит; 2-кварц, серицит, каолинит, хлорит; 3- серицит, хлорит; 4- кварц, полевые шпаты, серицит; 5-шамозит, кварц, полевые шпаты, серицит; 6- кварц, шамозит, серицит, полевые шпаты, гиббсит; 7 – кварц, каолинит, шамозит, серицит.

По данным Е.П. Акульшиной [2,3] свидетелями климатических обстановок прошлого служат отношения в глинистом веществе Al_2O_3/TiO_2 , Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O . Граничные значения показателей и их генетическая интерпретация приведены в таблице 1. 5. 6. 3.

Таблица 1.5.6.3

Геохимические показатели зрелости пород фосфоритных пачек месторождений ОХФБ и признаки палеоклиматических режимов выветривания [3]

Геохимические параметры	Значение параметров	Зрелость глинистой части пород и характеристика климатических обстановок
1	2	3
Al_2O_3/NaO	30 30-60 60-150 150	Низкая Средняя Высокая Очень высокая
K_2O/NaO	5 5-15 15-30 30	Низкая Средняя Высокая Очень высокая
Al_2O_3/ TiO_2	20 20-30 30	Гумидная Переходная от гумидной к аридной Аридная

В таблице 1.5.6.4. они даны для глинистого вещества пород фосфоритной пачки Харанурского и Ухагольского месторождений. Как видно из таблицы, приведенные значения противоречивы и не позволяют однозначно судить о климате прошлого.

Таблица 1.5.6.4.

Геохимические показатели зрелости пород фосфоритных пачек месторождений ОХФБ и признаки палеоклиматических режимов выветривания

месторождения	фосфоритная пачка	значения степени зрелости глинистого материала по:		значения Al_2O_3/TiO_2 характеристика климатических обстановок
		Al_2O_3/NaO	K_2O/NaO	
Харанурское	нижняя	10,1(низкая)	3,2(низкая)	16,4 (гумидная)
Харанурское	верхняя	35 (средняя)	9(средняя)	12,3 (гумидная)
Ухагольская	нижняя	36,6(средняя)	9,6(средняя)	16,9(гумидная)
Ухагольская	верхняя	58 (средняя)	10,2(средняя)	11,3 (гумидная)

Для пород фосфоритной пачки значения отмеченных параметров укладываются в интервал показателей с низким и средним значением зрелости глинистого материала гумидного климата.

На диаграмме А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой [294] (рис. 1.5.6.2) фосфоритоносные отложения тяготеют либо попадают в поля развития глин холодного, умеренно холодного и аридного климатов. По расчету исходного состава метапелитовых пород, выполненного по методу О.М. Розена [293] (табл.1.5.6.5), осадки были представлены минералами (каолинитом, серпентинитом, хлоритом, полевыми шпатами), формирование которых происходило за счет разрушения как зрелых, так и угнетенных кор выветривания. Таким образом, име-

ются две группы противоречивых фактов. Первая говорит о жарком гумидном климате, другая позволяет считать его влажным холодным или аридным. Однако, противоречие это кажущееся и объясняется влиянием на осадконакопление тектонического фактора. Как было показано выше, становление ОХФБ происходило на фоне разнонаправленных конседиментационных блоковых движений. По этой причине на континентальных площадях, наряду со зрелыми корами выветривания, существовали угнетенные их типы. Размыв тех и других приводил к образованию смешанных осадков. Очевидно, в этом случае достоверную информацию несут высокозрелые продукты выветривания, которые свидетельствуют о жарком гумидном климате во время фосфатонакопления.

Возникает вопрос: можно ли считать установленный характер климата особенностью времени фосфатонакопления или это длительное явление, существовавшее на протяжении формирования фосфоритонесной забитской (дооднурской) свиты? В свете этого вопроса важным являются результаты изучения состава Н.О. пород свиты. По данным Н.В. Орловой [264] здесь присутствует каолинит. По И.Н. Семейкину и др. [305] тяжелая фракция Н.О. представлена устойчивыми к выветриванию минералами: хромитом, ильминитом, цирконом, магнетитом, рутилом, гранатом. Все это, а также известный факт о наличии в кровле свиты бокситового горизонта, свидетельствует, что жаркий гумидный климат существовал на протяжении всего забитского (дооднурского) времени.

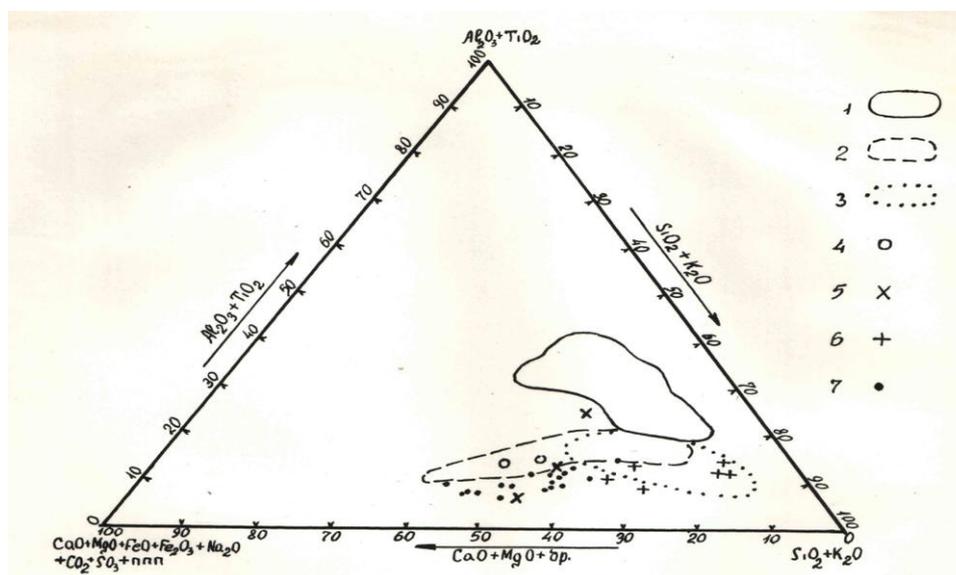


Рис. 1.5.6.2. Диаграмма состава глинистых пород различных климатических зон* и метапелитов фосфоритных пачек забитской (дооднурской) свиты ОХФБ

1- Область жаркого и влажного климата; 2- то же, аридного климата; 3- то же, холодного и умеренного климата; 4- метапелиты фосфатсодержащей пачки Харанурского месторождения; 5- то же, верхней пачки Ухагольского месторождения; 6- то же, третьего пласта нижней пачки Ухагольского месторождения; 7- то же, второго пласта нижней пачки Ухагольского месторождения и фосфоритной пачки Харанурского месторождения.

* Из работы А.Б. Ронова [294]

Таблица 1.5.6.5

Примеры первичного минерального состава осадков, рассчитанного по химическому составу «сланцевых» пород Харанурского месторождения по методу О.М. Розена [293]

Химические и минеральные компоненты (%)	Типы руд				
	Фосфорит «сланцевый»		Сланцы		
			Глинисто-карбонатно-кремнистые	Глинисто-карбонатно-кремнистые	Карбонатно-глинисто-кремнистые
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	22,83	38,03	47,43	48,30	65,37
TiO ₂	0,09	0,44	0,37	0,60	0,59
Al ₂ O ₃	1,14	5,11	5,28	8,80	6,58
Fe ₂ O ₃	0,95	3,03	2,97	3,45	3,81
MnO	0,04	-	-	-	-
MgO	9,94	2,0	3,61	3,54	2,27
CaO	27,82	23,64	13,70	12,75	6,86
Na ₂ O	0,10	0,67	0,33	1,20	1,0
K ₂ O	0,11	1,40	1,66	1,73	1,66
P ₂ O ₆	10,08	15,91	6,63	4,04	3,92
S _{об.}	0,33	2,55	2,43	2,89	3,16
C _{орг.}	1,12	1,31	2,04	0,98	0,56
Альбит	0,85	5,54	2,91	10,11	8,51
Анортит	0,09	0,59	0,31	1,07	0,9
Ортоклаз	-	5,39	6,19	6,92	5,65
Апатит	26,18	40,10	17,82	10,38	10,17
Доломит	42,96	8,31	16,53	23,63	5,03
Кварц	31,27	25,93	38,27	31,92	49,89
Кальцит	2,12	-	0,17	-	-
Анкерит	1,47	-	-	-	-
Каолинит	-	2,81	3,27	3,05	2,75
Иллит	1,18	4,88	7,29	5,90	7,63
Хлорит	1,97	-	-	-	-
Серпентин	-	-	-	-	2,36
Родохрозит	0,06	-	-	-	-
Пирит	0,62	4,66	4,74	5,38	5,95
Рутил	0,09	0,43	0,39	0,60	0,59
C _{орг.}	1,13	1,23	2,13	0,98	0,56

1.5.7. Палеосоленость бассейна фосфатонакопления.

Для установления солености древних вод использован геохимический метод, базирующийся на способности определенных микроэлементов концентрироваться в минералах в отношениях, соответствующих их содержаниям в водах палеобассейна. Такими свойствами обладают пары микроэлементов В-Ga и Sr – Ba [252]. А. П. Акульшина [2], используя

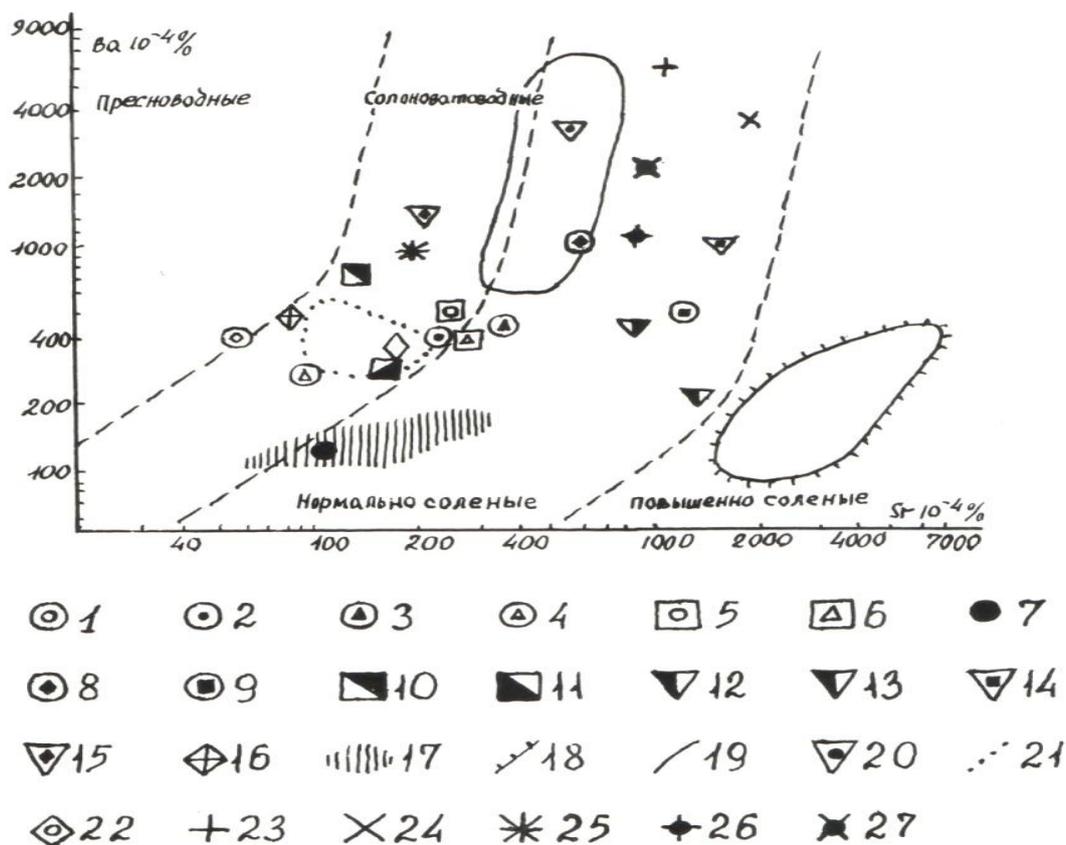


Рис. 1.5.7.1. Диаграмма Ba-Sr* для метапелитов фосфоритных пачек месторождений ОХФБ с полями фанерозойских осадков.

Условные обозначения к рис. 1.5.7.1. Диаграмма Ba-Sr* для метапелитов фосфоритных пачек месторождений ОХФБ с полями фанерозойских осадков.

1- средний состав мезозойских пресноводных глин Западно - Сибирской низменности; 2- то же морских глин; 3- то же мезозойских морских глин Прикаспийской низменности; 4- то же пресноводных глин; 5 – то же мезозойских солончатоводных глин Западно-Сибирской низменности; 6- то же солончатоводных глин Прикаспийской низменности; 7- средний состав современных осадков шельфовой зоны востока Индии; 8- средний состав современных глин Тихого океана; 9- то же Индийского океана; 10- средний состав палеозойских шельфовых глин; 11- то же палеозойских и мезозойских осадочных глин Русской платформы; 12- то же палеозойских и мезозойских морских глин Русской платформы; 13- средний состав современных морских илов; 14- то же современных известковых осадков Тихого океана; 15- то же глинистых осадков; 16 – средний состав солончатоводных древних глин; 17- поле глинистой части морских карбонатных пород различного возраста Русской платформы; 18- поле ультраосолённых донных осадков зал. Кара-Богаз –Гол; 19- поле пелагических осадков Тихого океана; 20- средний состав пелагических осадков Тихого океана; 21- поле дельтовых современных солончатоводных глин; 22- средний состав дельтовых современных солончатоводных глин; 23- средний состав метапелитов фосфоритной пачки Харанурского месторождения; 24- то же второго фосфоритного пласта нижней фосфоритной пачки Ухагольского месторождения; 25 –то же третьего фосфоритного пласта; 26 – то же первого фосфоритного пласта верхней фосфоритной пачки;

* Из работы В.А. Мележик и А.А. Предовского [252].

данные М. Кейта и Е. Дегенса [128], показала, что изменение отношения В/Ga в глинистых породах в пределах значений 1-2,6; 3,5-6 и 7-95 характеризуют соответственно пресные, опресненные и нормально морские воды. Учитывая это, рассчитаны соотношения В/Ga для глинистых пород фосфоритных пачек месторождений ОХФБ (табл.1.5.7.1.).

Таблица 1.5.7.1.

Палеосоленость вод, выявленная по отношению В/Ga в глинистых породах фосфоритных пачек месторождений ОХФБ.

месторождения	пачка	пласт	значения В/Ga	характеристика вод
Ухагольское	нижняя	2	20	нормально морская
Ухагольское	нижняя	3	4,6	опресненные
Ухагольское	верхняя	1	10	нормально морская
Ухагольское	верхняя	2	11,3	нормально морская
Харанурское			8,3	нормально морская

Аналогичные результаты по оценке палеосолености установлены при использовании отношений Ва/ Sr. Это отчетливо видно из диаграммы в координатах Sr – Ва, взятой из работы [252] (рис. 1.5.7.1).

Таким образом, фосфоритообразование протекало в бассейне с нормальным солевым режимом и только в краевых частях Ухагольского месторождения во время формирования третьего пласта воды были несколько опреснены. Последний момент, по-видимому, объясняется влиянием на солевой состав вод мелких рек, стекавших в бассейн с прилегающих массивов суши. Это представление хорошо согласуется с широким развитием в пределах пласта кварцевых песчаников, что можно рассматривать как подтверждение высказанного предположения.

1.5.8. К вопросу об источнике фосфора.

Существующие в настоящее время представления об источнике фосфора в фосфоритно-носных отложениях в целом сводятся к трем точкам зрения. Первая связывает поступление фосфора в бассейн фосфатонакопления с апвеллингом [9, 10, 112, 171, 172, 183, 199, 288, 316, 321, 397, 425 и др.]; вторая – с размывом зрелых кор выветривания [39, 40, 156, 157, 197, 345 и др.]; третья – с ювенильными процессами [29, 140, 141, 361 и др.].

Применительно ОХФБ представление об апвеллинге, как источнике фосфора, не согласуется с палеогеографическими данными, которые показывают, что фосфоритовые месторождения локализовались в участках, недоступных для восходящих глубинных течений. Как видно из палеогеографической схемы (рис. 1.5.4.1). фосфориты накапливались в проливообразном бассейне. Бассейн был значительно удален от открытого океана, и фосфори-

тообразование протекало на площадях, где развиты многочисленные острова и подводные поднятия, являвшиеся препятствием для проникновения глубинных вод.

Нет оснований связывать источник фосфора со зрелыми корами выветривания. Это становится очевидным, поскольку фосфоритообразование протекало на фоне дифференцированных тектонических движений (см. разд.1.5.3). Как известно, в такой обстановке зрелые коры выветривания развиты ограниченно. Кроме того, важно учитывать, что максимальное корообразование происходило в начале табинзуртинского времени, когда формировались крупные месторождения бокситов. Однако, для этого времени скопления фосфоритов неизвестны.

Наибольшее внимание привлекает предположение об ювенильном источнике фосфора. В пользу него говорят следующие факты: 1. Месторождения локализуются в зонах или на площадях, примыкающих к зонам глубинных разломов (см. рис. 1.2.1;1.2.2). 2. Формирование рудоносной забитской свиты происходило сразу после становления боксонского и ильчирского магматических комплексов основных и ультраосновных пород, массивы которых, как правило, сопровождают площади развития месторождений. 3. Площади накопления фосфоритов характеризовались повышенной тектонической активностью [85], являвшейся, скорее всего, отголосками развития древнего рифтового бассейна, существовавшего на месте ОХФБ в доэдиакарское (верхнерифейское) время [171, 189]. Попутно отметим, что, помимо ОХФБ, признаки «уснувшего рифтинга», предшествовавшего эдиакарскому фосфатонакоплению, зафиксированы также в бассейне Янцзы, и это, по-видимому, можно рассматривать как некую общую черту древнего афанитового оруденения [174, 180, 189, 340]. 4. Конседиментационные разрывные нарушения контролировали размещение фосфоритов. 5. Район фосфатонакопления был сейсмически беспокойным. 6. Фосфориты на фоне вмещающих отложений выделяются аномальными содержаниями As и Ba - элементами, характерными для магматических процессов. Вхождение этих элементов в кристаллическую решетку фосфатного минерала указывает на генетическую близость механизма поступления и накопления фосфора, мышьяка, бария.

Наконец, нельзя оставить без внимания, установленные на Хубсугульском месторождении структуры типа «рудных столбов». Это штокообразные тела, в пределах которых мощность фосфоритовых пластов «раздувается» на Онголигнурском участке с 7-8 м до 25-30 м, а на Урундушском - до 70 м. Учитывая характерную морфологию отмеченных структур привлекательным становится предположение, что последние образовались в местах разгрузки глубинных газово-жидких эманаций (сипов) в результате метасоматического замещения окружающих отложений при диффузионном просачивании через них продуктивных растворов. Такой механизм становится весьма реальным, если принять за его аналогию

условия образования сульфидных тел, недавно изученных нашими учеными среди гидротермальных полей северной приэкваториальной зоны САХ: Семенов, Ашадзе, Петербургское. [54, 55, 364]. Выявленный здесь новый тип оруденения представлен столбообразными постройками, заключенными в органоморфные карбонатные осадки с четкими признаками их замещения.

Если теперь вновь вернуться к фосфоритовым «рудным столбам» Хубсугульского месторождения, то следует еще раз подчеркнуть не только их морфологическое сходство с современными столбчатыми образованиями САХ, но и отметить отчетливые следы фосфатного метасоматоза по карбонатным породам, особенно в тех случаях, когда последние представлены строматолитовыми биогермами. Здесь, очевидно, следует согласиться с мнением Г.А.Беленицкой и ряда других ведущих ученых [15,16, 242, 243, 250, 313, 316, 346] о важной роли в осадочном процессе и осадочном рудогенезе глубинных восходящих флюидов, разгрузка которых в седиментационных бассейнах способна привести к формированию месторождений многих ценных полезных ископаемых. Конечно, приведенные доказательства о генетической связи фосфатного вещества с глубинным подтоком флюидов не способны окончательно решить поднятую проблему. Все сказанное - это не более как косвенные подтверждения точки зрения, позволяющие рассматривать ее в качестве рабочей гипотезы.

1.5.9. Сопоставление ОХФБ с другими бассейнами мира.

Анализ вышеприведенных материалов по месторождениям ОХФБ позволяет наметить некоторые генетические признаки этих объектов и установить условия фосфатонакопления в пределах бассейна в целом. В сжатом виде такие признаки сведены в таблице 1.5.9.1.

Таблица 1.5.9.1.

Характеристика и генетические позиции месторождений ОХФБ и условия фосфатонакопления в его пределах

Показатели	Характеристика показателей
1	2
Геотектоническое положение	Шельф микроконтинента
Стратиграфическая приуроченность	Отложения эдиакарской системы (верхний венд)
Палеогеографическая обстановка	Внутриконтинентальный проливнообразный бассейн сложной конфигурации с контрастным рельефом дна, с периодически чередующимися условиями глубокого и мелкого моря
Рудоконтролирующие структуры и палеотектоническая обстановка	Ограниченные конседиментационными разломами синклиналильные структуры второго порядка («литологические ловушки») в зоне сочленения континентальных выступов с крупными прогибами в пределах сейсмически неспокойного района, где были резко выражены дифференцированные тектонические движения.

Продолжение таблицы 1.5.9.1.	
1	2
Климат	Жаркий гумидный
Удаленность от палеосуши	Значительная
Породный состав фосфоритоносной толщи (свиты) и ее мощность	Существенно карбонатный (доломитовый, прослоями известняковый); 450-1100м
Положение в разрезе	Трансгрессивное, между вулканогенно-терригенными отложениями внизу и известняковыми -вверху
Границы толщи	Резкие, обозначенные перерывами в осадконакоплении
Строение толщи	Цикличное
Количество продуктивных пачек и их мощность	1-2 (65-130м)
Положение пачек в разрезе толщи (свиты)	В регрессивной части циклов
Фациальная изменчивость пачек	Резко выражена
Состав отложений	Многокомпонентный: от карбонатного (хемогенные и органические породы), до глинистого, с переменным содержанием кремнистого и терригенного материала
Строение пачек	Ритмичное
Количество фосфоритных пластов, их мощность и среднее содержание P_2O_5	$\frac{1-7; \quad 3,1-25,8м}{10-19,7\% P_2O_5}$
Положение практически значимых пластов в разрезе пачки	Приуроченность к границам ритмов
Преобладающий тип фосфоритов	Микроконкреционно – слойковый афанитовый
Ведущий фосфоритообразующий процесс	Раннедиагенетическая фосфатизация осадков с образованием скоплений фосфатных пластообразных лентовидных стяжений, микроконкреций, био – и псевдоморфоз
Роль перемылов в формировании фосфоритов	Отрицательная
Скорость осадконакопления	Высокая (около 2,4м за тысячу лет)
Глубина бассейна в зоне фосфоритообразования	От нуля до первых десятков метров
Соленость морских вод	Нормальная, местами со следами опреснения
Основной источник фосфатов	Иловые воды
Механизм поступления фосфора в осадок	Биохимический
Геохимические особенности фосфатонакопления	Интенсивное концентрирование в осадках As, Ba, Sr, Cr, Mo, B, (Ni, Zn, Cu); при аномально низких накоплениях U и PЗЭ; индивидуальный характер лантаноидов, с проявленной специализацией по Ce, Sm, Gd, Dy, Ho, Er.
Вторичные изменения фосфоритов	Резко выражены (доломитизация, кальцитизация, окремнение и др.)
Пострудная тектоника	Широко проявленные деформации, определившие развитие блоковых структур, кливажа, зон дробления и трещиноватости, реже – приразломных складок

Таблица 1.5.9.2.

Сравнение условий и обстановок образований фосфоритовых месторождений разных бассейнов

Бассейн	Возраст фосфоритоносной толщи	Состав фосфоритоносной толщи (свиты, формации); мощность (м)	Набор нефосфатных пород фосфоритной пачки (горизонта); мощность пачки (горизонта) (м)	Доминирующий тип фосфоритов; содержание P_2O_5 в пластах
1	2	3	4	5
ОХФБ (фосфориты среднего качества, технологичные)	Вендский	Кремнисто-карбонатный 850-1100м	Карбонатный (существенно доломитовый); сланцево-карбонатный; до 130м	Микроконкреционный-афанитовый, 12-20%
Каратауский (фосфориты высокого и среднего качества)	Нижнекембрийский	Карбонатно-кремнистый. 30-70м	Сланцево-кремнистый; до 45м	Микроконкреционный (переотложенный) 21-25%
Юннаньский (фосфориты высокого и среднего качества)	Нижнекембрийский	Глинисто-карбонатный. 10-115м	Кремнисто-известковый, сланцевый, до 16м	Микроконкреционный (переотложенный) 30-35%
Джорджина (фосфориты среднего и высокого качества)	Среднекембрийский	Карбонатно-кремнисто-терригенный. 57-90м	Известково-кремнисто-алевролитовый, до 37м	Микрозернистый (переотложенный) 15-31%
Аравийско-Африканский (фосфориты среднего и высокого качества)	Верхнемеловой-среднепалеогеновый	Глинисто-кремнисто-карбонатный; кремнисто-карбонатный. 20-300м	Глинисто-кремнисто-известковый, известково-глинистый, 20-50м	Зернистый 23-25%
Флорида (фосфориты низкого качества, легко обогатимые)	Неогеновый	Терригенно-карбонатный. 36-200м	Песчано-карбонатно-глинистый, диатомито-карбонатно-глинистый, 17-15м	Зернистый 13-55%

Окончание таблицы 1.5.9.2.

Бассейн	Параметры условий и обстановок формирования месторождений							
	Геотектонические	Палеогеографические и палеотектонические	Относительная скорость осадконакопления	Диagenез	Перемыв и переотложение донных илов	Особенности микропримесей фосфата	Пострудная тектоника	Вторичные изменения фосфоритов
1	6	7	8	9	10	11	12	13
ОХФБ (фосфориты среднего качества технологичные)	Шельф микроконтинента	Противообразный мелководный бассейн; зона шириной 15-20км, удаленная от берега; формирование фосфоритов на регрессивных этапах развития трансгрессии; неспокойный дифференцированный тектонический режим; зона сочленения поднятий и прогибов 1-го порядка; контролирующая роль в локализации фосфоритов конседиментационных нисходящих блоковых структур 2-го и 3-го порядка, ограниченных конседиментационными разломами; жаркий гумидный климат в экваториальном поясе	Высокая (2,4м за тысячу лет)	Интенсивно проявлен с формированием крупных (промышленных) скоплений слойковых тел, подчинено микроконкреций, псевдоморфоз	Незначительный, разубоживает фосфориты	Аномально высокие концентрации Sr, As, Ba, при аномально низких накоплениях U и PЗЭ (с доминированием Се)	Сильная дислоцированность	Сильно выражено окремнение, карбонатизация, изменение глинистого, фосфатного вещества и др.
Каратауский (фосфориты высокого и среднего качества)	Шельф, миогеосинклинали	Мелководная зона открытого бассейна, вблизи равнинной суши; низкие широты, жаркий аридный климат; трансгрессия; накопление фосфоритов в понижениях дна; слабая активность тектонического режима	От низкой до средней	Заметно проявлен с формированием рассеянных микроконкреций, псевдоморфоз	Интенсивно проявлен; приводит к сгущиванию и концентрированию фосфатного материала до промышленных скоплений	Вялая концентрация As при активном накоплении U и PЗЭ (с доминированием La); As Ba- не накапливаются в фосфате	Сильная дислоцированность	Значительные: карбонатизация, окремнение, изменение глинистого, фосфатного вещества и др.
Юннаньский (фосфориты высокого и среднего качества)	Шельф на подвижной платформе	Мелководный, открытый трансгрессирующий бассейн; ширина зоны фосфатонакопления 25-50 км, связь месторождений с конседиментационными синеклизами- структурами 2-го порядка, осложняющими склоны древних массивов или внутрибассейновых поднятий; низкие широты; жаркий аридный климат; краткие периоды неспокойного тектонического режима	Невысокая	---“--	---“--	---“--	Сильная дислоцированность проявлена на отдельных участках	Слабо проявлена карбонатизация, окремнение
Джорджина (фосфориты среднего и высокого качества)	Шельф на краевой части платформы	Противообразный эпиконтинентальный мелководный бассейн, трансгрессия, размещение залежей вблизи низменной суши или около подводных поднятий; ширина зоны фосфатонакопления 5-10км; жаркий аридный климат; низкие широты; вялый тектонический режим.	Невысокая	---“--	---“--	---“--	Слабо проявлена	---“--

Продолжение таблицы 1.5.9.2.								
1	6	7	8	9	10	11	12	13
Аравийско-Африканский (фосфориты среднего и высокого качества)	Шельф на платформе	Мелководный эпиконтинентальный бассейн, открытый в сторону океана; краевые части мульдообразных впадин, спокойный тектонический режим, трансгрессия; жаркий аридный климат; низкие широты	Низкая (1,3 см за тысячу лет)	---“--	---“--	---“--	Обычно отсутствует	Слабо проявлена карбонатизация; развит гипс, окремнение
Флорида (фосфориты низкого качества, легко обогащаемые)	Шельф на краевой части платформы	Мелководный открытый бассейн, примыкающий к суше; понижения в рельефе на склонах поднятий (структуры 2-го и 3-го порядка); трансгрессия; низкие и средние широты; слабые колебательные тектонические движения	Низкая	---“--	---“--	---“--	Отсутствует	Неотчетливы

В таблице 1.5.9.2 на основе литературных данных ([37], [39], [113-116], [144], [172], [175], [178], [179], [213], [233], [244], [247], [263], [266], [271], [276], [277], [279], [289], [325], [326], [328], [329], [337], [349], [359], [377], [384], [385], [388], [391], [395], [402], [406], [423], [418], [431-433], [436] и др.) сопоставляются показатели ряда фосфоритоносных бассейнов с установленными генетическими признаками ОХФБ. Как видно из таблицы, отличительными особенностями фосфоритообразования в ОХФБ являются: 1. Возникновение рудных залежей при активизации дифференцированных тектонических движений, сопровождавшихся сейсмическими явлениями и высокими скоростями осадконакопления, которые на 1-2 порядка превосходили аналогичные процессы при образовании микрозернистых и других типов фосфоритов. То есть, необходимым условием для афанитового рудогенеза, являлась быстрая консервация осадочного материала, что давало возможность диагенетическим процессам с максимальной интенсивностью проявиться уже на самых ранних этапах преобразования осадков. 2. Залежи афанитовых фосфоритов формировались по механизму диагенетической фосфатизации осадков, благодаря которому возникали крупные промышленные концентрации фосфата в виде «инситу» конкреционных тел, в основном лентовидной формы. Таким образом, это первый случай в фосфогенезе, когда без помощи перемылов фосфоритообразование доходит до стадии месторождения. 3. Контролирующая роль конседиментационных разрывных нарушений в размещении залежей по площади бассейна; 4. Отрицательная роль перемылов осадков при формировании фосфоритов, а также интенсивно проявленных катагенетических и более поздних вторичных процессов. 5. Специфичный характер «микроэлементного фона», сопровождавшего фосфатонакопление.

Итак, месторождения афанитовых фосфоритов по четырем важнейшим классификационным параметрам – генетическому, палеотектоническому, фациальному и геохимическому принципиально отличаются от месторождений других типов фосфоритов. Учитывая все вышесказанное, представляется целесообразным выделить месторождения афанитовых фосфоритов в качестве самостоятельного генетического типа. С учетом, крупных запасов руд, сосредоточенных в контурах таких месторождений, очевидно, можно также говорить и о самостоятельном потенциально промышленном их типе.

1.6.0. Перспективная оценка региона и рекомендации по поискам фосфоритов.

Выполненные исследования позволяют сделать ряд заключений и рекомендаций, касающихся перспектив региона.

Анализ материалов показывает, что выявленные в пределах Окино-Хубсугульского бассейна фосфоритовые месторождения по размерам относятся к крупным и обладают рудами среднего качества с удовлетворительными параметрами обогащения. Тяжелое экономико-географическое положение месторождений не позволяет пока выдвигать их в разряд промышленных объектов. Однако, в этом районе имеются другие полезные ископаемые и комплексное освоение региона может положительно решить вопрос и о разработке месторождений фосфоритов. Вместе с тем перспективы региона не ограничиваются только выявленными месторождениями. Здесь, как показывает анализ, существует возможность открытия новых крупных фосфоритовых объектов, поиски которых прежде всего следует сконцентрировать в отложениях забитской свиты и ее стратиграфических аналогов. Это принципиально важный момент, поскольку, все еще популярны представления о малоперспективности свиты на фосфориты и ставится вопрос о необходимости переориентации работ на O-S толщи. Однако, как показано в данной работе, достоверность этих выводов малообоснованна и, следовательно, неправомерно изменение направления поисков в регионе. Учитывая все вышесказанное, в пределах Российской части Окино-Хубсугульского бассейна в качестве перспективных площадей, наряду с районами, примыкающих к известным месторождениям, выделяются Ильчирский и Боксон-Сархойский прогибы. Перспективы первого основываются на общности его палеогеографического строения с Хубсугульским прогибом (рис.1.5.4.1). Наблюдаемые отдельные различия, скорее всего, объясняются малоизученностью ильчирского региона. По аналогии с Хубсугульским прогибом здесь можно ожидать крупных месторождений фосфоритов по его бортам в областях сочленения с окружающими поднятиями. Подтверждением перспективности региона служат выявленные Шумакское и Ара-Ошейское проявления, где, помимо низкокачественных фосфоритов, по данным [445, 452, 499], присутствуют руды с содержанием более 20% P_2O_5 .

В Боксон – Сархойском прогибе наиболее реальные перспективы для открытия новых месторождений связаны с западными площадями. Здесь выделяется область мелководных существенно органогенных доломитов, аналогичных отложениям Боксонского месторождения (рис.1.5.4.1). Как можно видеть на его примере, сложенные ими площади непосредственно примыкают к богатым месторождениям. Это позволяет ожидать наличие последних и на западе Боксон-Сархойского прогиба. Немалое значение для оценки района имеет выявленное проявление фосфоритов «Базовое». По данным [447] здесь на протяжении 400-х м

прослежена фосфоритная пачка мощностью до 100 м, которая сложена темно-серыми массивными и водорослевыми доломитами. Пройдена одна выработка, вскрывшая фосфоритный пласт кремнисто-доломитовых фосфоритов мощностью 2 м с содержанием от 22 до 37% P_2O_5 .

Кроме перечисленных районов Юго – Восточного Саяна, проведенные исследования позволяют рекомендовать постановку поисковых работ в других регионах складчатого обрамления Сибирской платформы, где распространены V-Є₁ отложения с признаками разрезов Окино-Хубсугульского бассейна. Такими регионами являются западный склон Анабарского щита, север Енисейского кряжа, Игарский район, Патомское нагорье, Иркутский амфитеатр. Основанием сказанного являются данные, приведенные на рис.1.2.5.

В пределах западного склона Анабарского щита автором проведено изучение фосфоритности стратотипического разреза позднерифейско-нижнекембрийских карбонатных отложений по р. Катуйкан. Впервые установлено наличие четырех уровней повышенной фосфатизации в разрезе юсмастахской и староречинской свит и немакит-далдынского горизонта (район устьев рек Джогджо и Амбардах). Мощность фосфатсодержащих пород от 3 до 10 м. Содержание P_2O_5 по штуфам достигает 7,5%. Наличие их подтверждает перспективность района на фосфориты.

Сказанное необходимо дополнить данными по Алтае-Саянской складчатой области, где еще в середине прошлого века, работами Н. А. Красильниковой и ее учеников выделен одноименный фосфоритоносный бассейн, который также образован афанитовыми фосфоритами [228]. В его пределах фосфоритоносные комплексы приурочены к кремнисто-карбонатной формации, формировавшейся на склонах древних поднятий. Перспективы связываются с отложениями верхов енисейской серии и ее аналогов, датируемых верхним рифеем (вендом ?) – нижним кембрием. Сюда относятся карбонатные фосфориты Горной Шории, кремнистые и карбонатно-кремнистые фосфориты Батеневского кряжа, белоусинские фосфориты Кузнецкого Алатау и Тамалыкского месторождения. Кроме того, фосфатопоявления известны в отложениях нижнего и среднего рифея на плато Сангилен в Туве. Исходя из сказанного, рекогносцировочные поисковые работы следует сосредоточить в районах восточной части Горной Шории, на востоке и северо-востоке Кузнецкого Алатау, а также на северо – западе Восточного Саяна и на юго-западе Тувы. Теоретическим обоснованием перспектив перечисленных регионов служат классические работы Н.А. Красильниковой и ее учеников [122, 139, 140, 141, 223, 226, 228, 271, 343]

ТИПЫ ФОСФОРИТОВЫХ РУД ОКИНО-ХУБСУГУЛЬСКОГО БАССЕЙНА И ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИХ ОБОГАТИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА

Вышеизложенный материал по вещественному составу, структурам, текстурам и фациальной изменчивости фосфоритов позволили провести на месторождениях ОХФБ типизацию руд, разработать методики отбора и обосновать места отбора представительных технологических проб на стадиях детальных поисков и разведки. При типизации в самостоятельный тип объединялись руды, обогащающиеся по одной, характерной только для них технологической схеме, своеобразие которой определялось особенностями минерального состава, структур и текстур фосфоритов. При этом, необходимым условием для выделения типа являлась селективность отработки его руд и значительные объемы представленных ими запасов, способных обеспечить длительную работу горнорудного предприятия. Принимая все это во внимание, на месторождениях ОХФБ выделены типы руд, размещение и характеристики которых отражены на рис.2.1 и в таблице 2.1. Как следует из представленных материалов, технологическая изученность руд различна. Наряду с относительно изученными, есть руды, технологические свойства которых установлены в самом общем виде или не исследованы вовсе. Однако, несмотря на это, приведенных данных достаточно для вывода о том, что руды ОХФБ относятся к труднообогатимым; обогащение их достигается разными способами, а в ряде случаев удовлетворительно они не обогащаются. В связи с этим, актуальной задачей является выяснение причин такого явления. Совершенно очевидно, что искать их следует в особенностях минерального состава, структур и текстур фосфоритов, поскольку данные параметры определяют их технологические свойства [20]. Однако, формирование минерального состава, структур и текстур фосфоритов происходило в разные стадии образования этих пород под воздействием различных седиментационных и постседиментационных процессов. Следовательно, последние непосредственно порождали и контролировали обогатительные свойства фосфоритов. Иначе говоря, изучение генетических вопросов напрямую переплетается с практическими задачами, т. к. позволяет спрогнозировать эффективность технологических методов, которые будут в дальнейшем применяться для обогащения фосфоритовых руд.

Роль седиментационных (фациальных) факторов в формировании типов руд не требует особых пояснений, поскольку именно на этом этапе в фосфоритах закладываются все основные показатели их минеральных и структурно-текстурных особенностей и, следовательно, формируются основные технологические свойства типов руд.

Менее очевидно влияние на обогатимость фосфоритов постседиментационных процессов, преобразующих их на стадиях диа-ката- и - метагенеза, а также метаморфизма и гипергенеза. Принимая это во внимание, рассмотрим, как отражаются вторичные измене -

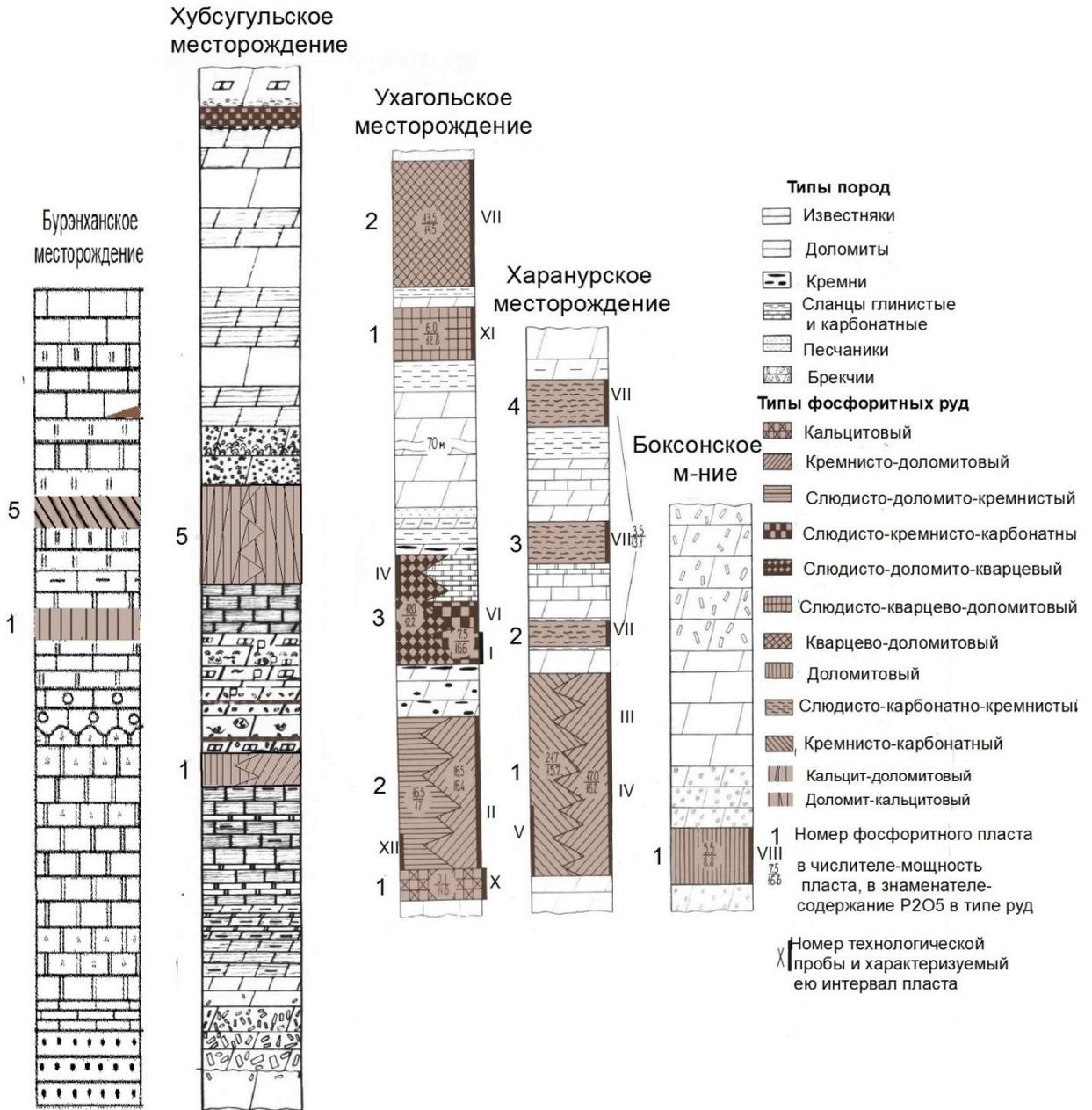


Рис.2.2. Размещение типов руд в разрезах месторождений ОХФБ.
Составил Георгиевский А.Ф.

ния на технологических характеристиках фосфоритов. Влияние раннедиагенетических процессов на технологические свойства фосфоритов наиболее отчетливо выражено на примере кремнисто-доломитового и доломитового типа руд. Их особенностью является широкое развитие в выделениях фосфата субмикроскопических включений доломита, которые не поддаются технологическому раскрытию (рис. 1.4.1.3; 1.4.1.8 (в); 1.5.1.4; 1.5.1.5; 1.5.1.8; 1.5.1.9). Как показано в главе 1.5.1, такие включения образуются при фосфатизации в раннем диагенезе карбонатных илов. При этом, количество включений обратно пропорционально интенсивности фосфатизации. Максимальное их содержание в рудах

Таблица 2.1

Геологические и геолого-технологические типы руд Окино-Хубсугульского бассейна.

N п/п	Месторождения	Типы руд	Запасы %	Химический состав, % Минеральный состав, %						Особенности руд, определяющие способы и результаты обогащения	Технологическая характеристика						
				P ₂ O ₅ фосфат	MgO доломит	CO ₂ кальцит	SiO ₂ кварц	Al ₂ O ₃ слюда	Fe ₂ O ₃		Фос.концентрат Содержание %				Изв. P ₂ O ₅ %	Наиболее эффективный способ обогащения	Изученность
											P ₂ O ₅	MgO	CO ₂	НО			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	Боксонское	Доломитовый	100	<u>8,8</u> 20,9	<u>15,8</u> 72,0	<u>35,9</u> 3,2	<u>0,4</u> 0,4	<u>0,1</u> -	<u>0,1</u>	Равномерное распределение зерен фосфата, насыщенных микровключениями доломита (30-35%); бедность руд	25,7	11,9	н/о	н/о	77,1	Флотационно-обжиговой	Слабая
	Хубсугульское		23,4	<u>18,5</u> 46,0	<u>8,0</u> 36,6	<u>22,05</u> 10,8	<u>4,5</u> 3,5	<u>0,8</u> 3,0	<u>0,9</u>	Слойковые обособления фосфата с микровключениями доломита (2-5%), присутствие кальция	33,2	1,0	5,0	4,9	68,2	Суспензионно-флотационный	Достаточная
	Бурэнханское		10	<u>17,2</u> 43,0	<u>7,6</u> 34,0	<u>21,0</u> 8,4	<u>8,9</u> 5,0	<u>1,63</u> 6,5	<u>1,08</u>	То же	28,0	2,0	6,0	10,2	70,0	То же	Достаточная
2	Ухагольское	Кремнисто-доломитовый	15	<u>16,4</u> 38,7	<u>9,5</u> 43,4	<u>21,6</u> 2,5	<u>12,6</u> 11,1	<u>0,5</u> 1,3	<u>0,7</u>	Слойковые обособления фосфата с микровключениями доломита (15-20%)	31,0	1,8	0,7	8,2	82,9	Флотационно-обжиговой (+ суспензия ?)	Достаточная
	Харанурское		52	<u>16,4</u> 38,8	<u>7,0</u> 32,1	<u>15,4</u> 0,6	<u>23,1</u> 22,2	<u>0,8</u> 2,1	<u>0,6</u>	То же, микровключений 2-5%; прораствание фосфата с кварцем и вторичным доломитом	26,1	3,91	9,05	12,9	70,5	Флотация	
	Хубсугульское		20,0	<u>15,7</u> 39,1	<u>9,0</u> 41,3	<u>23,6</u> 9,4	<u>11,5</u> 10,2	<u>0,75</u> 1,1	<u>0,8</u>	То же, присутствие кальция	28,2	2,0	4,9	н/оп	61,2	Суспензионно-флотационный	Недостаточная
											32,5	1,4	0,8	н/оп	70,9	Суспензионно-обжиговой	
											34,0	1,7	1,2	6,1	67,8	Суспензионно-флотационный	Недостаточная

Продолжение таблицы 2.1																	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3	Бурэнханское	Карбонатно-кремнистый	80	<u>18,0</u> 45,0	<u>2,4</u> 11,0	<u>8,0</u> 6,0	<u>30,8</u> 27,0	<u>1,87</u> 5,0	<u>1,26</u>	Слойковые обособления фосфата, его прорастание с вторичным кварцем	28,9	1,99	6,5	12,8	70,2	Суспензионно-флотационный	Достаточная
4	Хубсугульское	Кальцит-доломитовый	38,8	<u>17,7</u> 44,0	<u>6,2</u> 28,3	<u>23,03</u> 21,9	<u>4,6</u> 4,0	<u>0,3</u> 2,0	<u>0,8</u>	Тонкое прорастание фосфата с карбонатами, высокое содержание кальция	32,1	0,8	7,5	5,1	57,6	Суспензионно-флотационный	Достаточная
											34,25	1,2	1,05	9,05	82,4	обжиговый	
5	Хубсугульское	Кремнисто-доломит кальцитовый	17,8	<u>15,2</u> 37,8	<u>3,8</u> 17,3	<u>20,6</u> 28,1	<u>15,6</u> 15,0	<u>0,4</u> 1,6	<u>0,4</u>	Многокомпонентный состав; тонкое прорастание минералов, высокое содержание кальция	30,5	1,9	7,8		55,6	Суспензионно-флотационный	Недостаточная
6	Ухагольское	Кальцитовый	15	<u>11,6</u> 27,4	<u>1,5</u> 6,8	<u>30,5</u> 60,5	<u>3,8</u> 3,1	<u>0,6</u> 1,6	<u>0,5</u>	Кальцитовый состав	31,0 16,2	03 н/оп	5,9 н/оп	2,4 н/оп	81,1 38,4	Обжиговый Флотация	Достаточная
7	Ухагольское	Слюдисто-доломито-кремнистый	23	<u>17,0</u> 40,2	<u>4,3</u> 19,7	<u>11,7</u> 4,1	<u>27,5</u> 23,1	<u>3,8</u> 9,8	<u>1,5</u>	Сложный состав; сростки фосфата с др. минералами, высокая его концентрация	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	Суспензионно-флотационный (?)	Неизучен
8	Ухагольское	Слюдисто-кремнисто-карбонатный	13	<u>16,6</u> 39,2	<u>7,2</u> 32,9	<u>19,1</u> 7,7	<u>13,0</u> 10,7	<u>2,8</u> 7,3	<u>0,5</u>	Многокомпонентный состав, слойковые обособления фосфата; отсутствие сростков его с др. минералами	Нет достоверных данных					Суспензионно-флотационный (?)	Слабая
	Бурэнханское	Глинисто-кремнисто-карбонатный	10	<u>15,7</u> 39,3	<u>3,5</u> 15,6	<u>10,2</u> 6,0	<u>24,6</u> 16,0	<u>5,5</u> 15,0	<u>2,27</u>	Многокомпонентный состав, слойковые обособления фосфата; его сростки с минералами	28,0	2,1	5,2	16,0	62,6	Суспензионно-флотационный	Недостаточная
9	Ухагольское	Слюдисто-доломито-кварцевый	18	<u>12,2</u> 28,9	<u>3,4</u> 15,5	<u>7,4</u> -	<u>48,7</u> 45,3	<u>2,9</u> 7,5	<u>1,7</u>	Отсутствие сростков фосфата с др. минералами при равномерном его распределении в породе	28,3	н/о	н/о	н/о	87,0	Флотационный	Недостаточная

Продолжение таблицы 2.1																	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
10	Ухагольское	Слюдисто-кварцево-доломитовый	8	<u>12,8</u> 30,3	<u>5,7</u> 26,1	<u>13,1</u> 1,5	<u>25,0</u> 18,0	<u>6,0</u> 15,6	<u>5,0</u>	Выветрелый характер руд, присутствие гипса, гидроокислов железа; обилие тонких шламов	25,1	3,4	7,5	4,4	71,0	Флотационный	Слабая
11	Ухагольское	Кварцево-доломитовый	8	<u>13,5</u> 31,9	<u>11,0</u> 50,3	<u>25,2</u> 2,7	<u>10,0</u> 7,9	<u>1,8</u> 4,7	<u>2,1</u>	Отсутствие сростков фосфата с др. минералами, в целом простой состав	28,0	1,8	4,0	3,4	83,6	Флотационный	Достаточная
12	Харанурское	Слюдисто-карбонатно-кремнистый	29	<u>13,1</u> 30,9	<u>5,0</u> 22,9	<u>13,8</u> 6,6	<u>31,8</u> 29,0	<u>3,6</u> 9,3	<u>1,5</u>	Многокомпонентный состав, тонкое прорастание минералов, слойковые обособления фосфата	25,3	2,5	5,1	1,3	45,7	Суспензионно-флотационный	Слабая
13	Харанурское	Кремнисто-карбонатный (метаморфизованный)	19	<u>15,7</u> 37,1	<u>6,8</u> 31,1	<u>17,0</u> 5,1	<u>26,9</u> 25,6	<u>0,3</u> 0,8	<u>0,3</u>	Интенсивное расланцевание фосфатных выделений и резкое шламообразование	28,6 28,4	1,0 2,0	3,5 н/оп	0,8 н/оп	83,4 56,4	Флотационный Суспензионно-флотационный	Недостаточная

Боксонского, меньше – в фосфоритах Ухагольского и минимальное - в рудах Харанурского и Хубсугульского месторождений. Анализ таблицы 2.2 показывает, что от количества включений или, иначе, от интенсивности раннедиагенетической фосфатизации, зависят результаты, и в конечном итоге, выбор методов и схем обогащения. Сказанное иллюстрируют приведенные цифры коэффициента магнезиальности ($K_{Mg} = \% MgO \cdot 100 / \% P_2O_5$), лимитирующей пригодность концентратов для кислотной переработки. Исходя из существующих стандартов, из представленных продуктов обогащения практическое применение могут найти концентраты с $K_{Mg} < 7.0$, тогда как остальные руды требуют дальнейшего изучения.

Таблица 2.2.

Содержание доломитовых включений в выделениях фосфатного вещества и результаты технологических испытаний фосфоритов.

Месторождения	Качество исходных руд (%)		Качество концентрата и извлечение (%)			Содержание доломитовых включений в выделениях фосфата (%)	K_{Mg}	Метод обогащения
	P_2O_5	MgO	P_2O_5	MgO	Извлечение P_2O_5			
Харанурское	16,5	7,0	28,2	2,0	70,9	2-5	7,1	Суспензионно-флотационный
Хубсугульское	18,5	8,0	33,2	1,0	68,2	1-3	3,0	---./---
Ухагольское	16,0	10,8	26,0	3,9	70,0	15-20	15,0	---./---
---./---	16,5	9,6	31,0	1,8	83,0	---./---	5,8	Флотационно-обжиговой
Боксонское	8,9	15,8	26,0	11,0	70,0	30-35	42,3	---./---

Из катагенетических процессов отметим доломитизацию, кальцитизацию и окремнение. Доломитизация оказывает отрицательное влияние на обогащение фосфоритов, поскольку ведет к их разубоживанию. Наиболее ярко процесс выражен в доломитовых и кремнисто-доломитовых рудах. В результате чего на Хубсугульском и Ухагольском месторождениях замещается 15%, а на Харанурском и Бурэнханском -5-10% фосфатного вещества. Из-за существенно доломитового состава фосфоритов, а также появления у них дополнительных «вторичных» сростков минералов, с похожими флотационными свойствами, руды с трудом обогащаются по суспензионно-флотационной схеме. При этом, значительная доля фосфата (до 39%) уходит вместе со шламами (табл.2.1), а сам получаемый флотоконцентрат часто балансирует на уровне допустимого качества (1,7-2% MgO)

По сравнению с доломитизацией окремнение фосфоритов приводит к формированию контрастных по флотационным свойствам кремнистых руд из фосфата и разнозернистого кварца. Довольно энергично процесс проявлен на Харануре, но особенно интенсивно он

выражен на Бурэнханском и Манханулинском месторождениях. Наиболее подробно технологические свойства таких руд изучены на двух последних объектах. Хорошие результаты были получены при технологических испытаниях кремнистых фосфоритов Манханулинского месторождения. Как показали испытания, при содержании 16% P_2O_5 в исходном флотационно-контрастном сырье флотацией достигается 30% концентрат с извлечением 90% P_2O_5 . Несколько хуже происходит обогащение карбонатно-кремнистых руд Бурэнханского месторождения, у которых после окремнения сохраняются до 17% реликтовых выделений карбонатов, плохо поддающихся флотационному извлечению.

Кальцитизация – еще один из факторов, серьезно ухудшающих технологические свойства фосфоритов. При максимальном ее проявлении возникают руды, по качеству вдвое хуже исходных руд (с 20 до 10% P_2O_5). Кальцитовый состав либо значительная доля кальцитового минерала в фосфоритах делает малоэффективным флотационный метод обогащения и обуславливает применение обжига в виде основной, или доводочной операции. В частности, обжиг ухагольских кальцитовых руд дает концентрат, содержащий 0,3% MgO и 31% P_2O_5 (при извлечении 81%). При флотации тех же руд получается лишь некондиционный продукт с 16% P_2O_5 и извлечением 38% (табл.2.1). Обжиг является желательной операцией и при обогащении карбонатных типов фосфоритов Хубсугульского месторождения, где в минеральном составе вторичный кальцит также играет заметную роль (до 30%). Как видно из таблицы, с точки зрения качества и полноты извлечения пятиоксида фосфора (с 55 до 80%) применение обжиговой технологии заметно повышает привлекательность получаемых концентратов.

Метаморфические изменения наиболее ярко проявлены в кремнисто-карбонатных рудах Топхорского участка Харанурского месторождения. Они вызвали интенсивное расщепление фосфатных обособлений, в результате чего последние приобрели способность раскалываться при дроблении на тончайшие чешуйки. Это обуславливает значительное шламообразование и резкое до (57%) снижение извлечения полезного компонента при суспензионно-флотационном обогащении. Столь низкий эффект вызвал необходимость заменить примененную технологию на флотационную схему с использованием дорогостоящего реагента таллактама. И только после этого был достигнут удовлетворительный результат (табл.2.1).

Роль гипергенеза в преобразовании генетических типов фосфоритов, особенности и закономерности механизма изменения их вещества в зоне выветривания детально изучены Ю. Н. Заниным. В своей классической работе [158] автор показал, что поведение фосфора контролируется минеральным составом пород, условиями их выветривания, степенью кристалличности фосфатного вещества и его структурными формами. В зависимости

от этого фосфор может как выноситься, так и накапливаться, что находит отражение в текстурно-структурных и минеральных характеристиках фосфоритов. Из сказанного становится очевидным двойственное - и позитивное, и негативное влияние гипергенеза на обогатительные свойства фосфатных руд. Известным примером положительной роли выветривания на технологические процессы служат апатитовые руды вьетнамского месторождения Мау-Кок. Здесь, благодаря латеритному выщелачиванию первичных существенно карбонатных низкосортных руд (14-16,9% P_2O_5), происходит их облагораживание и превращение в практически мономинеральные апатитовые скопления (36-41% P_2O_5) [201].

Противоположный случай демонстрируют карстовые явления, разрушающие фосфоритовые пласты, после чего на их месте образуются остаточные залежи низкокачественных карстовых фосфоритов. Богатый опыт их технологических исследований на многочисленных месторождениях юга Сибири (Белка, Телекское, Тамалыкское и др.) показали, что из-за сложного минерального состава, получаемые из них концентраты непригодны для глубокой кислотной переработки. Вместе с тем, по мере формирования карста, происходит трансформация фосфата в легко растворимые формы, способные усваиваться растениями. Это, в свою очередь, открывает возможность для использования карстовых фосфоритов в виде дешевой фосфоритной муки.

Все сказанное имеет прямое отношение к рудам ОХФБ. Оставив за скобками карстообразование, широко проявленное на Манханулинском, Харанурском и Боксонском месторождениях, заострим внимание на других гипергенных процессах, затронувших фосфориты бассейна и влияющих на их обогатимость.

Как и следовало ожидать, воздействие гипергенных изменений на обогатимость руд многофакторно, и, подобно вышерассмотренным случаям, контролируется литологическим составом и степенью выветривания фосфоритов. В физико-географических условиях ОХФБ заметной гипергенной проработке подвергаются фосфориты, главным образом, в зонах трещиноватости и разрывных нарушений, где, в зависимости от уровня грунтовых вод, процессы выветривания фиксируются до глубин 100-150м. В этих условиях в карбонатных фосфоритах вначале выщелачиваются кальцит и доломит, а затем, по мере усиления процессов, подвижным становится фосфат. Перемещаясь в нижние горизонты зоны гипергенеза фосфатно-карбонатные растворы, по мере своего движения, вступают в реакции замещения с компонентами фосфоритов, в результате чего возникали разноплановые взаимоотношения прежних и новых минералов. В разрезе это находит отражение в сложном послойно-пятнисто-линзовидном распределении доломитовых и фосфатных участков, где, в зависимости от конкретных ситуаций, доминирует тот или иной новообразованный минерал. При этом возникают структуры тонкого прораствания карбонатов с фосфатами, а

также пятнистая и брекчиевидная текстуры с разнообразными взаимозамещениями доломита, фосфата и слабо раскристаллизованного кварца. В рудах, обогащенных органическим веществом, дополнительно образуется гипс.

В отличие от карбонатных фосфоритов, гипергенные изменения у их бескарбонатных разновидностей сводятся, прежде всего, к выщелачиванию фосфата. Интенсификация выщелачивания приводит к разрушению руд до глиноподобного состояния. Обычно все перечисленные изменения вещественного состава, структурно-текстурных особенностей и физических свойств фосфоритов негативно влияют на результаты обогащения. Так, при флотации выветрелых терригенно-карбонатных фосфоритов Ухагольского месторождения получен некондиционный концентрат, содержащий 25% P_2O_5 (при извлечении 71%); 3,4% MgO; 4,4% F_2O_3 (табл.2.1). В отличие от подобных случаев селективное выщелачивание карбонатов в карбонатно-кремнистых фосфоритах приводит к облагораживанию руды и улучшению ее технологических свойств.

Таким образом, подводя итог вышеизложенному материалу, отметим следующее.

Фосфориты Окино-Хубсугульского бассейна представлены 13 типами руд, преимущественно среднего качества, отличающимися технологическими свойствами, минеральными и структурно-текстурными особенностями. Большинство из них относятся к трудно – или возможно обогатимым и для их использования необходимы комплексные многоступенчатые обогатительные технологии. Сложный технологический характер руд отражает формирование фосфоритов в разных фациальных обстановках, а также воздействие на них разнообразных вторичных процессов. Последние, преобразуя вещественный состав, структуры и текстуры руд, часто становятся главными факторами эффективности применяемых методов и схем обогащения. При проведении разведочных работ данный вывод имеет принципиальное значение, поскольку позволяет еще на ранних стадиях изучения месторождений прогнозировать возможные результаты технологических испытаний руд и планировать наиболее оптимальные способы обогащения.

Глава 3. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБОГАЩЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ.

Разработка новых эффективных методов обогащения и переработки минерального сырья является одним из определяющих факторов научно-технического прогресса

Наблюдаемая в последние годы тенденция к снижению в рудах полезных компонентов, усложнению вещественного состава сырья и возрастанию требований к охране окружающей среды приводит к резкому ухудшению технико-экономических показателей обогащения руд и их переработки.

Эти проблемы в разной степени характерны для большинства фосфоритовых месторождений, определяя в конечном итоге конкурентоспособность фосфатных концентратов на мировом рынке. Опыт геолого-технологических исследований показывает, что возможности подавляющего большинства традиционных технологий для их решения практически исчерпаны. Данное обстоятельство диктует необходимость разработки нестандартных подходов для создания принципиально новых, нетрадиционных методов обогащения. Такие возможности открывает применение **биогеотехнологии**. Как наука она приобрела реальные очертания в конце XIX начале XX в.в., благодаря трудам С.Н. Виноградского М. Бейеринка, В.И. Вернадского, У. Бавендама, П. Дорфа, Р. Лиске, Х. Молиша, Е. Наума, С. Ван Ниля, С. Ваксмана, В. Рудольфа, К. Зо Белла, А. Колмера, В.Л. Омелянского, К. Надсона, Б.Л. Исаченко, В.О. Таусона, Н.Г. Холодного, В.С. Буткевича и др. ученых. После их исследований стало очевидно, что на месторождениях разных полезных ископаемых существуют своеобразные комплексы микроорганизмов, деятельность которых приводит к формированию или разрушению минеральных компонентов руд, вызывая осаждение либо миграцию слагающих их химических соединений. Дальнейшее развитие этих представлений дало возможность в середине прошлого века появиться новой научной дисциплине – **геологической микробиологии**. Своим рождением она, прежде всего, обязана отечественным ученым - микробиологам М.В. Иванову, Г.И. Каравайко, С.И. Кузнецову, Н.Н. Ляликовой, Г.А. Соколовой, А. Г. Вологдину и др. , опубликовавших в шестидесятых-восьмидесятых годах серию работ, где была показана важнейшая роль микроорганизмов в возникновении, сохранении и разрушении месторождений углеводородов, серы, сульфидов и других полезных ископаемых [52, 167 - 169, 192, 204 - 206, 208, 209, 235, 238, 290, 318]. Значительный вклад в эти работы внес крупный ученый, геолог – фосфатчик А.С. Соколов, занимавшийся в то время вместе с микробиологами, проблемами серных руд.

Последующее развитие геологического направления в микробной биологии положило начало одной из ведущих в современном мире отраслей человеческой деятельности – био-

геотехнологии. Биогeотехнология – это наука о применении микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности (метаболитов) для извлечения химических и минеральных компонентов из пород, руд, концентратов, а также различных промышленных отходов. Она сформировалась на стыке минералогии, биохимии, геохимии, микробиологии и обогащения руд, что позволяет ей использовать богатейший практический и теоретический опыт всех этих смежных областей знаний. Зародившись в середине прошлого века, сейчас биотехнология по праву считается одной из наук, определяющих развитие технического прогресса и экологическое состояние нашей планеты. Основными направлениями ее деятельности являются:

1. Разработка микробных технологий для выщелачивания полезных или вредных компонентов из различного минерального сырья.
2. Использование микроорганизмов в традиционных схемах обогащения, с целью улучшения параметров получаемых концентратов.
3. Биосорбция металлов из продуктивных растворов, получаемых при добыче полезных ископаемых методами бактериального выщелачивания и растворения.
4. Микробиологические способы очистки промышленных и бытовых сточных вод.
5. Изучение микробиологических процессов накопления химических элементов с целью создания искусственных месторождений полезных ископаемых.
6. Попутное микробиологическое извлечение серы на разрабатываемых нефтяных и угольных месторождениях для снижения себестоимости и повышения качества добываемого сырья.
7. Микробиологическая борьба с метанообразованием на горнодобывающих предприятиях угольной промышленности.
8. Применение микроорганизмов для повышения нефтеотдачи пластов.

Как видно из приведенного перечня направлений, круг вопросов, которыми занимается биотехнология, весьма обширен и разносторонен. Поэтому, при их решении в каждом конкретном случае используются свои методические приемы и подходы. Вместе с тем, независимо от характера биогeотехнологических исследований, последние проводятся поэтапно в следующем порядке.

Первый этап. Определение особенностей вещественного состава и физико-химических параметров субстратов, выбранных для микробной атаки.

Второй этап. Выявление перспективных высокоактивных штаммов микроорганизмов, их селекция и адаптация к «рабочим субстратам».

Третий этап. Культивирование микроорганизмов и наработка биомассы в объемах, достаточных для биотехнологического процесса.

Четвертый этап. Создание и поддержание оптимальных технологических условий для микробного воздействия на «рабочие субстраты» в лабораторных опытах, а также в масштабах промышленного производства.

Пятый этап. Получение искомого технического продукта с заданными свойствами, в результате комплексного химического и биологического разрушения вещества «рабочих субстратов», его преобразования и осаждения.

Шестой этап. Восстановление технических растворов в условиях замкнутого водооборота с привлечением для этих целей процессов биоаккумуляции и извлечения веществ микроорганизмами.

Эффективное применение биотехнологии в горном производстве, прежде всего, обусловлено удивительными особенностями и свойствами микроорганизмов: бактерий, микоплазм, микромицетов, грибов, водорослей; их способностью активно влиять на окружающую среду в самых различных, вплоть до экстремальных, экологических обстановках [126]. Эти мельчайшие живые существа, по истине, вездесущи. При бурении нефтяных скважин микроорганизмы отмечены на глубине около 3 км. Их можно встретить в осадках океанических впадин и в верхних слоях атмосферы на высоте в десятки км. Одни из них заселяют термальные источники, выдерживая температуры более 100°C (**термофилы**), другие - спокойно развиваются при температурах, близких к отрицательным значениям (**психрофилы**). Столь же значителен разброс обстановок, отличных по кислотности среды обитания микроорганизмов. Наряду с рядовыми формами (**нетрофилы**), существуют экстремальные виды, для которых необходимы для жизни резко кислые ($\text{pH} = 0,9-4,5$) (**ацидофилы**) или сильно щелочные ($\text{pH} = 11-12$,) (**алкалофилы**) условия. Такими же экстремалами являются **галофилы** – организмы, живущие в высокоминерализованных рассолах, содержащих не менее 10% солей. Из всех живых существ только микроорганизмы наделены способностью, активно развиваться в условиях, где есть (**аэробы**), и где нет свободного кислорода (**анаэробы**). В последнем случае, они извлекают этот жизненно важный элемент из соединений, богатых кислородом. Наконец, недавно при глубоководных исследованиях мирового океана были выявлены уникальные комплексы микробиоты, мало нуждающиеся в кислороде, и существующие в основном за счет окисления эндогенных веществ и, прежде всего, H_2 [168]

Рабочие биотехнологические свойства микроорганизмов обусловлены их физиологическими особенностями (типом питания, способом получения энергии, а также метаболит-

мом - характером обмена веществ, протекающего в живой клетке). **Автотрофы** для строительства своих клеток синтезируют органические вещества, привлекая для этих целей углерод неорганических соединений (в основном в форме CO_2). Нужную им для жизни энергию они получают в процессе фотосинтеза (**фотоавтотрофы**), либо при окислении водорода и химических элементов с переменной валентностью (**хемолитоавтотрофы**). В отличие от них, **гетеротрофы** неспособны синтезировать органические вещества и поэтому в качестве источника углеродного питания и энергии они используют, главным образом, уже готовые углеродсодержащие органические соединения, которые поступают к ним вместе с пищей. Органические вещества, как правила, угнетают развитие автотрофных бактерий, однако известны отдельные штаммы, способные переключаться с автотрофного на гетеротрофный обмен (**факультативные автотрофы**).

Помимо углерода, микроорганизмам для активного развития необходим целый ряд других химических компонентов, таких как азотные, фосфорные, сульфатные соединения, магний, железо, различные микроэлементы.

Извлекая из окружающей среды нужные для жизни вещества, микробные сообщества становятся своеобразными накопителями химических элементов и, тем самым, непосредственно влияют на их геохимические свойства и миграционную способность. Некоторые из микроорганизмов специализируются на строго избирательной фиксации отдельных элементов, что получило свое отражение в их систематизации (**железобактерии, серобактерии и т.д.**). Целые группы организмов осуществляют разные типы биохимических реакций, в ходе которых происходит окисление или восстановление многих минеральных и органических веществ. Такими микроорганизмами являются **сульфат- и сераредуцирующие, метаноокисляющие, нитрифицирующие, денитрифицирующие, тионовые и др.** бактериальные формы.

В процессе роста микроорганизмы при обмене веществ вырабатывают различные продукты жизнедеятельности (метаболиты), представляющие собой разнообразные простые и сложные химические соединения, такие как минеральные и органические кислоты, сероводород, метан, водород, углекислый газ, аминокислоты, полисахариды, белки, перекиси, спирты и др. Большинство из них создают разнотипные геохимические барьеры и обстановки, а также образуют сложные органо – минеральные комплексные соединения, что в совокупности определяет характер поведения химических элементов, их способность к избирательному накоплению.

В целом, из 104 известных в природе химических элементов, около шестидесяти в той или иной степени подвергаются микробному воздействию [281]. Поэтому, правильно будет

утверждать, что на Земле практически любой минерал может испытать микробную атаку и, следовательно, стать потенциальным объектом для биогеотехнологических исследований. Обладая колоссальной энергией размножения, микроорганизмы способны перерабатывать количества вещества в сотни и тысячи раз превышающего их собственный вес, и тем самым служат эффективным инструментом биотехнологии.

Одним из важнейших направлений использования биотехнологии в народном хозяйстве является ее привлечение к добыче и обогащению полезных ископаемых, а также к утилизации производственных отходов горных предприятий. Круг решаемых здесь задач охватывает проблемы, касающиеся извлечения минеральных компонентов из руд, концентратов, горных пород и растворов с помощью микроорганизмов или их метаболитов. Извлечению подвергаются как рудные, так и нерудные минералы, и химические элементы с помощью чанового, кучного и подземного выщелачивания. При чановом производстве процесс проводится в одиночных или соединенных в каскад специальных емкостях (ферментерах, пачуках, контактных чанах и т.п. аппаратах) [200, 280, 281].

Кучное и подземное выщелачивание проводится на месте залегания руд, а также в отвалах и искусственных кучах и достигается благодаря принудительной многократной обработке минерального сырья активными бактериальными растворами. По такой технологии извлечение компонентов происходит благодаря непосредственному воздействию микроорганизмов на минеральные частицы, либо в результате их химических реакций с метаболитами [296, 200].

Применение биотехнологии для извлечения меди, цинка, урана и ряда других металлов в промышленных масштабах уже давно осуществляется в мировой практике (в бывшем СССР, США, Канаде, Болгарии, ЮАР, Индии и др. странах) и позволило в 1,5-2,0 раза снизить себестоимость получаемых металлов по сравнению с традиционными способами их производства [168, 200, 415, 419, 383, 389].

3.1. Инновационные технологии обогащения фосфатных руд, основанные на биологической деятельности организмов.

Развитие в России производства минеральных удобрений, наряду с политико – экономическими факторами, сдерживает отсутствие обогатительных технологий, конкурентоспособных в условиях рыночной экономики. Большое количество вредных примесей в фосфоритах требует глубокого разделения вещества с применением сложных комбинированных технологических схем, где в разных соотношениях сочетаются флотация, магнитная и электромагнитная сепарация, обжиг, гравитация, тяжелосредное разделение материала. Несмотря на почти столетний период исследований, обогатителям не удалось пока создать

технологий, способных дать толчок для массового использования низкокачественных фосфоритов российских месторождений. Опыт показывает, что решение этой проблемы может быть достигнуто при разумном сочетании возможностей традиционных способов обогащения и принципиально новых технологических приемов. К последним относится биотехнологический метод обогащения фосфатного сырья, впервые разработанный сотрудниками ГИГХСа*, ИБФМ РАН**, ИНМИ РАН*** и РУДН* [66, 67, 68, 93,94, 96, 97,98,100, 101 ,104, 207, 283, 479, 481, 483].

Исследования велись в рамках государственной программы «Новые методы биоинженерии», а также по грантам Министерства образования Р.Ф. Полученные результаты защищены патентами и при дальнейшем совершенствовании позволят в промышленных масштабах вовлекать в переработку бедные фосфатные руды, отвалы, а также хвосты обогатительных фабрик, которые традиционными способами не обогащаются. Метод отвечает современным требованиям экологической безопасности, т.к. базируется на принципах замкнутого водооборота с регенерацией рабочих растворов.

Микробиальному воздействию подвергались руды и технологические продукты карбонатного, силикатного и смешанного состава, с содержанием P_2O_5 от 4 до 30%, и характеризующие разные генетические типы месторождений. При этом, в зависимости от минерального состава материала целенаправленно использовалась полезная геохимическая деятельность ряда гетеротрофных микроорганизмов для биохимической деструкции карбонатов либо выщелачивания фосфата, с последующей его аккумуляцией из рабочих растворов в форме фосфорных минеральных удобрений. С учетом поставленных задач проводились эксперименты с непосредственно растущими на фосфатной руде микроорганизмами, а также проверялись схемы с применением активных, сложных по составу органических кислотных продуктов их метаболизма (культуральных жидкостей). Предварительно процессы моделировались с применением минеральных и органических кислот, близких по составу микробным метаболитам.

3.1.1. Микробиологическое обогащение низкокачественных фосфатных алюмосиликатных руд.

Объектом биогеотехнологических исследований руд данного типа выбрано Софроновское месторождение, заключенное среди ордовик – силурийских отложений Полярного Урала [482]. Фосфориты месторождения относятся к линзовидно-слоевым афанитовым

Патент № РФ 2120430

* Разработчики к. г.- м. н. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О.

** Руководители работ чл.- корр. РАН Г.И. Каравайко, к.б.н. Авакян З.А.

*** Руководитель работ д.б.н. Финогенова Т.В.

разностям, сложенным, главным образом, микрокристаллическими агрегатами кварца, слюды и фосфата. Минералы, как правило, тонко прорастают друг друга и лишь в отдельных случаях образуют самостоятельные линзовидные слои толщиной 1-5 мм. Содержание P_2O_5 в руде колеблется в пределах 4-8%. После обесшламливания ее материала, прямой флотацией и тремя перемывками получен промпродукт с 20,5 % P_2O_5 , при извлечении 60,3%. Столь негативные результаты обогащения стали решающими при выборе данных руд для разработки технологий микробиального растворения фосфатного вещества. К сказанному следует добавить, что похожие фосфоритовые разности также развиты на Харанурском и Ухагольском месторождениях Окино-Хубсугульского бассейна, и, следовательно, опыт технологических исследований софронских руд будет весьма полезен при освоении упомянутых месторождений.

Учитывая специфику химического состава продуктов метаболизма микроорганизмов, потенциально – перспективных для выщелачивания фосфата, основное внимание было уделено изучению характера и особенностей его взаимодействия с растворами лимонной, азотной и серной кислот. Химические эксперименты проводились на измельченном материале (-0,10мм) лабораторно - технологической пробы следующего минерального и химического состава (табл. 3.1.1.1).

Таблица 3.1.1.1.
Основные параметры пробы ЛТ-8

Химический состав пробы, % ЛТ-8	Минеральный состав пробы, % ЛТ-8
P_2O_5 – 6,3	Фосфат -12,5
P_2O_5 л.р. -2,4	
SiO_2 -73,1	Кварц -71,3
Fe_2O_3 -2,4	Гидроокислы железа-3,3
Al_2O_3 -6,4	Гидрослюды-8,3
Н.О.-81,15	Прочие -4,7

Концентрация растворов лимонной кислоты готовилась с учетом концентраций реальных культуральных жидкостей ряда гетеротрофных микроорганизмов, полученных в процессе их ферментации, и достигали 50-200 г/л. Время контакта выщелачивающих растворов с рудой колебалось от нескольких часов до одних суток, соотношение Т:Ж в пульпе находилось в пределах 1:10. По окончании эксперимента, фильтрат продуктивного раствора, а также промытый и высушенный осадок изучались химическим и минералогическим методами.

В процессе экспериментов с лимонной кислотой ($C_6H_8O_7$) было отмечено, что реакции выщелачивания фторапатита могут осуществляться двумя путями:

1. При концентрации лимонной кислоты в растворах 50-150 г/л ($pH > 2.25$) разложение

фторапатита протекает с образованием трехкальциевого цитрата, смеси монокальциевого и дикальциевого фосфата и фтористого водорода:



2. При увеличении концентрации лимонной кислоты до 200 г/л ($\text{pH} < 2.25$) реакция, как правило, проходит с образованием монокальциевого цитрата, монокальциевого фосфата и фтористого водорода:



Результаты суточного выщелачивания фосфата растворами лимонной кислоты приведены в таблице 3.1.1.2

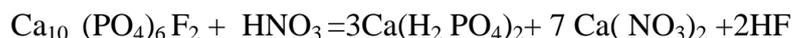
Таблица 3.1.1.2.

Эффективность выщелачивания фосфата растворами лимонной кислоты

№ пробы	Время контакта, сут.	pH		Химический состав		Концентрация растворов г/л (Т:Ж=1:10)
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-8исх	-	-	-	5,30	81,15	-
Л-26а	1	2,63	2,84	5,10	81,30	50
Л-26б	1	2,44	2,64	4,91	81,53	100
Л-26в	1	2,25	2,43	4,50	81,92	150
Л-26г	1	2,09	2,26	3,50	82,65	200

Анализ полученных результатов показывает планомерное падение содержания P₂O₅ в твердой фазе, пропорционально концентрации лимонной кислоты в выщелачивающем растворе. Максимальное выщелачивание фторапатита достигнуто при концентрации лимонной кислоты 200 г/л (1,8%), что соответствует извлечению 34%. Более концентрированные выщелачивающие растворы не применялись в силу ранее изложенных причин, а большая продолжительность времени выщелачивания не привела к существенному изменению результатов.

Экспериментальные исследования с выщелачиванием фторапатита растворами азотной кислоты проводились в широком диапазоне концентраций последней, приближаясь к таковым в культуральных жидкостях ряда нитрифицирующих микроорганизмов. Время выщелачивания от трех часов до трех суток, отношение Т:Ж составляло 1:10-1:5. Для диапазона кислотности среды в выщелачивающем растворе ($1,5 < \text{pH} < 3.2$) реакция разложения фтор-апатита протекала по следующей схеме:



Реакция при стехиометрическом соотношении (или избытке) кислоты идет обычно полностью. При ее недостатке в продуктивном растворе одновременно с моно- и дикальциевым фосфатом появляется свободная фосфорная кислота (H₃PO₄). Выделяющийся в процессе реакции фтористый водород реагирует с кварцем (а также, возможно, с полуторными окислами железа и алюминия), образуя кремне-фтористоводородную кислоту, влияние которой на динамику разложения фторапатита не вполне пока ясно.

Результаты проведенных экспериментов (табл. 3.1.1.3.) показали, что хотя при увеличении концентраций растворов азотной кислоты и происходит заметное повышение извлечение фторapatита из проб, однако, эффективность этого процесса в целом низкая. Лучший из полученных результатов (Л-21) характеризуется извлечением фторapatита в раствор равным 15%. Анализ начальной и конечной кислотности среды при экспериментах показывает, что в первых трех опытах (Л-18-Л-20) рН превышает критическое значение (3-3,5), что обуславливает выпадение в осадок дикальциевого фосфата. Таким образом, в данном случае процесс разложения фторapatита сопровождается его химической конверсией - растворением и переотложением в иной кристаллической фазе. Увеличение времени выщелачивания фторapatита, а также уменьшение соотношения Т:Ж не позволяет повысить эффективность процесса.

Таблица 3.1.1.3.

Эффективность выщелачивания фосфата растворами азотной кислоты

№ пробы	Время контакта, сут.	рН		Химический состав, %		Концентрация растворов г/л (Т:Ж=1:10)
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-8исх	-	-	-	5,30	81,15	-
Л-18	1	3,22	5,37	5,10	81,33	0,001Н HNO ₃
Л-19	1	3,18	4,82	4,92	81,50	0,005Н HNO ₃
Л-20	1	2,28	3,64	4,66	81,72	0,01Н HNO ₃
Л-21	1	1,62	2,84	4,48	81,91	0,05Н HNO ₃

Эксперименты, связанные с использованием растворов серной кислоты для выщелачивания фторapatита, проводились при режимах, увязывающихся с химическими характеристиками культуральных жидкостей тионовых микроорганизмов, а также возможной необходимостью их подкисления с целью избегания биоконверсии фосфата.

Основные параметры химического выщелачивания были близки к таковым в предыдущих экспериментах. Время контакта растворов серной кислоты с рудой составляло 1 сутки, Т:Ж = 1: 10. Концентрации растворов серной кислоты колебались в диапазоне 0,05Н-0,5Н (табл.3.1.1.4.).

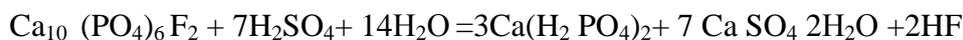
Таблица 3.1.1.4.

Эффективность выщелачивания фосфата растворами серной кислоты

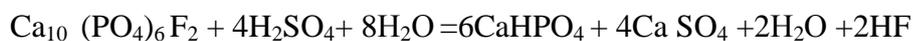
№ пробы	Время контакта, сут.	рН		Химический состав, %		Концентрация растворов г/л (Т:Ж=1:10)
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-8исх	-	-	-	5,30	81,15	-
Л-17	1	1,51	2,58	3,80	82,57	0,05Н H ₂ SO ₄
Л-24	1	0,20	0,34	0,75	85,34	0,15Н H ₂ SO ₄
Л-25	1	0,15	0,23	0,50	85,67	0,5Н H ₂ SO ₄

С учетом колебаний значений кислотности выщелачивающих растворов, реакция разложения фторапатита протекала по следующим схемам:

1. Для опыта Л-17 ($3 > \text{pH} > 1.5$) с образованием моно- или дикальциевого фосфата:

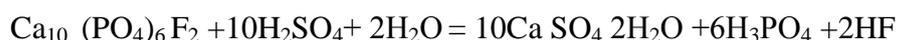


Монокальциевый фосфат



Дикальциевый фосфат

2. Для опытов Л-24 и Л-25 ($1.5 < \text{pH}$) с образованием фосфорной кислоты



Результаты сернокислотного выщелачивания фторапатита показывают, что извлечение последнего в раствор колеблется в пределах 30-90%. Отрицательной стороной данного процесса является образование гипсовых пленок на поверхности реагирования, что мешает дальнейшему прохождению реакции. Дополнительные эксперименты подтвердили возможность повышения эффективности выщелачивания фторапатита и при более низкой кислотности среды ($3 > \text{pH} > 1.5$), за счет уменьшения отношения в пульпе твердой фазы к жидкой, а также увеличения времени выщелачивания.

Таким образом, анализ и обобщение результатов моделирования микробиологического выщелачивания фторапатита на основе использования растворов лимонной, азотной и серной кислот показали, что наиболее эффективным выщелачивающим реагентом является серная кислота при $\text{pH} < 1.5$, а при изменении некоторых режимов (увеличении времени выщелачивания и уменьшении Т:Ж) - и при более щелочной среде ($3 > \text{pH} > 1.5$). Полученные выводы легли в основу последующей серии экспериментов, связанных с выщелачиванием фторапатита с использованием растущих тионовых микроорганизмов и их культуральных жидкостей.

3.1.1.а. Бактериально-химическое выщелачивание фторапатита на основе использования тионовых микроорганизмов.

Бактериально-химическое выщелачивание фторапатита осуществлялось в двух направлениях: на основе растущего непосредственно на рудном материале штамма *Thiobacillus thiooxidans*, а также путем использования его культуральной жидкости. В обоих случаях применялась скорректированная по составу среда Ваксмана.

При использовании растущей культуры выщелачивание фторапатита осуществлялось в колбах Эрленмейера емкостью 250 мл, в которые помещались 100 мл активной культуры *T. thiooxidans*. С целью избежания выпадения фосфатов кальция в осадок, кислотность среды в ряде случаев корректировалась добавлением 1Н H_2SO_4 до значения $\text{pH} = 2$. Более подробно условия и параметры экспериментов описаны в [483], а некоторые результаты

показаны в таблице 3.1.1.(а). 1

Таблица 3.1.1.(а). 1.
Результаты микробиологического выщелачивания фосфата растущей культурой
Т. Thiooxidans.

№ пробы	Время кон-такта, сут.	рН		Химический состав, %		Т:Ж
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-8ис	-	-	-	5,30	81,15	-
Л-30	7	2,85	2,12	3,20	82,86	1:10
Л-31	7	2,65	2,20	2,90	83,16	1:10

В целом, оценивая результаты бактериального выщелачивания фторапатита на основе использования растущей культуры Т. Thiooxidans (табл. 3.1.1.а. 1), необходимо отметить, что ее применение к конкретным рудам не отличается достаточной технологичностью. Данный вывод вытекает из плохой адаптации культуры к вещественному составу руды, необходимости корректировки кислотности среды в пределах, сопряженных с оптимальными условиями жизнедеятельности микроорганизмов и наращивания ими нужного объема биомассы.

В свете сказанного, выполнены экспериментальные исследования по бактериально – химическому выщелачиванию фторапатита на основе использования культуральных жидкостей Т. Thiooxidans, полученных путем двухсуточной ферментации на стерильной среде Ваксмана. Позитивным моментом их применения являются возможности большего маневрирования с кислотностью среды, соотношением жидкой и твердой фаз, концентрацией раствора, а также времени выщелачивания, тесно связанного с этими факторами.

Эксперименты по выщелачиванию фторапатита культуральными жидкостями проводились на материале следующего химического состава (в %):

P ₂ O ₅ - 4.00	CO ₂ – 0,10
MgO (к.р.) - 0,10	Fe ₂ O ₃ – 1.40
MgO (общ.) -0.80	Al ₂ O ₃ – 3.80
Н.О.- 83,70	

Первые же опыты показали значительные преимущества использования культуральных жидкостей по сравнению с растущей в рудной среде культурой Т. Thiooxidans. Полученные продукты метаболизма характеризовались достаточно высокой кислотностью (рН = 1.2-2,1), позволившей при прочих условиях (Т:Ж=1:10, времени выщелачивания 3-4 суток) получить более высокие результаты (табл. 3.1.1.а. 2).

Таблица 3.1.1.(а). 2

Результаты микробиологического выщелачивания фосфата культуральными жидкостями Т. Thiooxidans.

№ пробы	Время контакта, сут.	рН		Химический состав, %		Т:Ж пульпы
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-22исх	-	-	-	4,00	83,70	-
Л-50	3	1,15	2,28	2,40	85,17	1:10
Л-50/1	7	1,19	2,56	1,21	86,33	1:10

Их анализ показывает, что с использованием культуральных жидкостей с исходной рН = 1,16 уже через 3 суток выщелачивания достигнуто извлечение фосфата в раствор, равное 40%, а через 7 суток примерно 70%. С учетом этих результатов, в заключительной стадии экспериментов было осуществлено бактериально-химическое выщелачивание фторапатита при различных соотношениях твердой и жидкой фаз, с целью достижения увеличения эффективности выщелачивания при сокращении его сроков (табл. 3.1.1.а. 3). Анализ полученных данных показывает, что при заданных режимах процесса, выщелачивание фторапатита происходит в пределах 41,3-71,3% извлечения.

Таблица 3.1.1.(а). 3.

Результаты микробиологического выщелачивания фосфата культуральными жидкостями Т. Thiooxidans с учетом различных соотношений Т:Ж

№ пробы	Время контакта, сут.	рН		Химический состав, %		Т:Ж
		начало	конец	P ₂ O ₅	Н.О.	
ЛТ-22 исх	-	-	-	4,00	83,70	-
Л-60	4	2,10	2,61	2,35	85,22	1:10
Л-61	4	2,16	2,65	2,99	85,30	1:15
Л-62	4	2,08	2,49	1,15	86,23	1:20

Изменение соотношения Т:Ж от 1:10 до 1:20 сокращает срок разложения фосфата на трое суток.

Таким образом, результаты проведенных биогеотехнологических исследований позволяют сделать заключение о возможности осуществления стабильного бактериально-химического выщелачивания фторапатита из бедных фосфоритов Софроновского и других месторождений с извлечением до 71%.

3.1.1.б. Исследования по аккумуляции фосфатов кальция из продуктивных выщелачивающих растворов.

Экспериментальными исследованиями по бактериально химическому выщелачиванию фторапатита было неоднократно установлено, что стабильность фосфорсодержащих выщелачивающих растворов контролируется определенными параметрами их кислотности. В зависимости от конкретного минерального состава руды, концентраций ионов PO₄³⁻ в жид-

кой фазе, наличия целого ряда примесных компонентов, максимальные критические значения рН, обеспечивающие растворимость фосфатов кальция, находятся в пределах 2,6-3,0. При более щелочных условиях происходило выпадение фосфатов в осадок, протекавшее с различной скоростью и интенсивностью. Отмеченные явления биоконверсии фосфатов резко снижали эффективность процесса выщелачивания, а зачастую полностью нейтрализовали его.

Отмеченные выводы легли в основу серии экспериментов, цель которых состояла в изучении возможности аккумуляции фосфатов кальция из бедных продуктивных растворов на основе известной схемы их нейтрализации оксидом кальция и получения продуктов типа преципитата. Препятствием для данного процесса служат растворенные примесные соединения железа и алюминия, которые способны при нейтрализации выпадать в осадок. Однако, с учетом различной степени растворимости их и фосфата, достигается селективное осаждение этих компонентов.

При экспериментах оксид кальция вносился периодически небольшими (~0.1г) порциями, после чего, в целях достижения химического равновесия, растворы перемешивались в течении 10-15 мин. Выпадающий осадок отфильтровывался, промывался, сушился, и затем одновременно с фильтратом анализировался на содержание P_2O_5 , CaO, Fe_2O_3 и Al_2O_3 . На каждом этапе осаждения, замерялась кислотность раствора. Анализ результатов нейтрализации показал, что основная масса фосфатов железа и алюминия заканчивает свое выпадение при рН 2,5-2,7. При рН 2,8-3,1 начинает осаждаться дикальцийфосфат, вплоть до рН 4,1-4,5. Полученный при осаждении (рН > 2,8) дикальцийфосфат, содержит 38-40% P_2O_5 и 32-37% CaO. Среднее извлечение P_2O_5 из продуктивных растворов составило 72%. Таким образом, наработанный продукт близок по своему составу к «классическому» преципитату и может использоваться в качестве лимоннорастворимого фосфорного удобрения.

3.1.2. Микробиологическое обогащение карбонатных фосфатных руд и их техногенных отходов.

Экспериментальные биотехнологические исследования по деструкции и бактериально-химическому выщелачиванию карбонатов были связаны с целенаправленным использованием полезной геохимической деятельности ряда перспективных гетеротрофных микроорганизмов для биохимического выщелачивания карбонатов из технологически трудных разновидностей фосфоритовых руд. С этой целью проведены опыты с непосредственно растущими на фосфатной руде микроорганизмами, а также проверялись схемы с применением активных, сложных по составу органно-кислотных продуктов их метаболизма (куль-

туральных жидкостей). В ходе опытов решались задачи, по изучению механизма и кинетики биохимической деструкции карбонатов в широком диапазоне вариаций физико-химических режимов процесса (рН среды, температуры, Т:Ж, времени контакта с рудой, концентрацией и соотношений основных компонентов культуральных жидкостей, времени инкубации, тонины помола материала и др.). Полученные результаты показали высокую селективность и эффективность биотехнологического процесса.

Исследования проводились на доломит-кальцитовых, кальцитовых и доломитовых фосфоритах, а также на продуктах их обогащения (концентратах и шламах). В качестве объектов изучения соответственно выбраны зернистые фосфориты Израиля, Джерой - Сардаринского месторождения Узбекистана, а также афанитовые слойковые фосфориты Ухагольского месторождения Бурятии (ОХФБ). Краткие сведения об этих рудах даны в таблицах 3.1.2.1 и 3.1.2.2. Как видно из таблиц, для всех них в большей или в меньшей степени характерно присутствие фосфатно - карбонатных микросростков, раскрытие которых не достигается обычными способами. Такая задача оказалась по силам только методам микробиологического обогащения. Наиболее детально вопросы микробного обогащения проработаны для кальцитовых и доломит-кальцитовых руд и, в несколько меньшей степени, для доломитовых фосфоритов. В рамках выполненных работ осуществлена ферментация штаммов микроорганизмов с наработкой необходимых объемов и концентраций их культуральных жидкостей, изучен вещественный состав фосфатсодержащего сырья, определены оптимальные параметры биогеотехнологического выщелачивания кальцита и доломита, проведена регенерация рабочих растворов. По всем пробам наработаны лабораторные партии биогеотехнологических концентратов в объемах, достаточных для получения заключения об их пригодности для кислотной переработки.

3.1.2.а. Экспериментальные биогеотехнологические исследования по деструкции и биохимическому выщелачиванию кальцита.

Эксперименты по удалению кальцита биологическими методами проводились в рамках широких вариаций вышеуказанных физико-химических характеристик режимов бактериально-химического выщелачивания. В контрольных опытах использовались навески проб в стерильной водной среде.

Эксперименты с живыми культурами.

Из живых культур наилучшие показатели были получены для штамма мицелиевых грибов рода *Aspergillus*, время инкубации которых на кальцитовых рудах Джерой - Сардаринского месторождения составляло 7 суток. Характер процесса бактериального выщелачивания кальцита контролировался определением P_2O_5 и CO_2 промежуточных проб твер-

Таблица 3.1.2.1

Природные особенности фосфоритов

Месторождение и тип фосфоритов	Химический и минеральный состав, %							Текстурно-структурные факторы, определяющие технологические свойства фосфоритов		
	P ₂ O ₅	CO ₂	MgO	фос-фат	каль-цит	доло-мит	про-чие	Формы выделения фосфата	Степень развития фосфатно-карбонатных сростков и их характеристика	Физическое состояние фосфоритов
Джерой-Сардаринское; зернистый	18,25	17,83	0,76	55,3	32,4	-	12,3	Биоморфозы по фораминиферам, подчиненно – зерна. Размер 0,05-0.2мм	Низкая, из-за обильных реликтов микрозернистого кальцита внутри фосфатных выделений	Рыхлые, частично сцементированные
Израиль; зернистый	20,3-28,0	6,2-18,0	0,25-0,32	57,9-79,9	17,5-35,8	1,1-1,5	1,5-4,8	Зерна, оолиты, редко биоморфозы. Размер 0,05-0.2мм	Высокая, но имеют место микросростки фосфата с кальцитом	Рыхлые, частично сцементированные
Ухагольское; афанитовый, слойковый	23,3	20,5	8,8	55,2	3,4	30,2	1,2	Слойки линзочки толщиной 0,1-20мм	Низкая из-за обильных реликтов микрозернистого доломита внутри фосфатных выделений	Плотно сцементированные (камнеподобные)

Таблица 3.1.2.2.

Технологическая характеристика фосфоритов

Месторождение и тип фосфоритов	Состав концентратов %			Основные методы обогащения	Суммарное извлечение P ₂ O ₅ , %	Основные вредные примеси в концентратах
	P ₂ O ₅	CO ₂	MgO			
Джерой-Сардаринское; зернистый	<u>22,0</u> 27,1	17,83	0,76	Промывка и обжиг	65,4	Микровключения кристаллических фаз СаО и Са(ОН) ₂ (~21%); новообразования кальцита, сформировавшиеся при гашении
Израиль; зернистый	<u>29,6-33,1</u> 31,4-32,7	6,2-18,0	0,25-0,32	Промывка и флотация	80,0	Остаточные включения карбонатов (до 8%)
	<u>34,02</u>	<u>4,76</u>	<u>0,24</u>	Промывка и низкотемпературный обжиг	65,0	Микровключения СаО и Са(ОН) ₂ ; новообразования кальцита
Ухагольское; афанитовый, слойковый	26,0	8,4	3,9	Суспензия и флотация	70,0	Остаточные микровключения доломита (~19%)
	31,0	0,7	1,8	Флотация и обжиг	83,0	Микровключения кристаллических фаз СаО и MgO (~20%)

Примечание : В числителе мытый концентрат, в знаменателе-конечный концентрат

дых и жидких фаз, отбиравшихся с интервалом в одни сутки. При этом, эксперименты ориентировались на достижение теоретически возможного результата обогащения, устанавливаемого расчетным путем для данного состава руды в 31,5% P_2O_5

Динамика выщелачивания кальцита показана на рис. 3.1.2.а.1. Как видно из рисунка, при семисуточном периоде инкубации микроорганизмов общее содержание CO_2 в руде снизилось с исходных 10,6% (6,6% CO_2 кальцитовой) до 3,5% (при отсутствии CO_2 кальцитовой). Таким образом, микробиологическое извлечение минерала составило 100%. Однако, содержание пятиоксида фосфора в полученном концентрате не превышает 28%, и это заметно ниже теоретически возможного расчетного показателя (31,5% P_2O_5). Дополнительный химический анализ твердой и жидкой промежуточных фаз на P_2O_5 , CaO и CO_2 показал, что процесс селективного выщелачивания кальцита заканчивается в интервале 4-5 суток (CO_2 общая снизилась с 10,6% до 4,85%, а CO_2 кальцитовая с 6,6% до 0,29%, что соответствует извлечению кальцита в пределах 95,6%. Качество концентрата при этом повысилось с 25,6 до 30,4% P_2O_5). Далее, происходит реакция самого фосфата с продуктами метаболизма микробиоты и его деструкция с выпадением образующихся кальциевых цитратов. Последние в течение интервала 5-7 суток накапливались в концентрате, снижая его качество до 28% P_2O_5 (рис. 3.1.2.а.1).

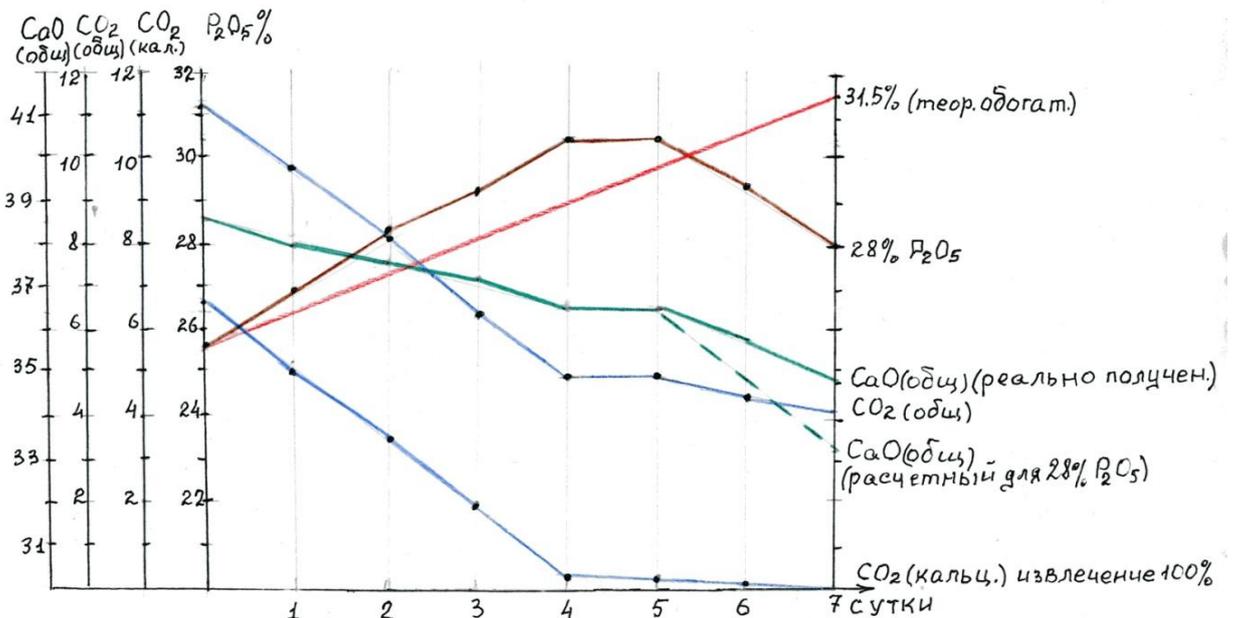


Рис. 3.1.2.а.1. Динамика выщелачивания кальцита из фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения при помощи штамма культуры *Aspergillus*

Обращает на себя внимание довольно равномерная интенсивность процесса бактериально-химического выщелачивания кальцита на всем протяжении эксперимента, приближающаяся, в целом, к линейной функции, что создает возможность дальнейшей более тонкой корректировки режимов разрушения минерала.

Кроме того, с целью выяснения возможности осуществления в процессе эксперимента биоконверсии фосфата (растворения и переотложения в иной кристалло-химической фазе), были проанализированы параметры его решетки в исходной и обогащенной пробах. Данные рентгеноструктурного анализа показали полную идентичность их значений, варьирующих в пределах: $a = 9,337-9,339 \text{ \AA}$; $c = 6,901-6,890 \text{ \AA}$.

Интересные результаты были получены при изучении вариаций значений удельной поверхности фосфоритовых руд при биогенном выщелачивании из них кальцита. Выяснено, что данный параметр исходной руды значительно превосходит ($S_{\text{уд.}}=18 \text{ м}^2/\text{г}$) таковой фосфатного биоконцентрата ($S_{\text{уд.}} = 8-10 \text{ м}^2/\text{г}$). В связи с этим намечается возможность экспрессной качественной оценки интенсивности бактериально-химического выщелачивания кальцита из фосфоритов по значениям удельной поверхности. Полученная динамика изменчивости удельной поверхности в ходе эксперимента показала следующее. В течение первых суток, на фоне еще слабого прироста биомассы, доминирует выщелачивание кальцита цемента («экзокальцита»), что ведет к снижению удельной поверхности руды. В последующие сутки объем биомассы резко возрастает и, благодаря ее высоким сорбционным характеристикам, лавинно увеличиваются значения $S_{\text{уд.}}$. В последние дни эксперимента накопившиеся продукты жизнедеятельности биоты (кислотные метаболиты), по микропорам и микротрещинам достигают заключенных в фосфатных выделениях частичек реликтового кальцита (эндокальцита) и вступают с ними в химическое взаимодействие. Процесс деструкции эндокальцита отражается в уменьшении значений удельной поверхности получаемого биоконцентрата.

Итак, использование живых культур для целей биогеотехнологии кальцитового фосфатного сырья является весьма эффективным методом обогащения. Однако, возможность его применения на практике представляется довольно проблематичной. Как показали эксперименты, жизнедеятельность микробиоты зависит от многих внешних факторов, учесть которые в реальных (не лабораторных) условиях крайне сложно. Это, в свою очередь, несомненно негативно отразится на ритмичности технологического процесса и отрицательно повлияет на конкурентоспособность промышленного производства. Учитывая сказанное, дальнейшая разработка биогеотехнологического метода была сосредоточена на использовании культуральных жидкостей - сложных по составу органо-кислотных продуктов метаболизма различных гетеротрофных микроорганизмов.

Экперименты с культуральными жидкостями.

Наиболее перспективными оказались разработки по выщелачиванию карбонатов растворами культуральной жидкости штамма дрожжей *Candida lipolytica* (рис.3.1.2.а.2), получаемой ИБФМ РАН способами глубинной ферментации на дешевом углеводородном сырье (парафинах и этаноле) по запатентованной технологии.



Рис.3.1.2.(а).2. Характерные морфологические признаки микробиоты *Candida lipolytica*

Автор этой технологии д.б.н. Т.В. Финогонова детально изучила характеристики культуральной жидкости используемого штамма. По ее данным [480], она представляет собой сложную смесь органических кислот, часть из которых идентифицировать не удастся. Определение кислотной составляющей проводилось в ИБФМ РАН методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) при следующих условиях: скорость потока 0,5 мл/мин; в качестве буфера использовалась серная кислота 0,05 N. В работе была задействована ионообменная колонка HPLC HPX-87 (300/78 мм фирмы BIO-RAD), функционирующая по принципу ионообменной реакции между компонентами, находящимися в колонке (SO_3^{-2}) и радикалами других веществ, проходящими через нее. Селективность колонки контролировалась изменением pH, температурой колонки и доведением концентрации органического модификатора. Для аналитических целей привлекался хроматограф фирмы ЛКВ. Регистрация кислот проводилась при длине волны 210 нм.

Хроматограммы культуральных жидкостей, после культивирования дрожжей *C. Lipolytica* на этаноле и парафинах, показаны на рис. 3.1.2.а.3. Как видно из представленного материала, они содержат лимонную, изолимонную (9.50; 9.46), кетоглутаровую (10,83-

10.84) и фумаровую кислоты (15.72-15.75). Кроме того, присутствуют вещества (пики 11,25 и 11,31), которые идентификации не поддаются.

Лимонная и изолимонная кислоты в обоих видах культуральных жидкостей существенно преобладают над другими кислотами (80-120г/л) и находятся между собой в соотношениях от 12:1 до 16:1. Соотношения кетоглутаровой, фумаровой, изолимонной и лимонной кислот колеблются в заметных пределах и составляют соответственно 1:1,5-2: 2-8: 33,5-102 [480].

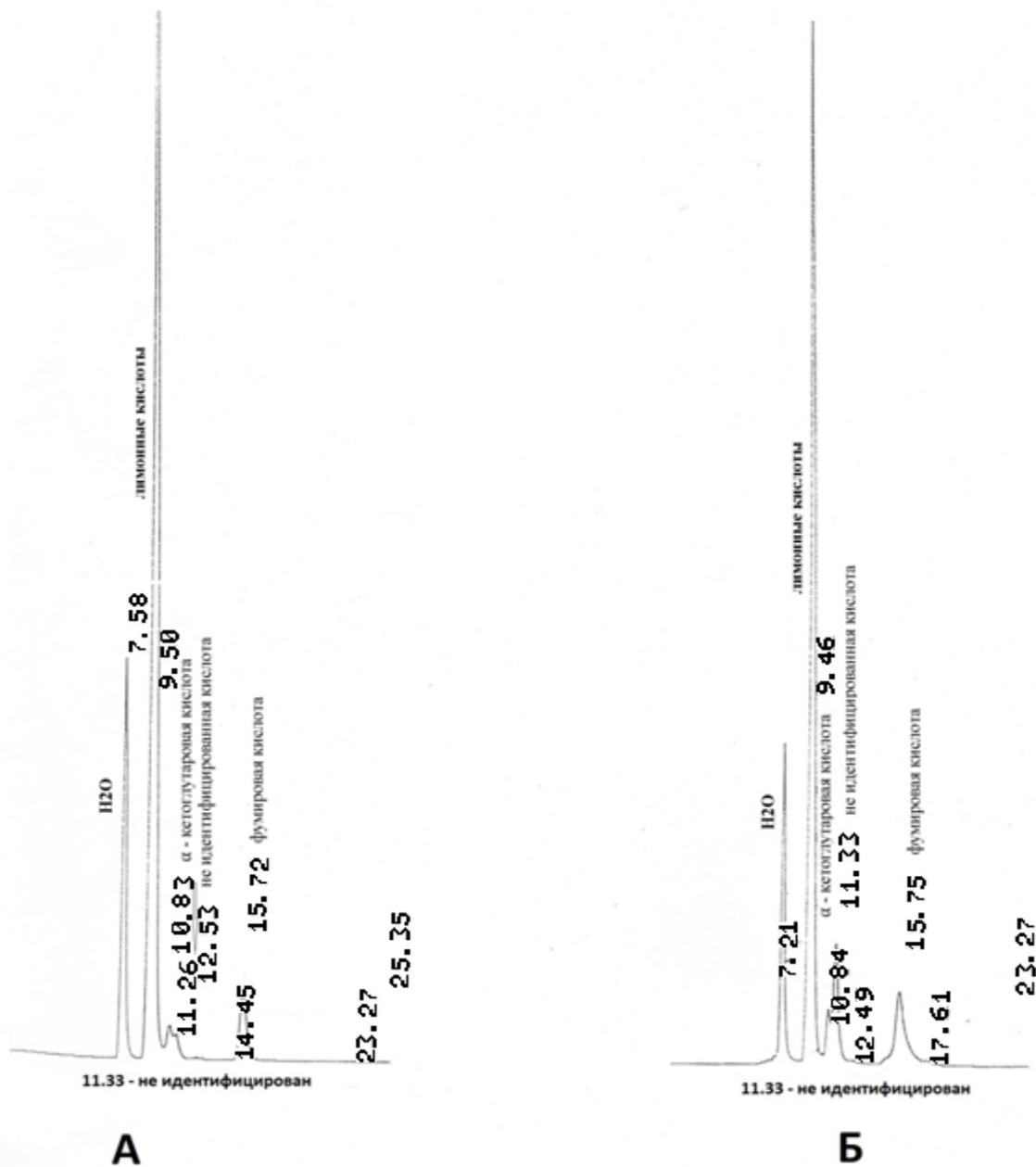


Рис3.1.2.(а).3. Хроматограммы культуральных жидкостей, после культивирования дрожжей *S. Lipolytica* на этаноле (А) и парафинах (Б).

3.1.2.б. Результаты биохимического выщелачивания кальцита и доломита культуральными жидкостями из фосфатного сырья.

Технологический цикл обогащения карбонатных руд (рис. 3.1.2.б.1) агрессивными биогенными растворами происходит по следующей схеме: 1) Ферментация активных культуральных жидкостей (продуктов микробного метаболизма) гетеротрофного штамма *Candida*, позволяющая получать сложные по составу органно-кислотные растворы с заданными концентрациями и соотношениями основных компонентов. Период ферментации составляет 3-5 суток. Состав среды и технология процесса разработаны и запатентованы ИБФМ РАН.

2). Подготовка фосфатсодержащих карбонатных продуктов с точки зрения оптимизации их гранулометрического состава (за исключением уже дробленого материала), вытекающего из особенностей морфоструктурных взаимоотношений фосфата с карбонатными минералами. Для руд Израиля и Джерой – Сардаринского месторождения размерность технологического помола принята в диапазоне - 0,30+0,10 мм; для Ухагольского месторождения – 0,1 мм

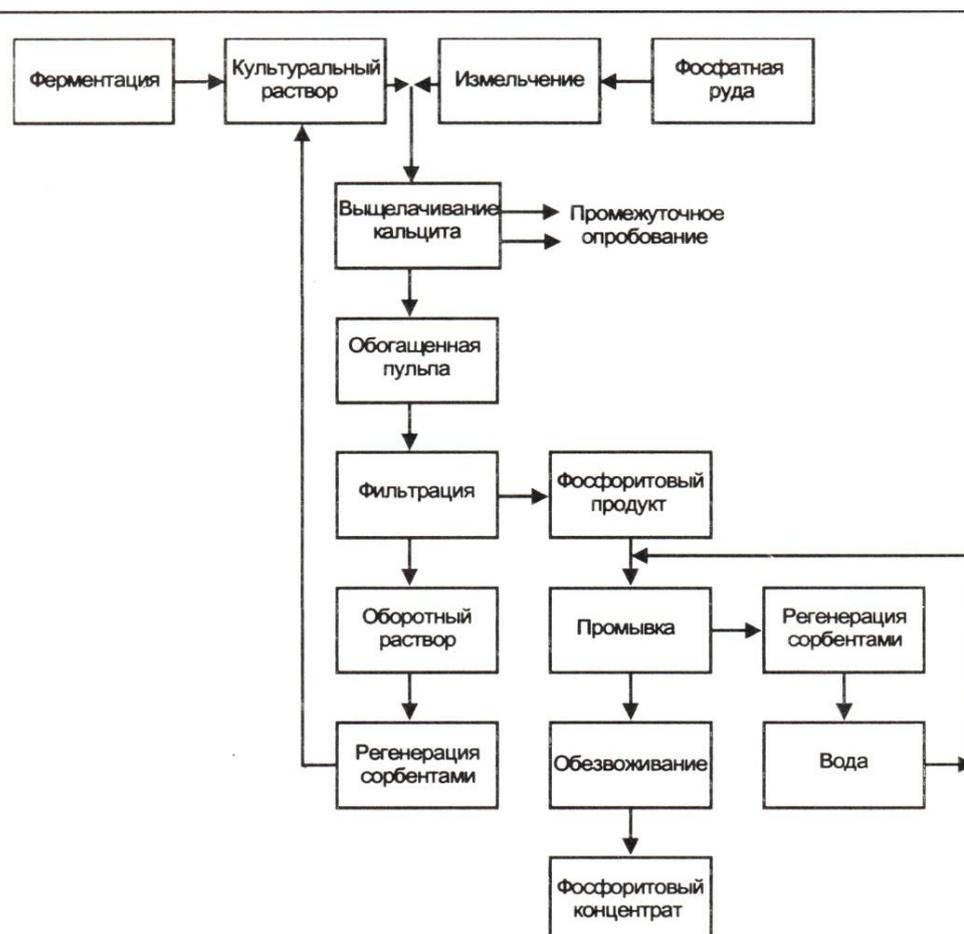


Рис.3.1.2.(б).1. Принципиальная схема биоготехнологического метода обогащения карбонатсодержащего фосфатного сырья

3). Селективно - избирательное биохимическое выщелачивание карбонатов культуральными жидкостями в зависимости от минерального состава «рабочего» материала в широком диапазоне физико-химических характеристик процесса, а именно: концентраций культуральных жидкостей, времени контакта, плотности пульпы (Т:Ж) и интенсивности ее аэрации, рН среды, температуры, тонины помола проб и др. показателей. Технологический процесс осуществлялся на лабораторно-укрупненной технологической установке, производительностью в десятки килограммов концентрата за рабочую смену (рис. 3.1.2.б.4). Обогащение сопровождалось отбором промежуточных проб с целью контроля динамики выщелачивания карбонатов и осуществления необходимых коррекций режимов. Концентрация Cl^- в выщелачивающих растворах не лимитировалась.

4). Регенерация оборотных и промывных растворов с помощью ионообменных смол – катионитов типа КУ - 2 -8 за счет сорбирования ими ионов Ca и Mg . Время регенерации оборотных растворов 10-30 мин., при выходе их не менее 80%. С необходимой добавкой (около 20%) свежих растворов они поступали в голову технологического процесса. Очищенные промывные воды вновь направлялись на промывку фосфатного продукта. Полученный из него концентрат после обезвоживания анализировался на P_2O_5 , CaO , MgO , CO_2 , и H_2O , а затем отправлялся по назначению.

Селективность выщелачивания карбонатов контролировалась содержаниями PO_4^{3-} в оборотных растворах. Показатели извлечения карбонатов в раствор и P_2O_5 в концентрат рассчитывались с учетом минеральных пересчетов химического состава исходного продукта и фосфатных концентратов.

Проведенные опыты показали, что эффективность процесса целиком зависит от типа химических реакций, по которым идет взаимодействие карбонатов с культуральными жидкостями. Учитывая, что последние преимущественно состоят из лимонных кислот, динамика выщелачивания, главным образом, контролируется растворимостью следующих получаемых цитратов кальция и магния:

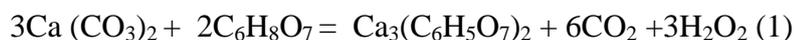
трехкальциевый цитрат $\text{Ca}_3(\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7)_2$,

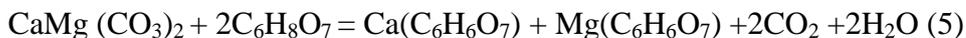
монокальциевый цитрат $\text{Ca}(\text{C}_6\text{H}_6\text{O}_7)$

трехмагниевый цитрат $\text{Mg}_3(\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7)_2$

мономагниевый цитрат $\text{Mg}(\text{C}_6\text{H}_6\text{O}_7)$

Основные реакции разложения карбонатов (кальцита и доломита) лимонной кислотой, приводящие к образованию различных сочетаний указанных цитратов, имеют следующий вид:





Учитывая, высокую растворимость и, соответственно, большую устойчивость в растворах моноцитратов кальция и магния по сравнению с их трехзамещенными солями, эксперименты осуществлялись по реакциям второго и пятого типа. При этом, принималась во внимание большая кислотоустойчивость доломита относительно кальцита, что четко прослеживается при сопоставлении их теоретических расходных коэффициентов (K_p), соответственно равных 2,08 и 1,92. Срыв процесса в направлении реакций №1, 3 и 4, ведущих к образованию цитратов трехзамещенных солей Ca и Mg, ведет к их осаждению и значительному ухудшению качества получаемых концентратов.

Результаты биотехнологического обогащения различных видов фосфатсодержащего карбонатного сырья приведены в таблицах 3.1.2.(б).1; 3.1.2.(б).2; 3.1.2.(б).3; 3.1.2.(б).4; 3.1.2.(б).5.

Проиллюстрируем данные таблиц на примере кальцитовых руд Джерой-Сардаринского месторождения, особенностью вещественного состава которых является крайне неблагоприятный с технологических позиций характер структурных взаимоотношений фосфата и кальцита. Последний образует тонкодисперсные реликтовые включения (эндокальцит) внутри фосфатизированного детрита, а также слагает основную массу цемента (экзокальцит). Зернистое строение фосфоритов предопределило применение к ним, как и к однотипным рудам Израиля и других аналогичных месторождений Аравийско-Африканского региона, механических методов обогащения. Однако дешламация оказывается эффективной лишь для удаления части экзокальцита и глинистого материала. Полученный «мытый» концентрат по своему качеству (22-26% P_2O_5 , 15-30% кальцита) не пригоден для кислотной переработки. Недостаточно эффективным является также использование кальцинирующего обжига, что связано с новообразованием в обжиговом концентрате кристаллов оксида кальция (10-20%), не удаляющихся гашением и оттиркой (27% P_2O_5).

Опыты по микробиологическому обогащению концентрата промывки с содержанием 22% P_2O_5 и 13,2% CO_2 (кальц.) (табл.3.1.2.б.1) проводились культуральными растворами разной концентрации с широкими вариациями основных технологических параметров:

время контакта, час	-	0,5-10
pH исп.	-	1,5-3,5

T:Ж	–	1:3-1:40
t, C ⁰	-	24-35

Экспериментально было установлено, что при заданном содержании в руде кальцита (29,5 %), предельно допустимое содержание цитратов в выщелачивающих культуральных жидкостях не должно превышать 71 г/л. Превышение этого параметра приводит к быстрому и интенсивному выпадению цитратной фазы и резкому снижению качества получаемого биоконцентрата. Выявленный показатель предельной растворимости монокальциевого цитрата позволил получить фосфатный концентрат с содержанием P₂O₅ 31,5 %, что отвечает теоретической обогатимости пробы применительно к данному методу. Извлечение кальцита составило 100%. Динамика биотехнологического процесса демонстрируется в табл. 3.1.2.б.1 и на рис. 3.1.2.(б).2 и 3.1.2.(в).3.

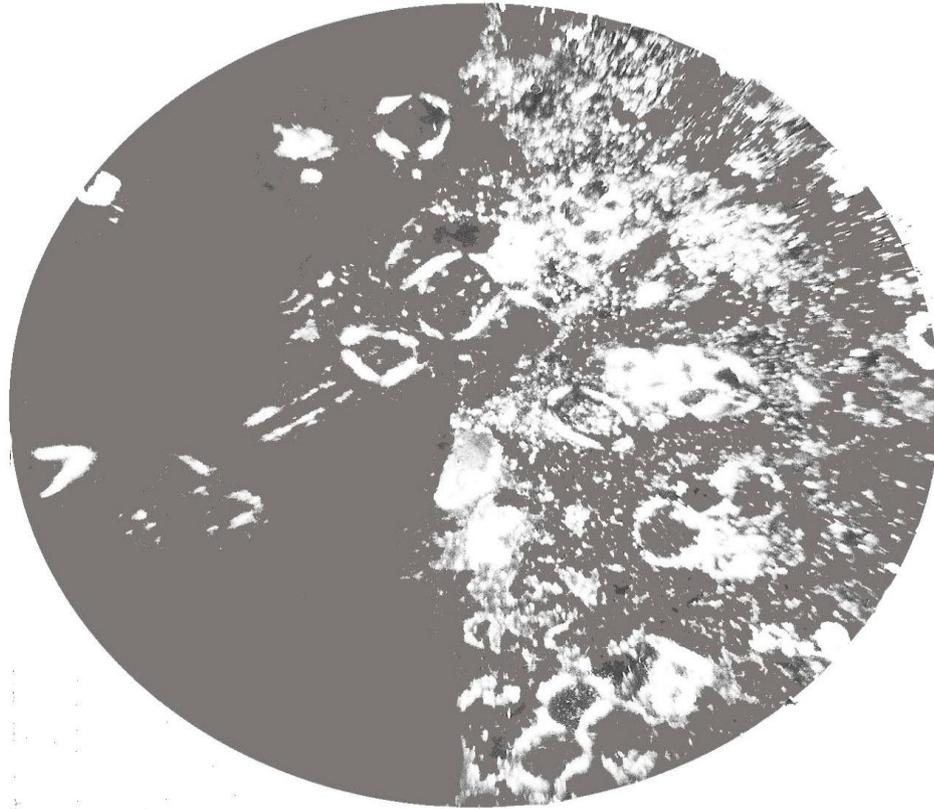


Рис. 3.1.2.(б).2. Результаты микробиологического обогащения руд Джерой –Сардаринского месторождения в режиме выщелачивания кальцита культуральными жидкостями. Шлиф фосфорита, часть образца которого обработана продуктивными растворами. Справа - исходное состояние породы, сложенной тонкозернистым агрегатом фосфатно – карбонатных сростков; слева та же порода, но после удаления из неё кальцита. Сохранившиеся светлые выделения представлены раскристаллизованным франколитом. Ув.^x 72, с анализатором.

Характер выщелачивания кальцита культуральной жидкостью рода *Candida* в лабораторно-укрупненном масштабе из концентрата промывки фоссуды (P_2O_5 - 22,0%, CO_2 (кальц.) - 13,0%)

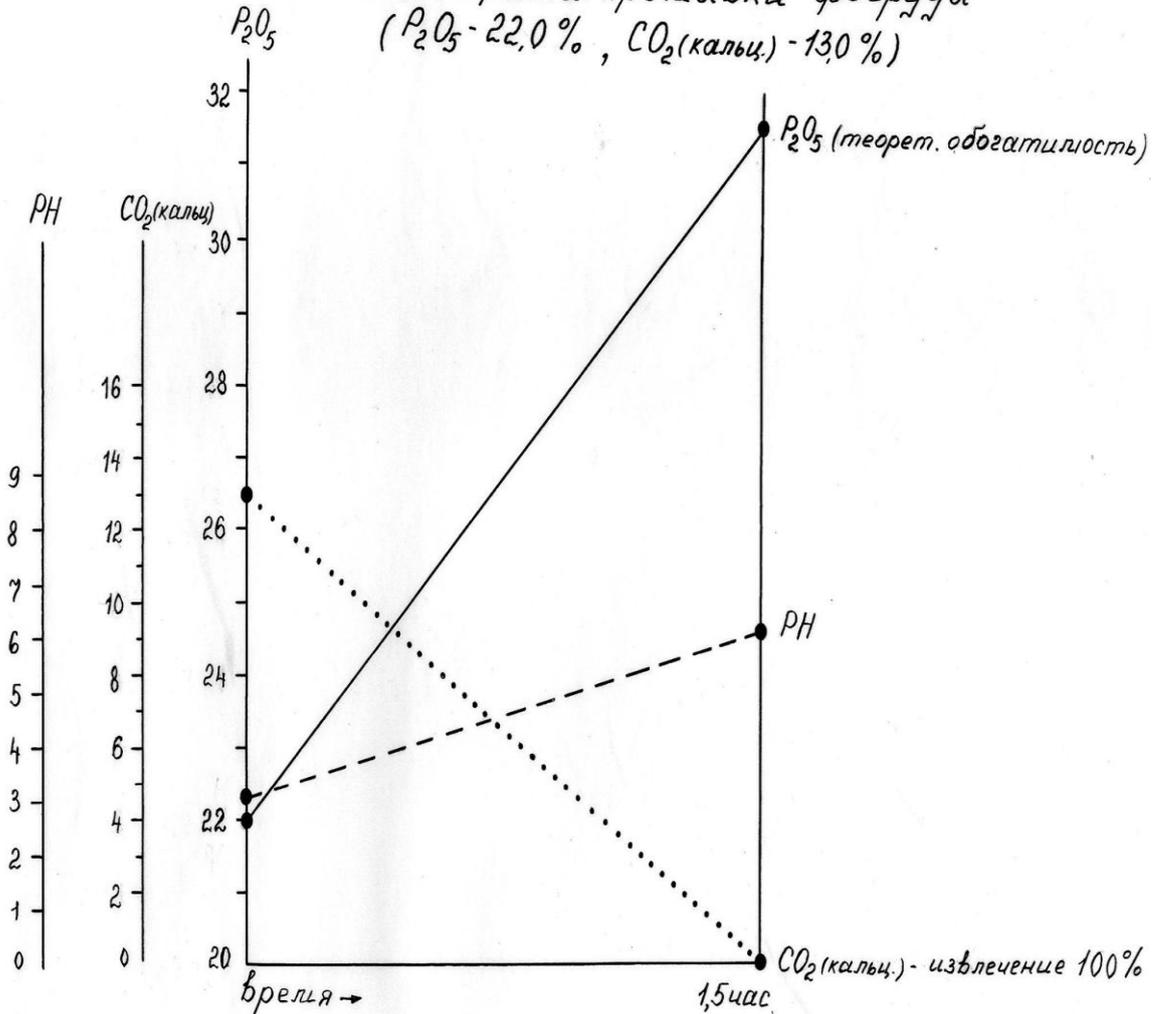


Рис. 3.1.2.(б).3. Характер выщелачивания кальцита культуральной жидкостью штамма *Candida*, в лабораторно – укрупненном масштабе из концентрата промывки фоссуды (P_2O_5 22%, CO_2 (кальцит)-13,0%).

Сбалансированность химического и минерального состава в цепи исходная руда – концентрат - фильтрат, а также крайне незначительная доля фосфора в отработанных растворах (25-250 мг/л), показали высокую селективность процесса деструкции и выщелачивания кальцита в присутствии слабо устойчивого фосфатного минерала – фторкарбонатапатита (33% P_2O_5 и 5% CO_2) (табл. 3.1.2.б.1). При этом необходимо учитывать, что первичный состав культуральных жидкостей, применяемых для биоготехнологических исследований, характеризуется присутствием определенных количеств фосфора (до 200 мг/л), добавки которого в виде калиевой соли лимонной кислоты вызваны технологической необходимостью при ферментации рабочего штамма.

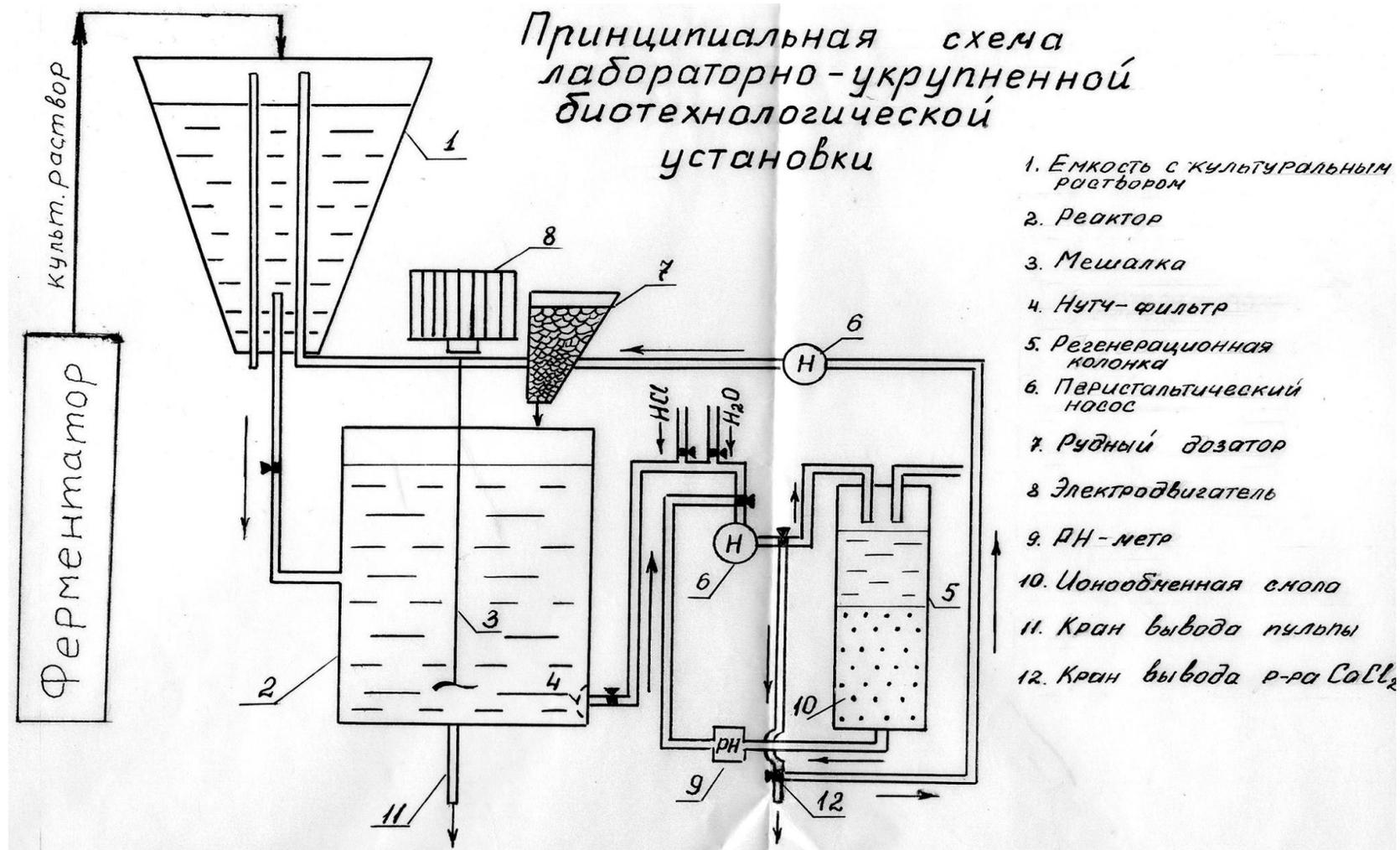


Рис. 3.1.2.(б) 4.

Таблица 3.1.2.б.1.
 Результаты микробиологического обогащения фосфоритовых проб Джерой –Сардаринского месторождения при
 разных технологических режимах

№ пробы	Характеристика материалов	Содержание компонентов, %							Содержание P ₂ O ₅ в жидкой фазе мг/л	Извлечение, %	
		P ₂ O ₅	CO ₂ (общ)	CO ₂ (каль)	Н.О.	фосфат	кальцит	Прочие		P ₂ O ₅	кальцит
1	Исходный мытый концентрат	26,8	10,60	6,40	1,80	81,2	15,0	3,8	-	-	-
	Теоретически возможный концентрат	31,5	4,76	-	4,47	95,4	-	4,6	-	-	-
	Микробиологический концентрат	30,5	5,07	0,47	2,10	92,4	1,0	6,6	н.опр.	95,6	93,3
	--"-- --"--	30,4	4,89	0,30	2,10	92,1	0,7	7,2	н.опр.	96,7	95,8
2	Исходный мытый концентрат	22,0	16,30	13,00	0,8	66,7	29,5	2,5	-	-	-
	Теоретически возможный концентрат	31,59	4,77	-	4,3	95,7	-	4,3	-	-	-
	Микробиологический концентрат	30,90	3,80	-	1,6	93,6	-	6,4	110,0	95,5	100,0
	--"-- --"--	30,75	4,30	-	1,6	93,2	-	6,8	н.опр.	-	100,0
	--"-- --"--	31,10	4,80	0,10	1,5	94,2	0,2	5,6	48,0	96,4	99,3
	--"-- --"--	31,40	5,0	0,26	1,5	95,1	0,6	4,1	24,0	94,5	98,0
	--"-- --"--	31,45	4,10	-	1,5	95,3	-	6,4	110,0	96,0	100,0
	--"-- --"--	31,50	4,90	0,14	1,5	95,4	0,3	4,1	97,5	96,7	98,6
	--"-- --"--	31,70	5,05	0,26	1,5	96,1	0,6	3,1	46,0	95,6	98,0
	--"-- --"--	31,70	4,30	-	1,6	96,1	-	3,9	120,0	95,3	100,0
	--"-- --"--	31,50	4,65	-	1,7	95,4	-	4,6	35,0	99,9	100,0

Примечание : Монофракция фосфата содержит 33,0% P₂O₅ и 5,0% CO₂

Таблица 3.1.2.6.2.

Результаты микробиологического обогащения фосфоритовых проб месторождений Negev (Израиль)

Проба	Характеристика материала	Химический состав, %				Минеральный состав, %				Извлечение, %		
		P ₂ O ₅	CO ₂	MgO	H.O.	фосфат	кальцит	доломит	прочие	P ₂ O ₅	кальцит	доломит
2/92- исходная руда	Исходная проба	20,30	18,0	н опр	1,35	57,86	35,80	н. об.	4,35			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	33,45	3,68	н опр	1,70	95,33	н. об.	н. об.	2,75	97,8	100	н. оп.
2/92- шламы	Исходная проба	16,25	23,60	н опр	2,60	46,31	49,51	н. об.	3,55			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	30,85	3,20	н опр	4,30	87,92	н. об.	н. об.	10,35	98,5	100	н. оп.
2/92- флотоконцентрат	Исходная проба	31,45	6,90	н опр	1,30	89,63	7,81	н. об..	2,50			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	34,50	3,90	н опр	1,60	98,40	н. об.	н. об.	1,60	97,9	100	н. оп.
1- концентрат верхнего пласта Agad	Исходная проба	29,60	9,40	0,6	1,30	84,30	11,50	2,70	1,50			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	34,10	3,20	0,2	1,85	98,20	н. об.	н. об.	1,80	99,9-100	100	н. оп.
	Теоретически возможный концентрат	34,12	3,41	-	1,73	98,30	-	-	1,70			
2- флотоконцентрат Орон	Исходная проба	32,70	7,30	0,4	0,60	92,00	5,60	1,80	0,60			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	35,55	3,23	0,23	0,53	99,50	н. об.	н. об.	0,50	99,9-100	100	н. оп.
	Теоретически возможный концентрат	35,23	3,98	-	0,65	99,40	-	-	0,60			
3-фосфат Цин	Исходная проба	27,00	10,80	1,0	1,40	78,00	12,80	4,6	3,80			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	33,65	4,10	0,3	1,75	98,20	н. об.	0,1	1,70	93,9-95,0	100	90,0-94,0
	Теоретически возможный концентрат	33,65	3,78	-	1,75	98,30	-	-	1,70			
4- концентрат Цингва	Исходная проба	29,75	6,65	1,1	0,80	83,30	4,00	5,0	7,70			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	35,17	3,00	0,29	0,66	98,40	н. об.	0,2	0,70	90,0-92,0	100	90,0-94,0
	Теоретически возможный концентрат	35,37	2,97	-	0,95	99,00	-	-	1,0			
5- концентрат Циндаль	Исходная проба	30,25	7,75	0,4	4,70	85,00	8,00	1,8	5,20			
	Концентрат в режиме выщелачивания кальцита	33,60	3,20	0,1	5,70	94,30	н. об.	н.об	5,70	99,9-100	100	н.оп
	Теоретически возможный концентрат	33,74	3,21	-	5,20	94,80	-	-	5,20			

Таблица 3.1.2.б.3.

Результаты исследования микробиологического обогащения доломитовых фосфоритов Ухагольского месторождения

№ пробы	Характеристика материала	Содержание компонентов, %							
		P ₂ O ₅	CO ₂	MgO	H.O.	фосфат	доломит	кальцит	прочие
1	Исходная руда	23,3	20,5	8,8	0,5	55,2	40,2	3,4	1,4
2	Теоретически возможный концентрат	41,2	-	-	2,5	97,5	-	-	2,5
3	Микробиологический -концентрат	32,0	н.опр.	4,4	н.опр.	75,8	20,1	-	4,1
4	--"-- --"--	32,7	н.опр.	4,0	н.опр.	77,4	18,3	-	4,3
5	--"-- --"--	34,4	н.опр.	3,4	н.опр.	81,5	15,5	-	3,0
6	--"-- --"--	36,1	н.опр.	2,2	н.опр.	85,5	10,1	-	4,6
7	--"-- --"--	37,1	н.опр.	2,2	н.опр.	87,8	10,1	-	2,1
8	--"-- --"--	38,25	н.опр.	1,8	н.опр.	90,6	8,2	-	1,2
9	--"-- --"--	38,0	н.опр.	1,4	н.опр.	90,5	6,4	-	3,1
10	--"-- --"--	39,1	н.опр.	1,6	н.опр.	92,3	7,3	-	0,4

Таблица 3.1.2.б.4.

Результаты микробиологического обогащения пробы N 2 на основе биоконверсии (выщелачивании карбонат-иона из кристаллической решетки фосфата)

№ образца	Характеристика образца	Характерный параметр CO ₂ : P ₂ O ₅	Содержание компонентов, %		
			P ₂ O ₅ (общ)	P ₂ O ₅ (лим.раст)	P ₂ O ₅ лим.раст (отн.)
2-А	Монофракция фосфатного вещества пробы №2	0,113	35,35	9,67	27,35
65а	Биохимический концентрат	0,097	35,60	12,40	34,83
50	Биохимический концентрат	0,094	35,80	12,65	35,33
53	Биохимический концентрат	0,092	36,20	12,90	35,63
51	Биохимический концентрат	0,091	35,90	12,90	35,93
77	Биохимический концентрат	0,087	35,50	12,55	35,35

Столь же высокие результаты были достигнуты при обогащении кальцитового и доломит-кальцитового фосфатного сырья Израиля (табл 3.1.2.1; 3.1.2.2; 3.1.2.(б).2; 3.1.2.(б).5 .

Таблица 3.1.2.(б).5.

Сопоставление содержаний основных компонентов в монофракциях фосфатного вещества и в теоретически возможных концентратах биогеотехнологического обогащения фосфоритов месторождения Negev (Израиль)

№	Характеристика пробы	Массовая доля компонентов, %			
		Фосфатное вещество		концентрат	
		P ₂ O ₅	CO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂
1	Концентрат верхнего пласта Arad	34,73	3,46	34,12	3,41
2	Фосфатный концентрат Орон	35,40	4,01	35,23	3,98
3	Фосфат Цинн	34,20	3,83	33,65	3,78
4	Концентрат Цингва	35,70	3,00	35,37	2,97
5	Концентрат Циндаль	35,60	3,39	33,74	3,21

Опыты показали возможность эффективного дообогащения флотоконцентратов (с 31,5-32,7% до 34,5-35,5% P₂O₅), обогащения исходной руды (с 29,3 до 33,45% P₂O₅) и концентратов промывки (с 27,0 до 33,45% P₂O₅), а также шламового материала (с 16,2 до 30,9% P₂O₅). Во всех экспериментах достигнуто 100% селективное извлечение кальцита и 90-94% извлечение доломита при незначительных потерях фосфатного вещества (табл.3.1.2.б.2).

Технологическая гибкость и возможность тиражирования разработанного микробиологического метода обогащения были апробированы при исследованиях фосфоритов Ухагольского месторождения Окино-Хубсугульского бассейна (ЮВ Саян), которые характеризуются существенно доломитовым составом и присутствием трудно растворимого фосфата, представленного фторапатитом (табл. 3.1.2.1; 3.1.2.2; 3.1.2.(б).3.

Как было выше показано, устойчивое разложение доломита лимоннокислотными культуральными жидкостями достигается в ходе реакции № 5, сопровождаемой образованием растворимых моноцитратов Са и Mg. Смещение процесса в сторону реакций № 3 и 4 ведет к появлению трехзамещенных слабо растворимых цитратных солей, разгрузка которых в осадок прерывает разложение доломита и резко снижает качество получаемых биоконцентратов.

В свою очередь, направление процесса в ту или иную сторону определяется многими факторами, такими как количество и соотношение в рудах карбонатных минералов, концентрациями и составом рабочих жидкостей, их рН, температурой среды, временем выщелачивания, отношением твердых и жидких фаз (Т: Ж) в технологической пульпе, размером помола и др. Все это разнообразие параметров режима выщелачивания может быть установлено только опытным путем с помощью специальных экспериментов. Эксперименты выполнялись на измельченном (-0,15мм) материале пробы субмономинерального доломита из фосфоритоносных отложений Ухагольского месторождения, характеризующейся следующим химическим и

минеральным составом:

Таблица 3.1.2.(б). 6.

Химический состав, %			Минеральный состав, %	
MgO	CaO	SiO ₂	Доломит	Кварц и проч.
21,4	29,7	2,2	97,7	2,3

Среди многих десятков проведенных опытов, прокомментируем данные двух серий исследований, результаты которых отражены на рис.3.1.2.(б).5 рис. 3.1.2.(б).6.

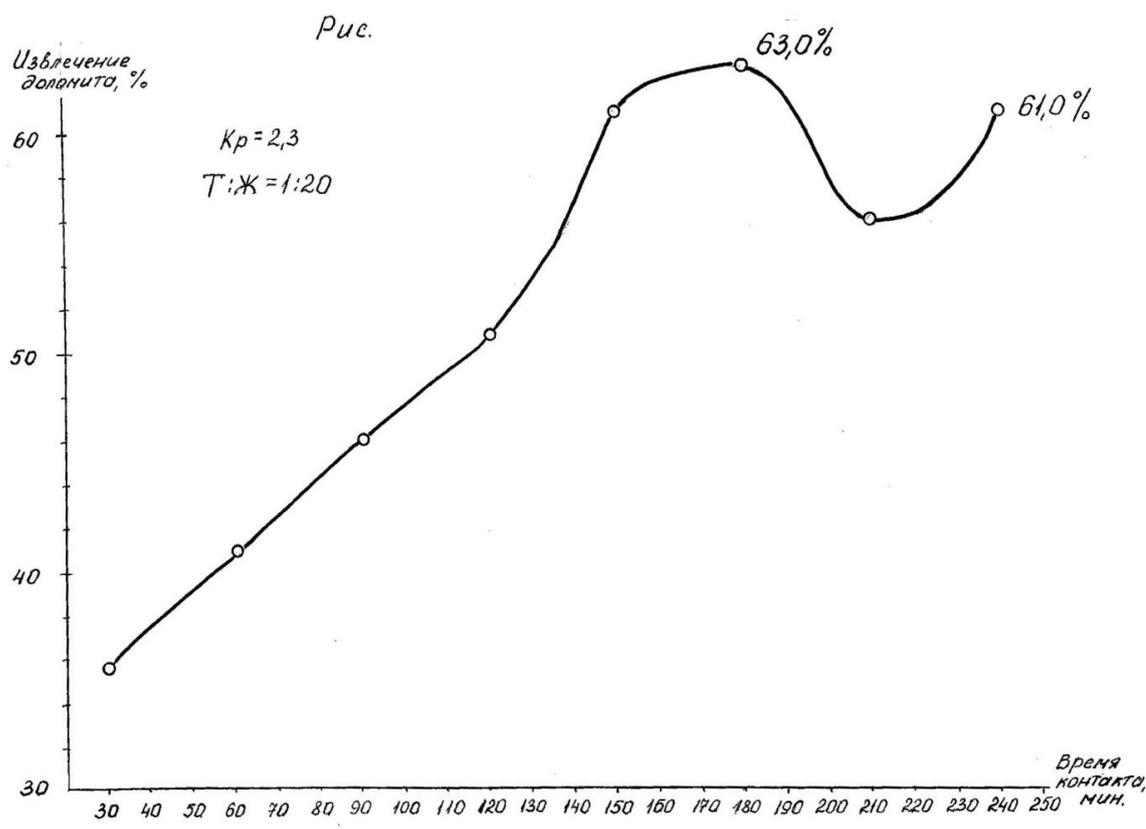


Рис. 3.1.2.(б).5. Динамика выщелачивания доломита культуральной жидкостью штамма *Candida*, в режиме дефицита реагента

Первая серия испытаний (при Т:Ж=1:20) рис. 3.1.2.(б).5 показывает растворение доломита в режиме нарастающего накопления малорастворимых цитратов (согласно реакции № 3,4). Как видно из графика, выщелачивание доломита происходит относительно равномерно в диапазоне времени контакта 0,5-2,5 часа, с достижением показателя его извлечения в раствор, равного 61%. Затем в интервале 2,5- 3 часа наблюдается снижение интенсивности потери веса пробы (начальный этап выпадения цитратов в твердую фазу) с достижением 63 % извлечения доломита. Диапазон 3,0-3,5 часа характеризуется интенсивной кристаллизацией магниевых-кальциевых цитратов, резко увеличивающих вес пробы (на 7%). Далее (3,5-4,0 часа) выпадение цитратов заканчивается, и продолжающееся выщелачивание доломита приводит к дальнейшей потере веса исходной пробы. Таким образом, в данной экспериментальной серии достигнуто 63% извлечение доломита, сопровождающееся перенасыщением рабочих растворов цитратами после их 3-х часового контакта с пробой.

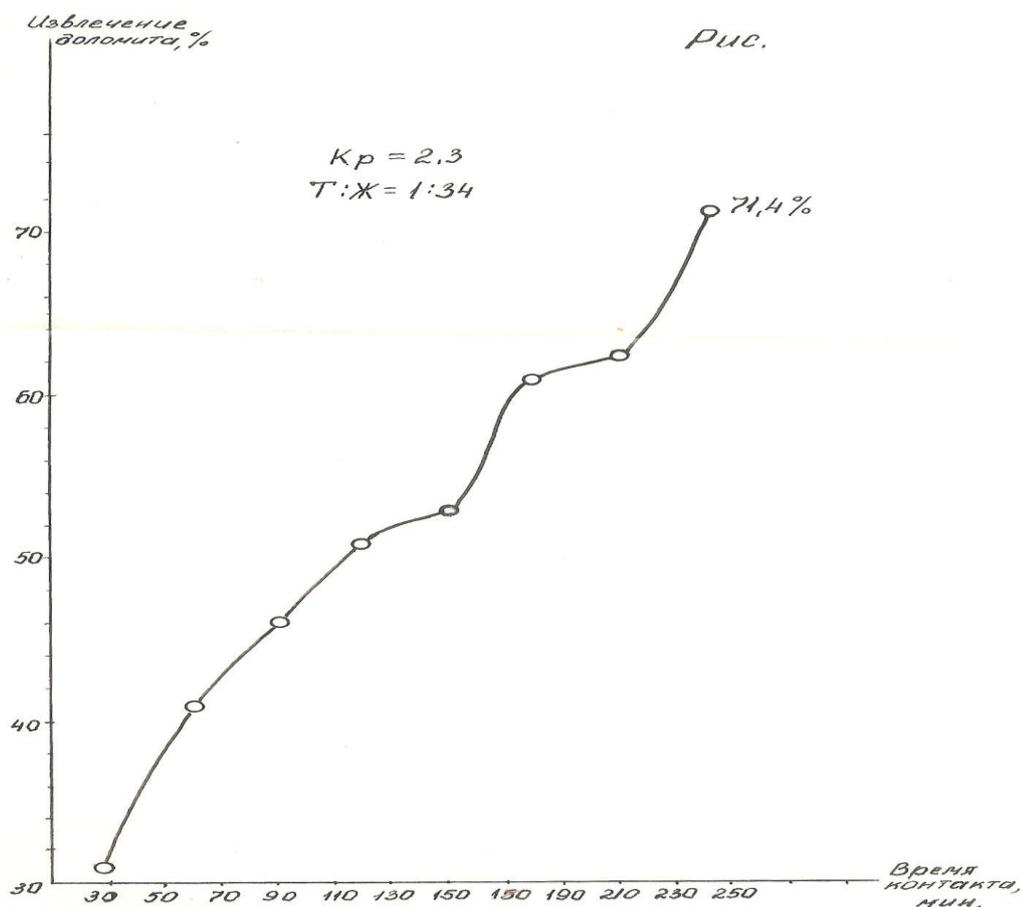


Рис. 3.1.2.(б).6. Динамика выщелачивания доломита культуральной жидкостью штамма *Candida* в режиме, приближающемся к оптимальным параметрам расчетной реакции.

Вторая серия испытаний (при $T:Ж=1:34$) рис. 3.1.2.(б).6 показывает относительно ровное и устойчивое по интенсивности выщелачивание доломита с достижением его извлечения в раствор, равного 71,4%. При этом, выпадение в твердую фазу цитратов не происходит.

Расчеты, базирующиеся на стехиометрическом соотношении количества цитратов и доломита, конкретном объеме растворенного доломита и использованных $T:Ж$ в двух сериях опытов, указывают, что критическим порогом, после которого цитраты выпадают в осадок, являются их содержания более 58,9 г/л. Этот вывод, а также экспериментально установленные другие параметры процесса, позволили осуществить опытное микробиологическое обогащение ухагольских доломитовых фосфоритов. Результаты выполненных экспериментов сведены в таблице 3.1.2.б.3 и показаны на рис. Рис. 3.1.2.(б).7. Как видно из приведенных данных, качество фосфатного концентрата здесь достигает 38-39% P_2O_5 , (при 93-95% извлечении), содержание MgO 1,4-1,6% (при 82-84% извлечении) Эти показатели заметно превосходят результаты обогащения руд традиционными методами, включающими суспензию и флотацию (P_2O_5 в концентрате 26,0%, MgO -3,9%), либо флотацию и обжиг (P_2O_5 в концентрате 31,0%, MgO -1,8%) (табл. 3.1.2.2). С учетом всего сказанного, представляется весьма перспек-

тивным применение комбинированных схем обогащения, где крупный «пустой» материал удаляется суспензионно-флотационным способом, а тонкая доводка полученного «чернового» концентрата будет осуществляться микробиологическим выщелачиванием дисперсных карбонатов.

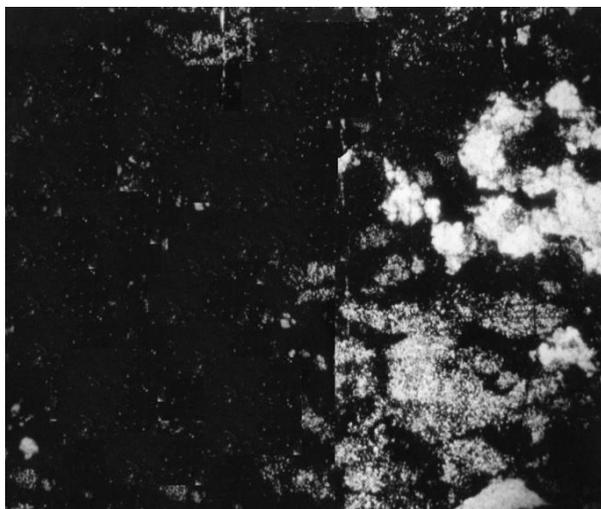


Рис. 3.1.2.(б).7. Результаты микробиологического обогащения руд Ухагольского месторождения в режиме выщелачивания доломита культуральными жидкостями. Справа - исходное состояние породы, сложенной тонкозернистым агрегатом фосфатно – карбонатных сростков; слева та же порода, но после частичного удаления из неё доломита. Черное – фосфат, светлые выделения представлены микрозернистым и раскристаллизованным доломитом. Ув. $\times 72$, с анализатором.

Еще один момент, на котором следует заострить внимание, заключается в следующем. При анализе данных микробиологического обогащения проб Джерой - Сардаринского месторождения и Израиля в целом ряде случаев получены результаты, которые превышают теоретически возможные (табл. 3.1.2.(б).1; 3.1.2.б.2). В целях выяснения причин этого явления проведены специальные исследования. В ходе их установлено, что при определенных режимах выщелачивания карбонатов, фосфатное вещество претерпевает структурную перестройку (биоконверсию), в результате которой происходит частичное извлечение из кристаллической решетки фторкарбонатапатита изоморфно связанной CO_2 . Сказанное демонстрирует таблица 3.1.2.(б).4, где также видно, что параллельно с потерей CO_2 , фосфат приобретает повышенную способность к растворению. Установленное явление, в перспективе, может стать базой для разработки новой технологии обогащения фосфоритов, способной конкурировать с обжиговым методом извлечения оксида углерода - основной вредной примесью концентратов зернистых руд Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции.

Выявленная способность культуральных жидкостей увеличивать растворимость фосфата стала толчком для постановки исследований по выяснению перспектив биохимической активации фосфоритов с целью эффективного их использования в качестве естественных природных минеральных удобрений пролонгированного действия. В агрохимии важнейшим критерием усвояемости фосфора сельскохозяйственными культурами служит доля P_2O_5 , извлекаемая в раствор 2% лимонной кислотой, растворяющая способность которой близка к гумусовым почвенным кислотам. Традиционными, только что упомянутыми минеральными удоб-

рениями, являются карстовые и желваковые фосфориты юга Сибири и Русской платформы. Объектом биоактивации стали сеноман – сантонские желваковые фосфориты Тамбовской области Центрального месторождения [99,102]. Опыты проводились на концентрате промывки технологической пробы массой 1000 кг и, следовательно, полученные результаты отражают реальные закономерности в поведении фосфатного вещества данного типа фосфоритов. Эксперименты ставились с использованием исходных и отработанных культуральных жидкостей, рН которых изменялся от 1,5 до 5,4. Время контакта материала и растворов варьировало от 5 до 60 мин. Наиболее интересные полученные данные приведены в таблице 3.1.2.(б).7.

Таблица 3.1.2.(б). 7

Экспериментальные данные по биохимической активации фосфоритов Центрального месторождения (Т: Ж=1:10; гран. класс - 0,15мм)

Характеристика проб	Содержание компонентов, %				Содержание P ₂ O ₅ в жидкой фазе мг/л
	P ₂ O ₅ общ.	P ₂ O ₅ л.р.	P ₂ O ₅ л.р. (отн.)	СО ₂	
Концентрированные культуральные жидкости (рН= 2,10) (t=10мин)					
Исходная руда	25,0	6,45	25,8	3,9	-
Активированная руда	25,0	7,10	28,4	3,5	94,5
--"-- --"--	25,0	8,20	32,8	3,3	106,0
Отработанные культуральные жидкости (рН= 4,89) (t=15мин)					
Активированная руда	25,0	6,93	27,7	3,57	57,0
--"-- --"--	25,0	8,07	32,3	3,47	63,0

Примечание: карбонаты в пробах отсутствуют.

Как видно из представленного материала, удовлетворительные результаты активации (при допустимых потерях P₂O₅) можно получить как концентрированными, так и отработанными культуральными растворами. В обоих случаях происходит значительное повышение содержания лимонно-растворимой P₂O₅ (~ 7% отн) в активированной руде при сохранении общей пятиокси фосфора и незначительных потерях оксида углерода. Очевидно, данный процесс протекает несколько иначе, чем биоконверсия и приводит, по видимому, лишь к локальной биохимической деструкции фосфата, увеличивающей в структуре последнего количество деформаций, а следовательно и его лимонную растворимость. С учетом существующей острой проблемы повышения агрохимической эффективности различных видов фосфатсодержащего сырья, дальнейшее углубление исследований по разработке биохимического метода активации фосфатов представляется весьма актуальным.

3.1.2.в. Исследования по эффективности регенерации отработанных культуральных жидкостей

Экспериментальные исследования по регенерации (восстановлению) отработанных культуральных жидкостей и их повторному использованию были связаны с необходимостью обос-

нования технологии замкнутого водооборота. Моделирование последнего осуществлялось в процессе двукратных циклов биотехнологического выщелачивания из фоссырья кальцита и доломита на основе оптимизированных технологических режимов (Т:Ж; рН; времени контакта и др.) по следующей схеме:

- 1). Первый цикл биохимического выщелачивания карбонатов.
- 2). Регенерация отработанной культуральной жидкости первого цикла выщелачивания.
- 3). Второй цикл биохимического выщелачивания карбонатов из новой пробы фоссырья.
- 4). Регенерация отработанной культуральной жидкости второго цикла выщелачивания.

В исходной и конечной (отработанной и регенерированной) жидких фазах анализировались содержания P_2O_5 , CaO и MgO. Они определяют три важнейших параметра технологического процесса и, соответственно, селективность и эффективность удаления карбонатов, а также полноту очистки отработанных растворов от кальция и магния, которые накапливаются в них при деструкции и выщелачивании карбонатов.

Параллельно с изучением динамики изменчивости вещественного состава обогащаемого фоссырья в каждом цикле выщелачивания определялись потери культуральной жидкости во всех звеньях технологической цепочки.

Для регенерации отработанных культуральных жидкостей в качестве сорбента использовалась ионообменная смола (катионит КУ-2-8), представляющая собой высокомолекулярное органическое соединение, содержащее активные ионогенные сульфогруппы сильно кислотного характера, способные к реакциям катионного обмена. С целью многократного использования катионита проводилась его очистка слабыми растворами HCl.

Эксперименты по регенерации отработанных растворов и катионита осуществлялись на лабораторной регенерационной колонне, конструктивно совмещенной с лабораторно - укрупненной обогатительной установкой (рис.3.1.2.б.4).

Результаты определения концентраций P_2O_5 и CaO во всех видах культуральных жидкостей двукратного цикла биохимического выщелачивания карбонатов сведены в таблице 3.1.2.(в).8.

Таблица 3.1.2.(в).8.

Изменение состава культуральной жидкости (мг/л) в разных циклах микробиологического обогащения фосфоритов.

Компонент	Исходная культуральная жидкость	Технологический процесс			
		1 цикл		2 цикл	
		Отработанный раствор	Регенерированный раствор	Отработанный раствор	Регенерированный раствор
P_2O_5	210,0	300,0	160,0	400,0	100,0
CaO	20,0	8466,9	276,9	8517,0	671,3

Таблица 3.1.2.(в).9.

Состав концентратов разных циклов микробиологического обогащения фосфоритов.

Фосфатные продукты	Химический состав, %				
	P ₂ O ₅	CO ₂ (общ.)	CO ₂ (каль.)	CaO	H ₂ O
Исходный мытый концентрат Джерой-Сардаринского месторождения	22,0	16,30	13,0	50,6	0,8
Биохимический концентрат первого технологического цикла	30,8	5,10	0,48	49,7	1,8
Биохимический концентрат второго технологического цикла	30,6	5,15	0,56	49,7	1,7

Их анализ устанавливает тенденцию перехода в выщелачивающий раствор около 8466,9 мг/л оксида кальция с постепенным его накапливанием к концу второго цикла технологического процесса. Потери пятиоксида фосфора в процессе выщелачивания кальцита колеблются (с учетом «фоновых» значений) от 90 мг/л (первый цикл) до 240 мг/л (второй цикл). Полученные концентраты характеризуются достаточно высоким и стабильным качеством, показывающим практически идентичную химическую активность исходной и регенерированной культуральных жидкостей (табл. 3.1.2.в.9).

С целью определения выхода оборотных выщелачивающих растворов рассчитывались их потери на этапах декантирования и регенерации каждого из технологических циклов. В результате установлено, что потери культуральных жидкостей в основном происходят за счет контакта с ионообменной смолой и, в меньшей степени, при декантировании раствора. В целом общий выход регенерированных растворов в каждом из технологических циклов является сопоставимым и составляет 82 % (табл. 3.1.2.в.10)

Таблица 3.1.2.(в).10.

Потери культуральной жидкости при 2-х этапном цикле выщелачивания

№ проб	Характеристика культуральных жидкостей	Объем культуральных жидкостей	Потери		Общий выход культуральной жидкости, %
			мл	%	
10	Исходная	120		-	100
11	Отработанная (1 цикл)	117	3	2,5	97,5
12	Регенерированная (1 цикл)	98,5	18,5	15,4	82,1
13	Отработанная (2 цикл)	90	8,5	8,6	91,4
14	Регенерированная (2 цикл)	80,5	9,5	9,6	81,8

Таким образом, полученные результаты показали возможность практического осуществления эффективной регенерации выщелачивающих растворов в схеме замкнутого водооборота биотехнологического процесса. Высокий показатель выхода регенерированных растворов позволит весьма значительно снизить себестоимость биоготехнологических фосфатных концентратов, осуществить схему замкнутого водооборота и повысить экологичность технологического процесса.

3.1.2.г. Результаты моделирования микробиологической технологии обогащения карбонатных фосфоритов методами химико-кислотного выщелачивания.

В рамках программы работ, связанных с разработкой биогеотехнологического метода обогащения карбонатно-фосфатного сырья были также проведены экспериментальные исследования по органно - минеральному кислотному выщелачиванию карбонатов из фосфоритов Израиля и Джерой-Сардаринского месторождения. Большой комплекс экспериментов с HNO_3 , H_2SO_4 , HCl и целым рядом слабых органических кислот позволили сделать однозначные выводы, кратко сводящиеся к следующему.

1. При азотнокислом обогащении фоссырья при достижении приемлемой селективности процесса (потери $\text{P}_2\text{O}_5 < 1\%$) извлечение карбонатов не превышает 55-60%.
2. Сернокислотное обогащение фоссырья протекает с весьма крупными потерями $\text{P}_2\text{O}_5 (>25\%)$ и значительными остаточными содержаниями карбонатов (2-6%).
3. Солянокислотное обогащение протекает почти аналогично сернокислотному и также не может иметь практического использования.
4. Органно-кислотное обогащение фоссырья характеризуется низкой селективностью процесса, прогрессивно снижающейся с увеличением количества выщелачиваемых карбонатов.

Таким образом, все опробованные схемы кислотного обогащения фоссырья данного типа не могут рассматриваться в качестве альтернативных разработанному биогеотехнологическому методу с использованием культуральных жидкостей перспективных штаммов гетеротрофных микроорганизмов.

3.1.3. Микробиологическое обогащение комплексных редкометалльных фосфатных руд сложного состава и перспективы применения методов биогеотехнологии для очистки фосфоритов от токсичных микропримесей

В пределах Европейской части России в число немногих фосфоритовых объектов, обладающих активными (реально извлекаемыми) запасами, входит перспективное Унечанское комплексное титан – циркон - фосфатное месторождение в Брянской области [67,68,170]. Оно приурочено к основанию отложений кампанского яруса и залегает на размытой поверхности сантонских мергелей и алевролитов. Кровлей месторождения служат вскрышные породы из писчего мела, палеоген - неогеновых песков или четвертичных суглинков мощностью около 8м. Фосфориты локализуются в верхней части песчаной продуктивной пачки и представляют собой рыхлые или слабо сцементированные полевошпат – кварцевые пески, которые обогащены рудными «тяжелыми» минералами, а также различным фосфатным материалом. Среднее содержание пятиоксида фосфора - 6.2 %. Мощность пласта 4.5 м. Запасы категории C_2 составляют 46 млн. т P_2O_5 .

На месторождении выделяются кварцевая ($7.45 \text{ P}_2\text{O}_5$, 69.01 SiO_2 , 0.22 MgO , 2.23 CO_2), кар-

бонатно - кварцевая (8.82 P₂O₅, 50.64 SiO₂, 0.27 MgO, 5.93 CO₂), и кварц – карбонатная (6.73 P₂O₅, 37.5 SiO₂, 0.52 MgO, 16.48 CO₂) разновидности руд. Основные запасы представляют карбонатсодержащие руды.

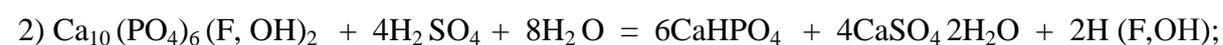
По данным микроскопии фосфат, в основной массе, представлен сростками в виде тонких (0.01- 0.04 мм) пленок и оболочек вокруг зерен кварца и тяжелых минералов. По своим параметрам он относится к фторкарбонатапатиту с высоким содержанием CO₂ (5.1- 5.7 %) и близок фосфату желваковых фосфоритов - курскиту. Устанавливается тесная корреляционная связь между P₂O₅ и TiO₂ (r = 0.83), что объясняется практически повсеместным развитием вокруг титановых минералов фосфатных оболочек [170].

После обогащения традиционными методами 39 % фосфата в пленочной форме теряется и попадает в хвосты обогащения. Гравитационно - флотационный фосфатный концентрат содержит 20 % P₂O₅ и около 18 % кальцита. Промпродукт тяжелых минералов (преимущественно титановых) включает до 11,5 % пятиоксида фосфора, которая является вредной примесью при практическом использовании титанового сырья [461].

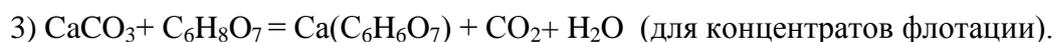
В рамках проводимых исследований выполнены опыты по микробиологической обогатимости унечанских фосфоритов. В качестве перспективной технологии впервые предложена обработка продуктов обогащения культуральными растворами ряда штаммов микроорганизмов с целью доизвлечения фосфата из гравитационно-флотационных отходов, а также выщелачивания карбонатов из фосфатных черновых концентратов. Опираясь на опыты выщелачивания компонентов минеральными кислотами, выделены комплексы микроорганизмов и смоделированы культуральные жидкости разных концентраций, эффективные для селективного извлечения фосфата и карбонатов. К рабочим отнесены авто - и гетеротрофные микроорганизмы родов *Thiobacillus* (*T. thiooxidans*, *T. ferrooxidans*, *T. acidophilus*), *Candida* (*C. lipolytica*), основными компонентами культуральных жидкостей которых служат соответственно серная и лимонная кислоты разных концентраций. Биотехнологические опыты моделировали процессы, описываемые реакциями:



(для фосфатсодержащих кварцевых отходов и промпродукта тяжелых минералов),



(для промпродукта тяжелых минералов),



Оптимальные условия биохимического извлечения фосфатных и карбонатных минералов устанавливались с учетом результатов экспериментов по изменению параметров физико -

химических режимов реакций, включая T^0 и pH среды, соотношения Т : Ж, времени протекания органо-кислотного выщелачивания, а также концентраций растворов культуральных жидкостей и др. В зависимости от содержания в гравитационно - флотационных отходах и концентратах фосфатного и карбонатного вещества биокислотным выщелачиванием получена серия биотехнологических продуктов, в том числе: а) **фосфатный концентрат** - P_2O_5 = 24,54 %, Н.О. = 22,45 % (при извлечении кальцита –100 % и потерях $P_2O_5 < 1$ %); б) **пром-продукт тяжелых минералов**, очищенный по фосфату - $P_2O_5 = 0.05 - 2.8$ %; Н.О.= 99.5- 91 %; в) **продуктивные фосфатные растворы**, содержащие 123 г/л P_2O_5 . Для регенерации отработанных растворов использовались ионообменные смолы типа катионита КУ-2-8, а также проводилась химическая аккумуляция растворенных фосфатов с помощью оксида кальция (для кварцевых отходов). При pH > 2,8-3,1 осаждался монокальциевый и дикальцийфосфат, близкий по составу преципитату. Среднее извлечение P_2O_5 составило около 68 %. Объем восстановленных рабочих растворов достигал 80 %. Время их регенерации - 10 - 30 мин.

Результаты проведенных опытно - методических работ позволяют сделать вывод о реальной перспективе применения микробиологического метода для обогащения технологически трудных фосфоритов Унечанского месторождения. После соответствующей доработки и апробирования на укрупненных пилотных установках он может стать основой для составления ТЭО целесообразности освоения унечанских фосфоритов с получением высококачественной фосфоритной муки (24 % P_2O_5), титан - циркониевых безфосфорных концентратов, с попутной аккумуляцией выщелоченных фосфатов в виде кислоторастворимых фосфорных минеральных удобрений типа преципитата и простого суперфосфата.

Еще одна проблема, тесно связанная с первой, - это экологическая безопасность используемых фосфатов, как местных, так и импортируемых. Известно, что фосфориты в повышенных количествах содержат U, Sr, Cd и ряд других вредных элементов. Особенно это касается зернистых фосфоритов Аравийско – Африканского региона, в которых содержание урана может достигать 100 г/ т. Для России, как одного из потенциально крупных импортеров таких фосфатов, вопрос извлечения из них токсичных элементов становится далеко не праздным.

Для выяснения спектра возможностей микробных технологий проведены опыты по извлечению токсичных микропримесей зернистых карбонатных фосфоритов Узбекистана (Джерой–Сардаринское месторождение), Израиля (Negev), Марокко (месторождение Хурибга, 30.14 % P_2O_5 ; 7,71 % CO_2). Основное внимание было уделено U и Cd – наиболее проблемным и лимитируемым элементам в составе данного типа фосфоритов. Процесс обеззараживания моделировался на обогатительной установке в условиях замкнутого водооборота, параллельно с выщелачиванием карбонатной части фосфоритов метаболитами (культуральными

жидкостями) дрожжевой культуры *Candida lipolytica*. Выщелачивающие растворы очищались в режиме двухциклической регенерации при помощи ионно – обменных смол.

В изученных фосфоритах уран тесно коррелируется с P_2O_5 ($K = 0,83 - 0,92$) и изоморфно входит в кристаллическую решетку фторкарбонатапатитового фосфатного минерала, а также сорбируется его микрочастицами. Эффективность извлечения урана определяется способностью технологической схемы обеспечить условия перевода малоподвижных четырехвалентных соединений урана в легко растворимые окисные (шестивалентные) формы. В кислой и слабощелочной средах в окислительных условиях U^{6+} формирует подвижные сложные комплексы уранила с карбонатными, сульфатными, фторидными, фосфатными ионами, а также с органическими кислотами. Принимая во внимание органоокислотный характер процесса биохимического обогащения фосфоритов, оценена возможность извлечения, попутно с разложением кальцита, урана, сорбированного на частицах фосфата. Доминирование в культуральных растворах производных лимонной кислоты обуславливает десорбцию урана преимущественно в форме уранил – цитратных сложных комплексных ионов. Подчиненное значение имеют уранил – карбонатные ионы, формирующиеся при взаимодействии урана с углекислыми продуктами разложения кальцита. Полнота десорбции урана контролируется тониной технологического помола, временем контакта растворов с твердой фазой, соотношением $T : Ж$, T° , а также кислотностью среды. Как показали опыты, рН рабочих растворов, по мере разложения карбоната, изменяется от 1.45 до 6.75. Рост щелочности сопровождается повышением в составе растворов доли уранил – карбонат-ионов, а при избытке реактива – уранил – фосфатных ионов. Принципиальное значение имеет размерность материала и время его взаимодействия с рабочими растворами. В целом, устанавливается довольно четкая прямая связь роста экстракции урана с уменьшением тонины помола фосфоритов и длительностью их обработки культуральными жидкостями. Однако, параллельно с этим, в обогащательном процессе нарастают негативные тенденции, что находит отражение в неоправданно больших потерях P_2O_5 . Лабораторными испытаниями выявлены оптимальные соотношения параметров обогащения, которые контролируются кислотностью среды в пределах значений рН от 1.5 до 4.5. С целью увеличения продолжительности контакта твердой и жидкой фаз при данных значениях рН, предложена двухступенчатая технологическая схема. На первом этапе, для выщелачивания кальцита, фосфориты обрабатываются культуральными жидкостями в объемах, заданных расчетами. На втором этапе, бескальцитовые концентраты разубоживались в установленных соотношениях исходной рудой, после чего, с учетом минерального состава составленной шихты, подвергались повторному выщелачиванию. Технологический цикл завершился регенерацией обратных растворов с использованием ионообменных смол (типа КУ-2–8). Динамика

процесса контролировалась замерами содержания элемента в готовых концентратах, а также в ионообменных смолах, после фильтрации через них отработанных растворов. Полученные результаты сведены в таблице 3.1.3. 1.

Таблица 3.1.3. 1.

Сопоставления содержания отдельных элементов в исходных и конечных продуктах биохимического выщелачивания зернистых фосфоритов ряда месторождений.

Объекты изучения	Элементный состав, %				
	P ₂ O ₅	CO ₂	U	Cd	Zn
Исходная руда					
Марокко (Хурибга)	30,1	7,71	1.1 10 ⁻²	4,3 10 ⁻³	1.9 10 ⁻²
Израиль (Negev)	27,0	10,8	9,8 10 ⁻³	6,1 10 ⁻³	3.9 10 ⁻³
Узбекистан(Джерой-Сардаринское)	22,0	16,3	7.6 10 ⁻³	4 10 ⁻⁴	7,3 10 ⁻³
Биоконцентрат					
Марокко (Хурибга)	34,2	3,41	6,4 10 ⁻³	2,5 10 ⁻³	1 10 ⁻²
Израиль (Negev)	33,6	3,8	8,3 10 ⁻³	4 10 ⁻³	2,7 10 ⁻³
Узбекистан (Джерой-Сардаринское)	31,5	4,65	6,6 10 ⁻³	2,6 10 ⁻⁴	5,1 10 ⁻³
Исходная ионообменная смола, обработанная HCl			1 10 ⁻⁴	5 10 ⁻⁵	7 10 ⁻³
Ионообменная смола, после 1-го цикла регенерации раствора израильских фосфоритов			9,9 10 ⁻⁴	2 10 ⁻⁴	1 10 ⁻²
Ионообменная смола, после 2-го цикла регенерации раствора израильских фосфоритов			1,7 10 ⁻⁴	1 10 ⁻⁴	-

В итоге, в конечных концентратах содержание урана было снижено на 15-40%. Потери P₂O₅ составили 2,5 – 5 %. Помимо урана, полученные концентраты анализировались на Cd и Zn. Установлено, что предлагаемая технология, благодаря использованию сорбентов, позволяет снижать содержание отмеченных тяжелых металлов на 35-42% и 30-48% соответственно. Наряду с этим, проведенные эксперименты показали, что сорбционная емкость используемого катионита ограничена и уже на втором цикле регенерации отработанных растворов эффективность его значительно падает. Поэтому, представляется необходимым проведение поисков других сорбционных материалов и, в первую очередь, созданных на основе микробных технологий. В частности, эффективным способом очистки отработанных растворов может стать фильтрация их через живую либо сухую биомассу микроорганизмов. Клетки осаждают (сорбируют) металлы на своей поверхности или аккумулируют их во внутриклеточном пространстве. Количество сорбированных элементов оценивается в 15 – 30 % от веса сухой биомассы [1]. Активность и селективность процесса определяется геохимическими свойствами элементов, физико – химическими параметрами среды и особенностями видового состава организмов. В таблице 3.1.3.2. дается перечень наиболее активных биогенных концентраторов урана, кадмия и ряда других токсичных металлов [1].

Таблица 3.1.3.2.

Микроорганизмы, активные в сорбции и аккумуляции токсичных элементов [1].

Микроорганизмы	Катионы металлов
Автотрофные бактерии	
Thiobacillus ferrooxidans	Cd, Co, Cr, Ni, UO_2^{+2}
Цианобактерии	
	Cd
Водоросли	
Chlorella pyrenoidosa, C. Regularis	Cd, Co, Ni, Zn, Sr UO_2^{+2} , Mo
Гетеротрофные бактерии	
Acinetobacter sp	UO_2^{+2}
Alcaligenes eutrophus	Cd
Bacillus subtilis, B. Cereus	Cd, Co, Zn, UO_2^{+2}
Klebsiella aerogenes	Cd, Co, Ni, Hg, Pb
Pseudomonas aeruginosa, P. fluores-cens, P.putida, Psa rophila, P. stutzeri	Cd, Co, Ni, UO_2^{+2} , Tr
Shphaerotilus natans	Cd, Co
Zoogloea ramigera	Cd, Co, Ni, UO_2^{+2} , Zn
Актиномицеты	
Actinomyces flavovirides, Streptomy-ces niveus, S. Al S.cinereruber, S.scabies,S echinatus	UO_2^{+2} , Tr
Дрожжи	
Rhodotorula mucilapinosa,Candida lipolytica	Cd, Co, Ni, Zn
Мицеливые грибы	
Fusarium sp, Mucor rouxii	Co,Cr, Ni, Hg, Pb, Zn

Выводы.

Первостепенное значение для возрождения и развития фосфатной отрасли страны имеет создание конкурентоспособных, экологически чистых технологий, позволяющих существенно повысить качество фосфатных продуктов, а также вовлечь в производство руды, которые не обогащаются традиционными методами. Опыт показывает, что такими передовыми технологиями станут разработки, основанные на принципах биогеотехнологии – науки об извлечении минеральных компонентов из руд, концентратов и хвостов обогащения под воздействием микроорганизмов или их продуктов жизнедеятельности (метаболитов).

В мировой практике микробиологические методы обогащения фосфатного сырья не разработаны. В результате выполненных исследований создан новый метод обогащения фосфатного сырья, в рамках которого определились несколько самостоятельных биотехнологических направлений. Некоторые из них достаточно хорошо апробированы и защищены патентами, другие требуют проведения дальнейших углубленных исследований.

Биофлотация основана на способности ряда микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности избирательно влиять на флотационные свойства отдельных минералов, что резко

повышает селективность их извлечения [207].

Биосорбция позволяет очищать фосфатные продукты от экологических опасных микроэлементов, которые извлекаются при биологической обработке фосфоритов и сорбционно поглощаются на биофильтрах при регенерации оборотных растворов. Применение этого метода при обогащении зернистых фосфоритов Узбекистана, Израиля, Марокко позволило производить очистку концентратов от токсичных примесей U, Cd и др. элементов от 15 до 48%.

В основе биоконверсионного направления лежит явление структурной перестройки фосфата, возникающее при воздействии на него культуральных жидкостей в условиях жестких режимов. В результате достигается частичное извлечение из кристаллической решетки фосфата изоморфной примеси CO_2 , что влечет за собой возможность получения суперконцентратов с $\text{P}_2\text{O}_5 > 36\%$.

При биоактивации в фосфоритах увеличивается количество P_2O_5 (л.р.) с 26 до 35% с пропорциональным возрастанием доли фосфатного вещества, способного непосредственно усваиваться растениями. Это открывает новые возможности для эффективного использования желваковых и карстовых фосфоритов в качестве фосфоритной муки – самого дешевого минерального удобрения длительного действия.

Биохимическое направление наиболее проработано. По этой технологии обогащение достигается селективным выщелачиванием из фосфатного сырья примесных полезных либо вредных компонентов. Из кремнистых фосфоритов с содержанием 4-8% P_2O_5 , биовыщелачиванием извлекается до 72% фторапатита, который затем аккумулируется в форме преципитата.

При обогащении карбонатных фосфоритов разных месторождений достигнуто стопроцентное удаление кальцита и до 85-95% доломита. Нарботанные биоконцентраты по качеству и потребительским свойствам превосходят аналогичные продукты, получаемые традиционными технологическими методами. Потери P_2O_5 , незначительны - меньше 1% для кальцитовых руд и 5-15% - для доломитовых.

Широкие возможности биогeотехнологического метода продемонстрировали опыты по обогащению «упорных», сложных по составу комплексных титан-циркон-фосфатных руд Унечаского месторождения. Здесь были решены сразу три проблемы: 1). Удаление карбонатов и получение высококачественной фосфоритной муки (24 % P_2O_5), 2). Очистка титан-циркониевого продукта от вредных фосфатных примесей. 3). Попутная аккумуляция выщелоченных фосфатов в виде кислоторастворимых фосфорных минеральных удобрений типа преципитата и простого суперфосфата.

К сказанному следует добавить, что метод микробиологического обогащения фосфоритов

подготовлен к практическому внедрению, и на его основе построена обогатительная установка производительностью в десятки килограмм за рабочую смену. Это позволяет сделать вывод о реальной перспективе его использования в производстве. Такое утверждение подтверждает предварительный расчет себестоимости фосфатного концентрата (35,5% P_2O_5), получаемого биогеотехнологическим методом. Как выяснено на стадии лабораторно-укрупненных опытов, основные затраты ложатся на ферментацию штамма микроорганизмов и на субстрат его роста, а также на оборудование с необходимыми реактивами для регенерационной установки. При этом, при использовании ферментера с рабочим объемом 500 л (лабораторный вариант) себестоимость производства 1 т фосфатного концентрата из сырья Израиля при замкнутом водообороте и регенерации 80% выщелачивающего раствора, составляет около 14,5 \$, а джеройского концентрата (30,5% P_2O_5) - 24,1\$. (в ценах России конца девяностых годов). В то же время, согласно регламенту ИБФМ РАН, себестоимость производства культуральной жидкости (главной позиции в смене затрат) значительно и прогрессивно снижается при переходе к ферментерам с большим рабочим объемом. С учетом этого момента, применение промышленного ферментера объемом 500 м³, позволяет ожидать снижение себестоимости 1 т фосфатного концентрата того же качества примерно в 2-3 раза. Очевидно, такое заключение распространяется и на случаи комбинирования биогеотехнологии с традиционными способами обогащения. Все сказанное, а также существующие на мировых рынках цены на фосфаты (табл. 3.1.3.3), доказывает справедливость сделанного ранее вывода о конкурентоспособности нового метода и реальности его использования в промышленности.

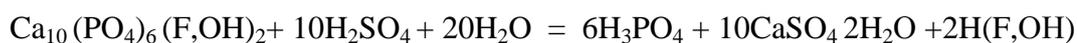
Таблица 3.1.3.3.
Мировые цены на фосфатное сырье

Страны	Содержание P_2O_5 , %	Цена за 1т \$
США (Флорида)	29,9-31,0	30,4-34,7
	32,1-35,0	32,1-35,0
Марокко	32,1-33,0	46,0
	34,4-35,3	48,5
Тунис	29,9-31,2	36,0
Россия (Хибины)	~ 42,0	38,0
Израиль	35,5	Себестоимость 14,5*
Узбекистан	30,5	Себестоимость 24,1*

Примечание: * в ценах России конца девяностых годов

Глава 4. ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА ГИПСОВЫХ ОТХОДОВ ПРОИЗВОДСТВА ОРТОФОСФОРНОЙ КИСЛОТЫ ПРИ ИХ УТИЛИЗАЦИИ МЕТОДОМ ПРЕСОВАНИЯ.

Нерешенной проблемой современного производства фосфорных минеральных удобрений остается его губительное воздействие на окружающую природную среду. В России одним из наиболее больных экологических вопросов является утилизация техногенного гипса (или «фосфогипса»), попутно образующегося при получении фосфорной кислоты по схеме сернокислотного разложения апатитовых и фосфоритовых концентратов:



За многие десятилетия из фосфогипсовых отходов вокруг химических предприятий накопились грандиозные отвалы, площадью в десятки км², представляющие серьезную экологическую проблему для целых регионов страны. Типичным примером служит подмосковный Воскресенский химкомбинат, где скопления техногенного фосфогипса по своим масштабам могут соперничать с природными гипсовыми месторождениями.

Вопросами утилизации фосфогипса в «доперестроечные» годы занимались ведущие отраслевые институты. Однако особых успехов достигнуто не было. Во многом это было связано с тем, что эксперименты проводились на «свежем» фосфогипсе, взятом сразу по окончании фильтрации фосфорной кислоты и, соответственно, характеризующемся повышенными содержаниями P₂O₅. Получаемые строительные материалы не соответствовали по качеству госстандартам, либо их производство из-за высоких капиталовложений становилось нерентабельным. Несмотря на это, как у нас, так и зарубежом, интерес к фосфогипсу никогда не ослабевал и оставался в центре внимания специалистов [13, 194, 202, 251, 341].

В последнее время благоприятная ситуация для изучения гипсовых отходов сложилась в Московском регионе, где бурно развивающийся строительный бизнес обуславливает устойчивый спрос на стройматериалы, и, в том числе, на различные гипсовые изделия. До последнего времени в этом сегменте рынка прочное, практически монопольное положение занимает немецкая фирма «Кнауф», которая, после покупки и модернизации Новомосковского строительного комбината, ускоренными темпами наращивает подземную добычу гипсового сырья и спектр выпускаемой на его основе продукции. Добываемое гипсовое сырье соответствует третьему сорту со следующими параметрами: CaSO₄ · 2H₂O – 80.1%; MgO – 2.53%; CaO – 29.31%; Fe₂O₃ – 0.3%; Al₂O₃ – 0.7%; H₂O (гидр.) – 16.44%; SiO₂ – 3.56%; TiO₂ – 0.04%. Содержание гипса 80.1%, доломита – 11.6%, кальцита – 3.4%, минералов Н.О. (кварц, глинистые) – 4,9%.

Помимо невысокого качества сырья, еще одним слабым звеном в структуре бизнеса фирмы «Кнауф» является подземный способ обработки гипса, что ведет к значительному удорожанию выпускаемой продукции. Грамотный учет этих двух моментов открывает возможности для

успешной конкуренции с фирмой «Кнауф» на московском рынке. В частности, крайне привлекательным выглядит разработанный фирмой «Юнитекс» на Воскресенском химкомбинате метод прессования фосфогипса длительного хранения. Находясь десятилетиями в техногенных отвалах, он подвергался современной гипергенной переработке, в результате чего в сырье снизилась доля вредных соединений, и оно, по сути, превратилось в своеобразную породу со своими физико - механическими и вещественно–структурными особенностями. Как показали промышленные испытания, после прессования, полученный из него искусственный гипсовый камень ни в чем не уступает природному аналогу, и способен с успехом его заменить в цементном и гипсовом производстве [89,90].

Вместе с тем, потребность корректировки технологического режима прессования обусловила необходимость изучения процессов, способствующих облагораживанию гипсовых отходов под воздействием внешних динамических нагрузок. Для понимания происходящего необходимо: 1. Детальное определение минерального состава гипсового сырья и его влияние на параметры технологического процесса. 2. Выяснение изменения кристалло - структурных характеристик гипсового вещества по мере его движения в технологической цепи от начального состояния до конечного, глубоко преобразованного продукта. 3. Определение технических параметров (T^0 , P , t) этапных структурных трансформаций кристаллической решетки минерала с целью оптимизации энергетического режима технологического процесса. 4. Изучение влияния преобразования гипсового вещества на физические показатели выпускаемой продукции.

Для решения перечисленных задач поставлен комплекс исследований исходного и прессованного фосфогипса, а также изучались природные гипсы нижнего карбона из промышленных пластов Новомосковского месторождения Тульской области.

Изучение проб проводилось с использованием инфракрасной спектроскопии (ИКС), электронно – парамагнитного резонанса (ЭПР), гранулометрического, микроскопического, иммерсионного, электронно-микроскопического, микронзондового, химического, рентгено – флуоресцентного, рентгено-структурного, рентгенофазового, изотопного и термического анализов. Помимо этого, изучалось поведение гипсов в кислых и нейтральных средах, а также моделировался процесс их «варки» для получения вяжущих материалов. Анализы выполнялись в лабораториях РУДН, МГУ и ведущих специализированных институтах РАН и Министерства природных ресурсов. Дополнительно для решения ряда задач использовались фондовые и опубликованные материалы.

4.1. Вещественный состав и петрографические особенности гипсовых отходов Воскресенского химкомбината.

4.1.1. Общая характеристика фосфогипса.

Основные особенности вещественного и минерального состава фосфогипса отражены в серии ниже приведенных таблиц (4.1.1.1).

Таблица 4.1.1.1

Химический состав рыхлого и прессованного фосфогипса,

№п.п	Хим. комп.	Массовая доля , %	
		Фосфогипс рыхлый	Фосфогипс прессованный
1	2	3	4
1	CaO	31,84	33,35
2	MgO	< 0,1	< 0,1
3	SO ₃	45,24	39,11
4	CO ₂	< 0,2	3,77
5	R ₂ O ₃	1,64	2,57
6	HO	1,08	1,92
7	H ₂ O	20,03	18,91
8	H ₂ O ⁻	17,57	16,12
9	H ₂ O ⁺	2,5	2,79
10	P ₂ O ₅	0,72	1,01
11	F	0,48	0,52
12	Na ₂ O	0,06	0,18
13	K ₂ O	0,05	0,07
14	Al ₂ O ₃	0,22	1,79
15	Fe ₂ O ₃	0,12	0,16
1	2	3	4
16	SiO ₂	0,25	0,31
17	TiO ₂	0,12	0,08
18	Sr	1,84	1,52
19	TR	> 0,4	> 0,4

Примечание 1: среднее из 10 определений. Примечание 2: здесь и далее фосфогипс, полученный при серно-кислотном разложении хибинских апатитовых концентратов

Таблица 4.1.1.2

Микроэлементный состав рыхлого и прессованного фосфогипса.

№ п.п	Хим. комп.	Массовая доля , ppm	
		Фосфогипс рыхлый	Фосфогипс прессованный
1	2	3	4
1	Ba	337	302
2	Y	98	96
3	Zr	124	100
4	Ni	78	74
5	Cu	14	28
6	Zn	10	18
7	Rb	10	7
8	Nb	4	4
9	Co	2	2
10	Pb	4	4
11	Mn	10	40

Примечание: средние значения из 45 определений

Таблица 4.1.1.3.

Минеральный состав рыхлого и прессованного фосфогипса.

№ п.п	Минеральный состав	Массовая доля, %	
		Фосфогипс рыхлый	Фосфогипс прессованный
1	Гипс	94.43	83.44
2	Кальцит	-	8,33
3	Гиббсит	-	2.77
4	Фосфат	2,07	2,91
5	Глинистые	0,56	0,67
6	Прочие (нефелин, эгирин, минералы окислов Fe, титанит, сульфиды, кварц, апатит, целестин (?) и др.)	2.94	1.88

Примечание: Для определения минерального состава проб привлекались пересчеты химических анализов и результаты специализированных методов диагностики минералов (микроскопии, рентгенофазового и микрозондового анализов).

4.1.2. Петрографическая характеристика рыхлого фосфогипса.

Исходный фосфогипс представляет собой белую, сыпучую мягкую массу, состоящую из пылевидного порошка и комочков округлой или округло – уплощенной формы размером до 35 мм. В сухом состоянии комковато – зернистый материал довольно равномерно распределен по разным классам крупности, но после «мокрого» отсева значительная его часть разрушается (размокает) и за счет этого увеличивается до 30% доля тонких классов, особенно фракций меньше 0,05 мм. При этом, выход собственно пелитовых частиц (<0,01 мм) невелик и не превышает 8%. (табл. 4.1.2.1, рис. 4.1.2.1). В иммерсионных препаратах пылевидный порошок имеет ярко выраженное кристаллическое строение (рис. 4.1.2.3: 4.1.2.4). Он сложен разнообразными, прекрасными по форме, кристалликами гипса, а также их микрочастичками с признаками растворения.

Таблица 4.1.2.1.

Результаты гранулометрического анализа пробы рыхлого фосфогипса

Класс мм	Сухой рассев	Класс мм	Мокрый рассев
	Выход, %		Выход, %
> 10,0	6,31	> 10,0	5.69
10-7	5.30	10-7	1.41
7-5	8,43	7-5	2.84
5-3	17,90	5-3	5.93
3-0	12,94	3-0	6,15
2-1	12,94	2-1	7,01
1-0,5	11,75	1-0,5	7,05
0,5-0,25	14,19	0,5-0,25	12,51
0,25-0,10	4,41	0,25-0,10	10,05
0,10-0,05	2,40	0,10-0,05	8,00
<0,05	3,43	0,05- 0,01	25,50
		<0,01	7.86
Итого	100,0	Итого	100,0

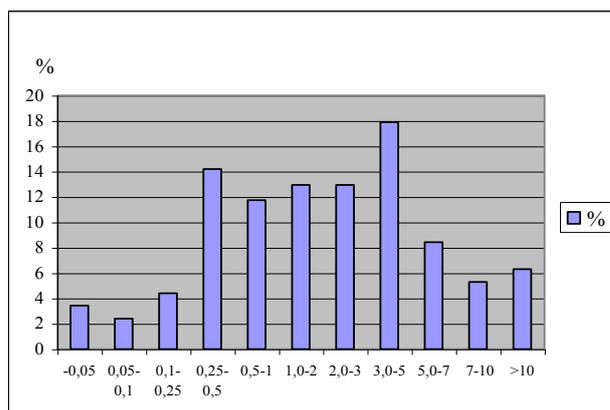


Рис. 1.2.1. 1

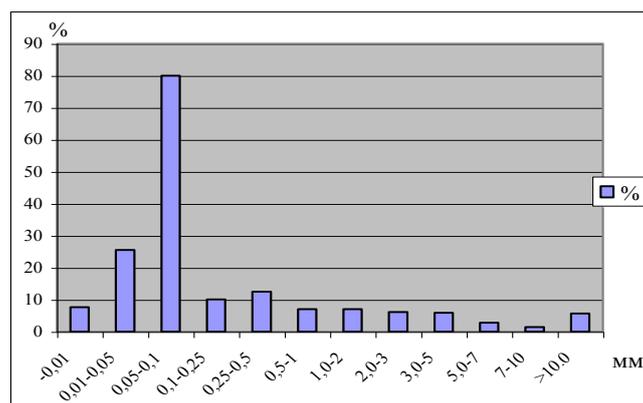


Рис. 1.2.2.2

Рис. 4.1.2.1. Гистограмма гранулометрического состава пробы рыхлого фосфогипса («сухой» рассев).

Рис.4.1.2.2. Гистограмма гранулометрического состава пробы рыхлого фосфогипса («мокрый» рассев).

Структурный рисунок в основном формируют кристаллиты величиной 0,02-0,05 мм в виде призмочек, табличек, пластинок и толстых иголочек. На их фоне резко выделяются своими более крупными размерами вытянутые призматические кристаллы длиной до 0,1-0,2 мм, иногда 0,45 мм. Для них характерны светлые двойниковые полосы и скошенные окончания по пинакоиду. В ряде случаев внутри таких кристаллов видны темновые контуры, оставшиеся от захваченных и перекристаллизованных различных гипсовых частиц. Противоположный процесс фиксируется у редких, но постоянно отмечающихся, пластинок ангидрита, которые несут признаки сильного растворения и гидратации.

Зерна и комки – это вторая, но главная часть рыхлого фосфогипса, на которую приходится около 70 % его объема. Первые, размером от песчинок до гравия, обычно шарообразной формы. На их фоне комки выглядят более крупными обособлениями и выделяются отчетливыми угловатыми контурами. Как те, так и другие заметно отличаются по прочности. Особенно это хорошо видно при их погружении в воду, где многие из них «размокают» и распадаются на пылевидные частицы. Выделяются 2 группы комков и зерен с разным внутренним строением. В первой группе они сложены однородным агрегатом гипсовых кристаллитов размером < 0,05 мм. Реже, наряду с кристаллитами, включают микросгустки гипсового вещества. (рис. 4.1.2.5). Вторую группу составляют комки и зерна из массы крупных хорошо оформленных кристаллов размером 0,2 - 0,5 мм (рис. 4.1.2.6; 4.1.2.7; 4.1.2.8). Таким образом, эти, а также ранее приведенные аналитические данные по изученным пробам, показывают, что в минеральном отношении рыхлый фосфогипс довольно однообразен и представляет собой однородное вещество, состоящее на 95% из гипса (табл 4.1.1.3.).

В структурном же плане он, напротив, весьма разнороден и состоит из целого ряда кристаллических фаз, которые формировались в результате неоднократного растворения, перекристаллизации и раскристаллизации гипсового вещества. Наконец, следует также отметить единичные обломки темноцветных минералов, нефелина и окатанного кварца. Последние, очевидно, для рыхлого фосфогипса являются посторонними частицами, попавшими в пробы при их отборе.

4.1.3. Петрографическая и электронно – микроскопическая характеристика прессованного фосфогипса.

Спрессованный фосфогипс (или «прессовка») представляет собой прочный, белый каменный материал, с гладким фарфоровидным изломом и матовым блеском на сколе. Твердость его 2.5 по шкале Мооса, что несколько выше, чем у природного гипса (тв. 2.0). Как видно из таблиц 4.1.1.1 и 4.1.1.3, по химическому и минеральному составу прессованный фосфогипс, в отличие от рыхлого, менее однороден. Он более загрязнен посторонними примесями, количество которых достигает более 10% (рис.4.1.3.14 - 4.1.3.17). Это, главным образом, карбонатный и гиббситовый подшихтовочный материал, добавляемый, согласно техническому регламенту в фосфогипс перед его прессованием.

На полированных срезах под бинокуляром фосфогипсовые «прессовки» похожи на обломочные породы. Такой облик им придают заключенные в пелитоморфной гипсовой массе мелкие и крупные зерна, а также одинаково ориентированные полоски, линзочки белого, светло-коричневого и медового цвета размером 0,25-15 мм (рис. 4.1.3.11).

Другим принципиальным и интересным фактом в строении прессовок являются минеральные новообразования. К ним относятся сферолиты правильно - округлой и вытянутой формы (0,5 - 5 мм), Их формирование происходило позднее, чем прессование фосфогипса, поскольку сферолиты «накладываются» на слои – скорлупы, из которых состоят прессовки. После удаления сферолитов на их месте остаются округлые углубления (рис.4.1.3.18; рис.4.1.3.19).

В шлифах прессовки резко отличаются от природных гипсовых пород (рис. 4.1.3.9-4.1.3.10) и обладают структурными признаками типичными для глин. Они сложены скрыто – и микрокристаллическим гипсовым агрегатом, состоящим, главным образом, из частиц меньше 0.01 мм. Без анализатора их практически не видно, и поэтому основная ткань прессовок выглядит как бесструктурная, однородная масса, общий монотонный фон которой нарушают разного рода светло – и темно окрашенные включения (рис. 4.1.3.11).

С анализатором гипсовые частички создают эффект микроагрегатного погасания, когда все поле шлифа распадается на бесчисленное множество хаотично мерцающих точек и черто-

чек, меняющих свое пространственное положение при повороте столика микроскопа (рис. 4.1.3.12;4.1.3.13). Картину дополняют беспорядочно расположенные пятна, линзочки, полоски или прерывистые прожилки с ориентированно – агрегатной микроструктурой, которую образуют гипсовые частицы с почти одновременным погасанием. Благодаря этому возникает впечатление мозаичного строения слабо раскристаллизованной гипсовой массы. При внимательном изучении за мозаикой рисунка угадываются нечеткие очертания округлых сгустков, зерен и комочков уплотненного фосфогипсового вещества, подвергшегося прессованию. Их контуры подчеркиваются цветовыми оттенками, а также характером и ориентировкой слагающих частиц.

Наконец, самостоятельными структурными элементами прессовок являются минеральные примеси. Часть из них (карбонатная, глинисто-бокситовая, а также известь) введена в состав фосфогипса в виде шихтовочного материала. Другие (апатит, нефелин, щелочная роговая обманка, эгирин, сфен) - представлены реликтивными минералами перерабатываемых концентратов. Третьи - возникли как новообразованные «аутигенные» компоненты.

Карбонатная примесь, по результатам пересчетов химических анализов, составляет около 10%. Представлена обломками магнезиального известняка, разрозненными зернами кальцита, а также скоплениями дисперсных частиц (рис. 4.1.3.16).

На глинисто – бокситовое вещество приходится не более 5%. Несмотря на такое небольшое количество, оно «размазано» по всему объему прессовок. В шлифах обособляется, главным образом, в виде темно - окрашенных линзочек, вытянутых бесформенных пятен, хлопьев, сгустков, а также грязных примазок в гипсовых выделениях (рис. 4.1.3.16). В толстых срезах – изотропное, в тонких – слабо поляризует. В местах, по - видимому, повышенных стрессовых нагрузок, обладает ориентированно – агрегатным погасанием и оранжево – красными цветами интерференции.

К примесям другого плана относятся известь (CaO) и продукты ее изменения. Содержание их незначительное и находится на уровне «акцессориев» (~1%).

Известь представлена сильно корродированными изометричными зернами, от которых обычно сохраняются только реликты причудливой конфигурации (рис. 4.1.3.15). С анализатором зерна изотропны, но, иногда, из - за оптических аномалий, со слабым двойным лучепреломлением. Без анализатора выделяются очень высоким, положительным рельефом и характерными розоватыми оттенками.

Фосфатные соединения, судя по минеральным пересчетам, присутствуют в прессовках в количествах, соизмеримых с глинисто – бокситовым веществом. Однако, в отличие от последних, в шлифах в виде самостоятельных обособлений они встречаются редко. Это отдельные

корродированные апатитовые зерна и буквально единичные тонкие линзочки светло – желтого, полупрозрачного, изотропного фосфата с признаками позднего образования (рис. 4.1.3.17; 4.1.3.20). Учитывая незначительное развитие отмеченных минералов, можно предположить, что основная масса фосфорного ангидрита в прессовках связана не с ними, а, скорее всего, с другими новообразованными минералами. Например с двойными фосфосульфатными солями типа ардеалита ($\text{Ca}_2\text{H}[\text{SO}_4][\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). В шлифах по своим оптическим свойствам они не отличаются от гипса, но на возможное их присутствие указывают данные микронзондового анализа (см. разд. 4.1.4).

Алюмосиликатные компоненты, как и вышеотмеченный апатит, являются примесью, оставшейся после сернокислотного разложения апатитового концентрата. К ним относятся единичные или редкие зерна нефелина, зеленой щелочной роговой обманки (рис.4.1.3.14), эгирина и сфена. Все они остроугольные или угловатые; большинство - со следами коррозии и разрушения.

Наконец, в качестве типичного аксессуара отметим флюорит. Он наблюдается в единичных сильно корродированных зернах с характерной фиолетовой окраской, отрицательным показателем преломления и изотропными свойствами.

Важнейшей и интереснейшей особенностью гипсовых прессовок являются минеральные новообразования, возникшие после завершения прессования в уже, так сказать, «готовом товарном продукте». Они представлены сферолитами ангидрита, сульфидными микроконкрециями и вышеотмеченными выделениями фосфорных минералов.

Сферолиты и микроконкреции достаточно хорошо видны уже на уровне макроскопических исследований, но наиболее отчетливо и рельефно эти образования выражены в шлифах и иммерсионных препаратах. Особенно часто встречаются сферолиты.

Сферолиты фиксируются в каждом шлифе, где их количество колеблется от редких экземпляров до трех – четырех десятков. Таким образом, во всех случаях – это постоянные структурные элементы строения прессовок. Встречаются как разрозненные индивиды, так и их скопления в виде пятен и линз. Нередки также срастания из двух и более сферолитов (рис. 4.1.3.18; 4.1.3.19).

Сложены они радиально – лучистым гипсом, который при дегидратации переходит в ангидрит с яркими цветами интерференции. При включенном анализаторе у них хорошо выражен черный «крест», балки которого при вращении столика микроскопа остаются практически без движения.

Форма сферолитов идеально - округлая; размер - 0,05 - 0,1мм; иногда - до 0,25мм. Наблюдаются все постепенные переходы от появления в слабо раскристаллизованной массе пло-

хо оформленных «зародышей», до развития из них прекрасных сферолитов, сначала гипса, а затем полугидрата и ангидрита. При этом, по мере преобразования гипсового минерала, кристаллооптические показатели изменяются в следующей последовательности: n_g - от 1.533 до 1.610; n_p - от 1.524 до 1,568; $n_g - n_p$ - от 0,009 до 0.042.

Сульфидные микроконкреции представляют второй тип аутигенных минеральных форм, развитых в прессовках. По частоте встречаемости они значительно уступают сферолитам, но все равно постоянно отмечаются в шлифах. Как показало изучение, - это сложные поликомпонентные образования, в которых сульфидное ядро окружено оболочкой изотропного, загрязненного примесями, однородного вещества с низкими показателями преломления. По данным выполненных замеров, такое вещество диагностируется как скрытокристаллический сепиолит, либо смектит ($n = 1.516- 1.518$). Максимальный размер конкреций вместе с оболочкой – 5мм. Форма у них обычно линзовидно - овальная, иногда неправильно округлая. В ряде случаев сульфидное ядро в конкрециях может отсутствовать, либо, наоборот, в нем, вместе с сульфидами, появляются выделения новообразованного фосфата. По результатам зондового микроанализа, в конкрециях доминируют сульфиды железа и меди (рис. 4.1.3.20; 4.1.3.21).

Таким образом, завершая микроскопическую характеристику прессовок, отметим следующее. 1. В качественном отношении (т.е. по содержанию гипсовой составляющей), прессовки заметно уступают рыхлому фосфогипсу, что обусловлено разубоживающим влиянием различных минеральных примесей, которые, в основном, специально вносились в прессовочную шихту (в сумме ~ 10%) (карбонат, глинисто – бокситовое вещество, известь). При этом, основная масса извести практически целиком заместила вторичными пелитоморфными продуктами. Напротив, обломки и выделения карбонатов, а также глинисто - бокситового вещества при прессовании мало подверглись изменениям.

2. Также, как и в рыхлом фосфогипсе, в прессовках устанавливаются новообразованные минеральные фазы, но другого совершенно характера. Это гипс - ангидритовые сферолиты, глинисто – сульфидные микроконкреции, выделения фосфорных минералов. Они формировались уже после или на последних этапах получения прессовок, о чем свидетельствует их «наложение» на различные текстурные элементы прессовок (обломки, комки, сгустки, трещинки, скорлуповатость).

3. Принципиальными являются данные по характеру фосфорной минерализации. Прежде всего они касаются вывода о возможной трансформации основной массы первичных фосфатов в техногенные вторичные минералы из ряда двойных фосфосульфатов типа ардеалита. Этот вывод может стать ключевым для понимания одной из причин положительного влияния прессования на свойства фосфогипса и превращения его в качественный строительный материал.

4. Прессование коренным образом изменило облик фосфогипсового вещества. Из хорошо раскристаллизованного состояния оно превратилось в ходе перекристаллизации в скрытокристаллический агрегат с размером индивидуальных частиц на порядок меньше, по сравнению с первоначальными кристаллическими выделениями гипса. Возник агрегат, по своим структурным и морфологическим особенностям подобный не природным гипсовым породам, а глинам. Очевидно, усиление внешних нагрузок ведет к тому, что масса, подвергающаяся прессованию, структурно становится все более однородной. В результате в прессовках «обломочные» признаки исходной сгустково-комковатой шихты вытесняются строением, при котором доминируют микрочастицы, ориентированные в направлениях, заданных внешними нагрузками.

Дополнительную информацию о внутреннем строении прессовок дают результаты электронно – микроскопических исследований. Исследования проводились при помощи просвечивающего электронного микроскопа ЭМ –125 (ПЭМ) и сканирующего микроскопа Cam -Scan-4 (СЭМ), совмещенного с микроанализатором (одноплазменным спектрометром) Sbs –50M «НПО ЮНИ - Экспорт».

По полученным данным, облик прессовок при больших увеличениях достаточно разнообразен. Однако, как и в шлифах, внешнее сходство их строения с глинами, отчетливо проявляется и на электронно – микроскопическом уровне (рис. 4.1.3.22). Такое впечатление возникает из – за того, что прессовки сложены, главным образом, пластинчато – чешуйчатым агрегатом хаотично ориентированных ультрамикрочастиц, создающих «шероховатую» поверхность скола прессовок. Внутреннюю их основу (своеобразную матрицу) составляет неравномерно раскристаллизованное гелеидальное вещество, в котором наблюдаются микрокристаллиты разной стадии развития и морфологического совершенства.

Устанавливаются два противоположных процесса. Во первых - механическое разрушение и декристаллизация прессуемого рыхлого фосфогипса в результате аморфизации кристаллических индивидов и их превращения в однородную бесструктурную массу. Иллюстрацией сказанного служит рис. 4.1.3.23., где отчетливо видно, как разрушенный и деформированный крупный пластинчатый кристалл гипса превращается в бесструктурное вещество.

Во вторых – его последующая раскристаллизация с зарождением ультрамикрокристаллитов, образующих структурные рисунки по типу глинистых пород (рис. 4.1.3.24;4.1.3.25). Процесс протекал в следующей последовательности: 1). Раскристаллизация бесструктурного вещества с образованием коротко столбчатых кристаллитов гипса. Намечается тенденция формирования в бесструктурной массе центров, вокруг которых происходит зарождение кристаллитов (рис. 4.1.3.22; 4.1.3.24). 2) «Старение» и «созревание» гипсовой массы с превраще-

нием ее в пластинчато – чешуйчатый агрегат (рис. 4.1.3.25). 3). Формирование новообразованной поздней гипсовой фазы, резко выделяющейся по своим морфологическим признакам из окружающих их частиц. Представлена субпараллельно ориентированными кристаллитами в виде изометричных табличек с четкими ограничениями (рис. 4.1.3.26). Очевидно, кристаллиты зарождались в свободном поровом пространстве и, в дальнейшем, развивались как гипс – ангидритовые сферолиты, детально описанные в разделе 4.1.3

Результаты сканирования дополняются и уточняются сведениями, полученными при изучении прессовок в просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ). По данным ПЭМ, основу прессованного гипса (его матрицу) составляет кристалломорфная масса, представляющая собой неравномерно раскристаллизованное гелеидальное вещество, в котором наблюдаются микрокристаллиты разной стадии развития и морфологического совершенства (рис. 4.1.3.27)

Первые признаки зародышей микрокристаллитов фиксируются на электронных микрофотографиях, снятых при увеличениях в 9 – 10 тысяч раз. На однородном фоне начинают появляться пятна, участки, где возникают расплывчатые контуры угловато - округлых, изометричных и вытянутых табличек. При еще больших увеличениях (12 000^x), становится понятным, что зародыши кристаллитов разнородны как по размеру, так и по форме. Наряду с частицами в виде табличек, имеются столбчатые кристаллиты, вытянутые в одном направлении (рис. 4.1.3.28).

При анализе электронных фотографий, возникает впечатление об определенной ориентированности большинства микрочастиц и признаках скольжения вещества кристалломорфной массы. Иногда в ней намечаются элементы своеобразной слоеватости (рис. 4.1.3.28) в виде полосок с разными структурными рисунками. В частности, на рис. 4.1.3.29 можно видеть переход от участков, сложенных столбчатыми вытянутыми кристаллитами, к слабо раскристаллизованным участкам, где доминируют таблитчатые микрочастицы. Очевидно, данные особенности ультрамикростроения указывают на то, что раскристаллизация кристалломорфной массы происходила под воздействием внешних стрессовых нагрузок.

Таким образом, по данным обычной и электронной микроскопии прессование принципиально меняет облик фосфогипса, превращая его из рыхлой хорошо раскристаллизованной сгустково–комковатой шихты в плотный скрытокристаллический агрегат с размером индивидуальных частиц на порядок меньше, по сравнению с первоначальными кристаллическими выделениями гипса. Благодаря прессованию происходит аморфизация и последующая слабая раскристаллизация однородной гипсовой массы с возникновением у нее структурных признаков, характерных для глинистых пород. При больших увеличениях (~10000^x) устанавливается,

что основу прессованного гипса (его невидимую матрицу) составляют ультрамикрочастицы, образовавшиеся при неравномерной раскристаллизации гипсовой коллоидной массы. Размер таких микроагgregатов колеблется от первых микрон до долей микрона.

Рисунки к разделу 4.1.

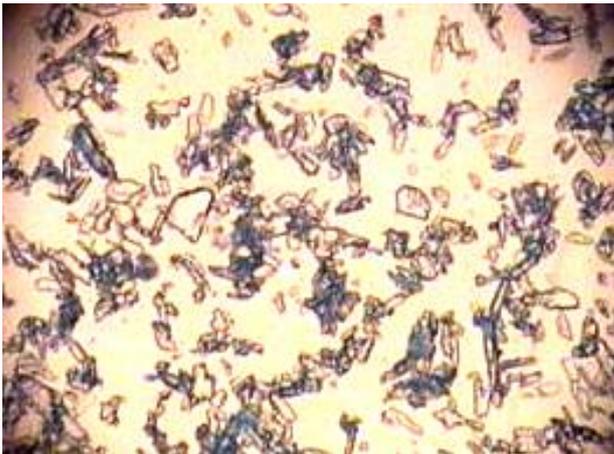


Рис. 4.1.2.3. Кристаллиты гипса, слагающие 1-го типа. Иммерсия. Ник.П, Ув.60^x

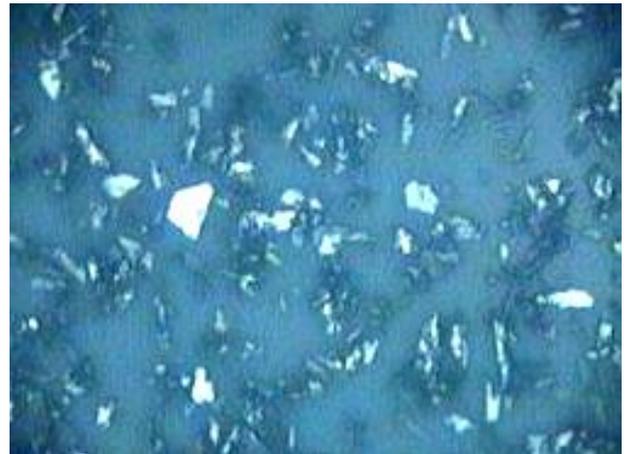


Рис 4.1.2.4. То же. Иммерсия, Ник.+, Ув.60^x

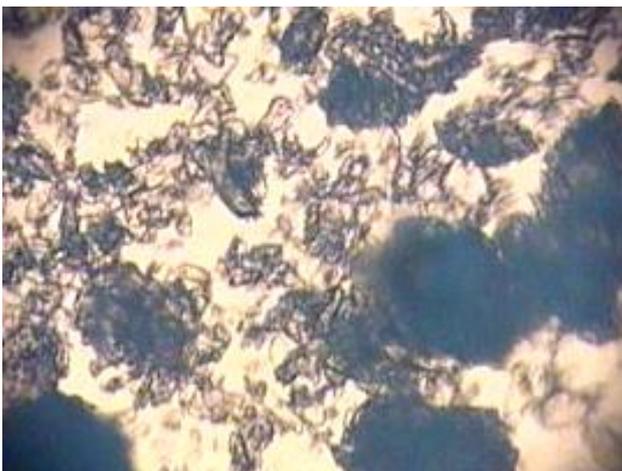


Рис.4.1.2.5.Кристаллиты и микросгустки гипсового вещества 2-готипа. Иммерсия. Ник.П, Ув.60^x



Рис.4.1.2.6. Кристаллы гипса размером 0,5мм. Иммерсия,Ник.П,Ув.60^x.

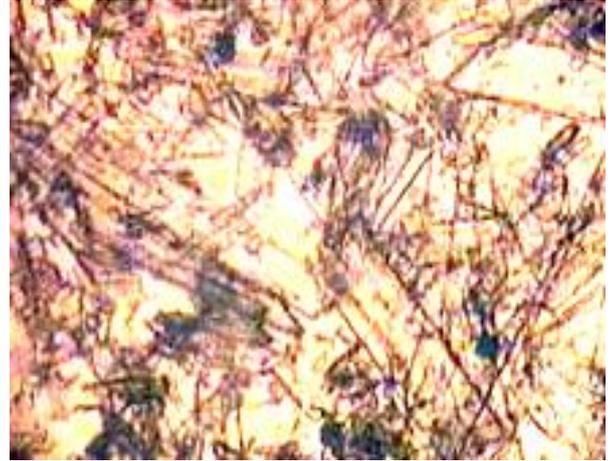
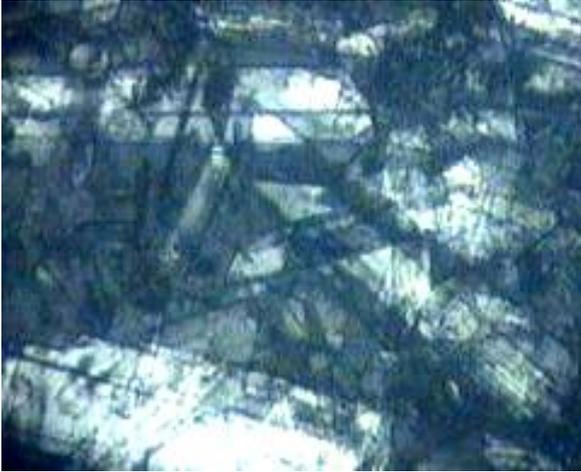


Рис. 4.1.2.7. То же. Иммерсия, Ник.+, Ув.60^x Рис. 4.1.2.8. То же. Иммерсия, Ник. II, Ув.60^x

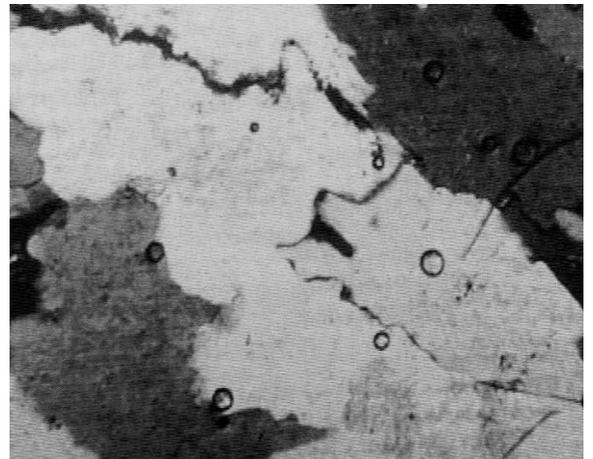
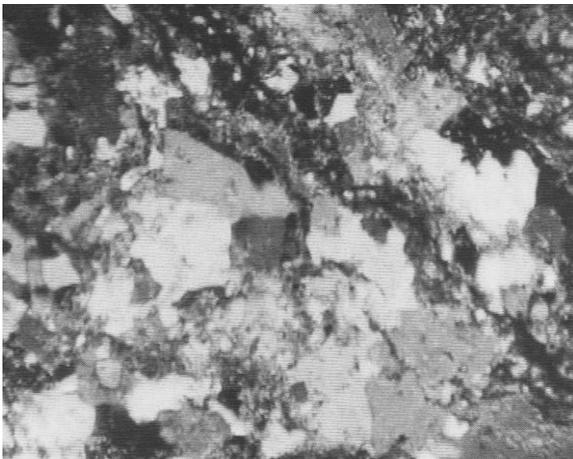


Рис. 4.1.3.9. Разнозернистая и грубо-крупнозернистая структура гипса. Размер зерен 0,1->0,5 мм. Новомосковское м-ние. Ник. +, Ув.60^x.

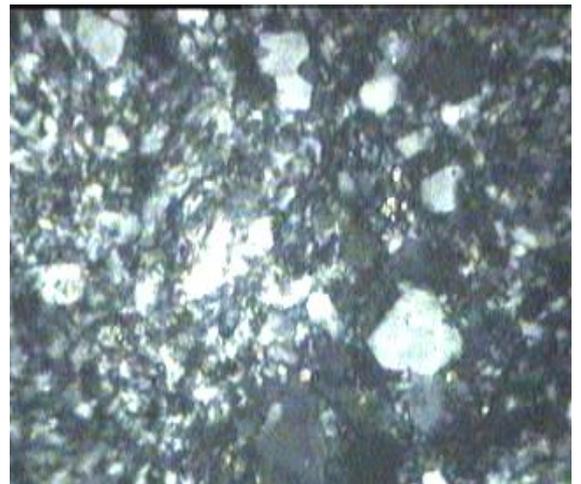
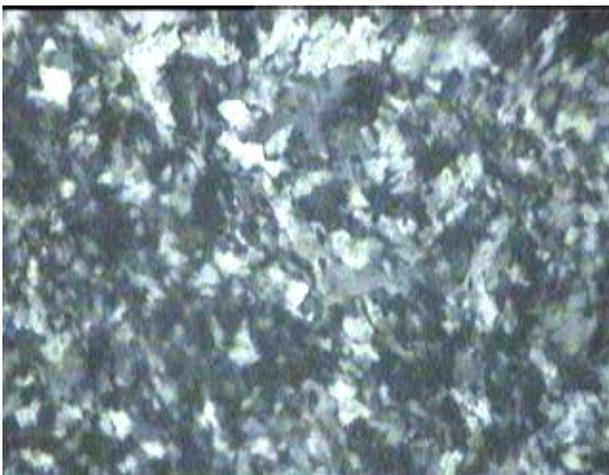


Рис. . 4.1.3.10 Разнозернистые структуры гипса. Размер зерен 0,05-0,25 мм Новомосковское м- ние. Шлиф. Ник.+, Ув. 60^x

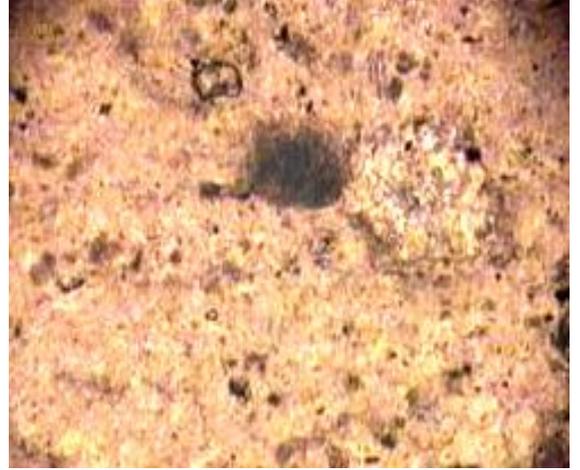
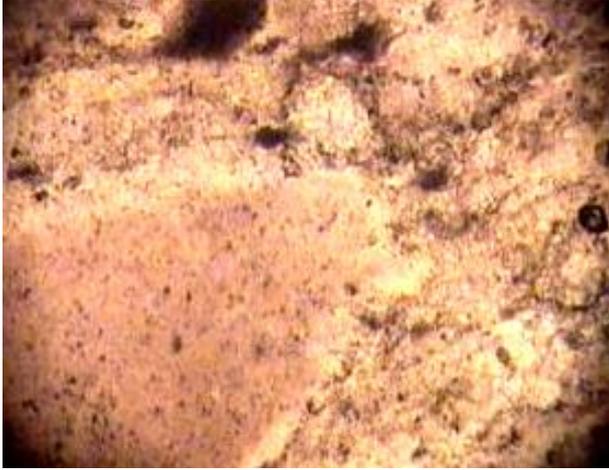


Рис.4.1.3.11. Бесструктурная масса гипсового вещества «прессовок» с разной сохранностью прессованных комков и зерен. Шлиф. Ник.П. Ув.60^x

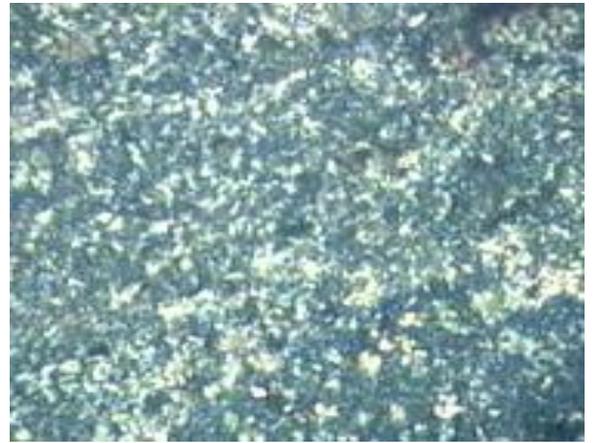
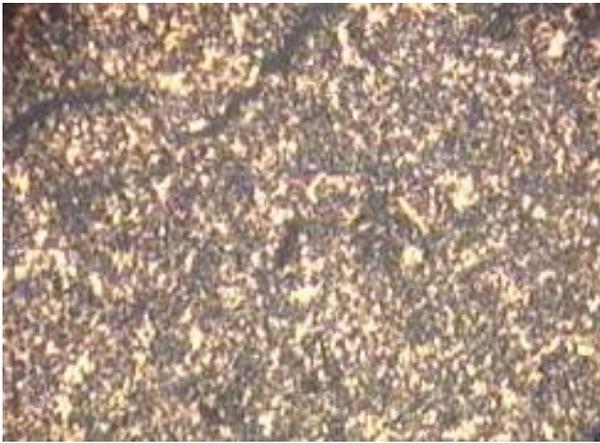


Рис. 4.1.3.12. Беспорядочно–чешуйчатая структура плохо раскристаллизованной гипсовой прессованной массы. Доминирующий размер частиц <0,01мм. Шлиф. Ник+. Ув 60^x

Рис. 4.1.3.13. То же, с элементами ориентированно – агрегатной микроструктуры. Ник+



Рис. 4.1.3.14. Зерно роговой обманки в однородной слабо раскристаллизованной массе прессованного гипса. Шлиф. НикП. Ув 60^x

Рис. 4.1.3.15. Сильно корродированное зерно извести. Шлиф. Ник П. Ув. 60^x

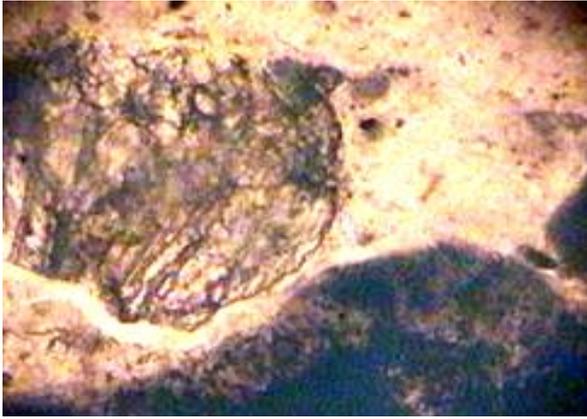


Рис. 4.1.3.16 Включение известняка и бокситовое вещество (темное) в массе прес-сованного гипса. Шлиф. Ник. II. Ув.60^x

Рис. 4.1.3.17. Корродированное зерно апатита в однородной массе прессованного гипса. Шлиф. Ник. II. Ув.60^x

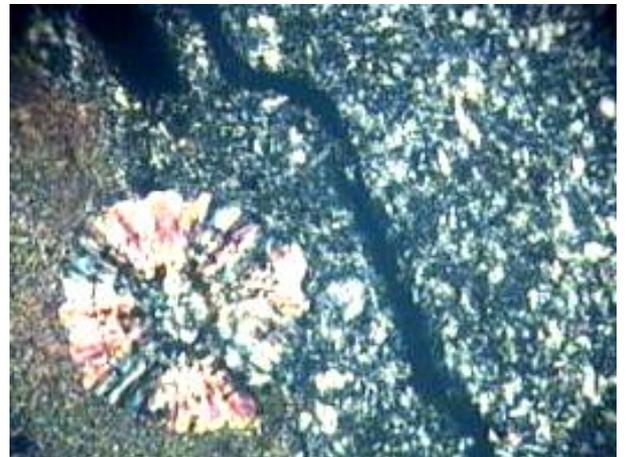
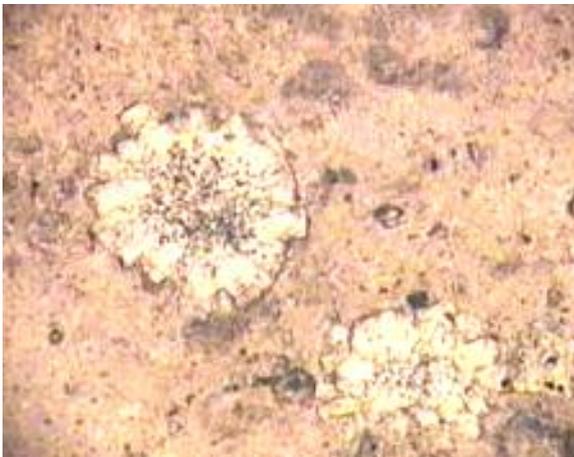


Рис. 4.1.3.18. Сферолиты на разных стадиях формирования в прессованном гипсе Ник. II. Ув.60^x

Рис. 4.1.3.19. Сферолит новообразованного ангидрита в массе прессованного гипса. Ник.+. Ув.60^x

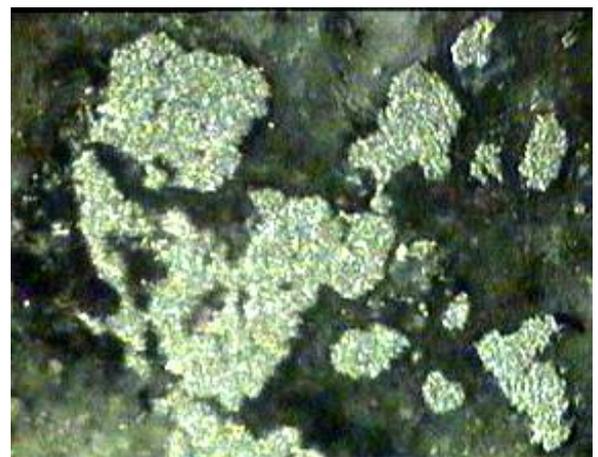
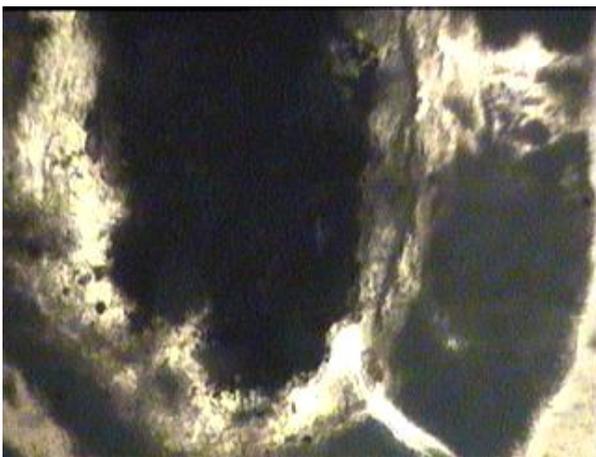


Рис. 4.1.3.20 Новообразованная зональная микроконкреция. В центре - обособления сульфидов, по периферии –выделения фосфата и смектитового вещества. Ник. II. Ув.60^x

Рис. 4.1.3.21. Выделения сульфидов в центре конкреции в боковом отраженном свете Ув.60^x.

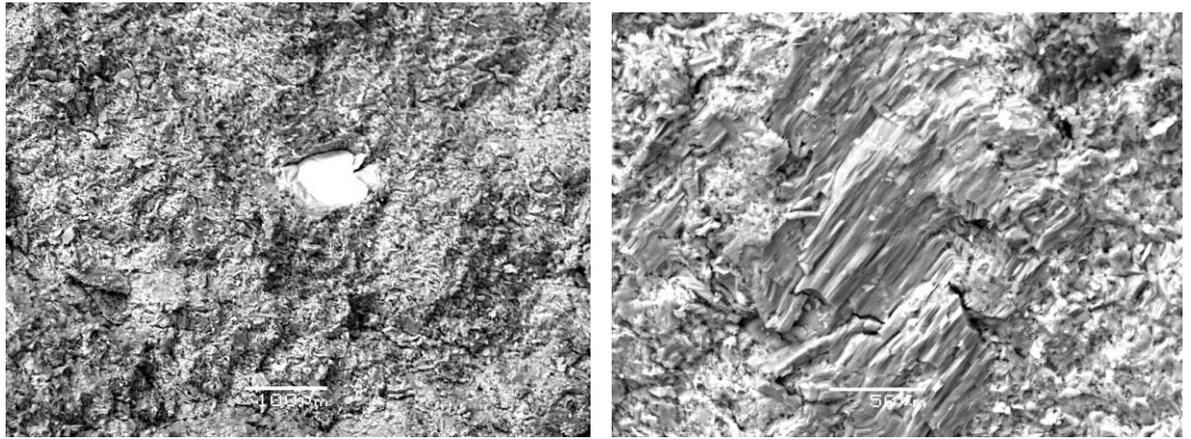


Рис. 4.1.3.22. Слабо раскристаллизованный пластинчато – чешуйчатый агрегат гипсовых прессовок. В центре – зерно апатита. СЭМ. Ув.200^x

Рис. 4.1.3.23. Замещение деформированного пластинчатого кристалла гипса бесструктурной массой (декристаллизация гипса). СЭМ. Ув. 600^x

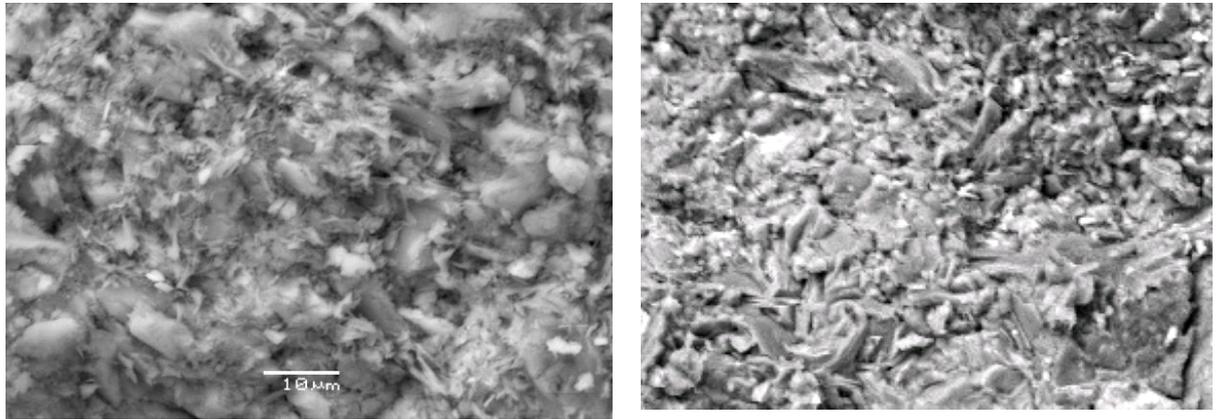


Рис. 4.1.3.24. Начальная стадия раскристаллизации бесструктурной массы с образованием короткостолбчатых кристаллитов гипса. СЭМ. Ув. 2000^x

Рис. 4.1.3.25. Формирование пластинчато–чешуйчатого агрегата прессовок. СЭМ. Ув. 500^x

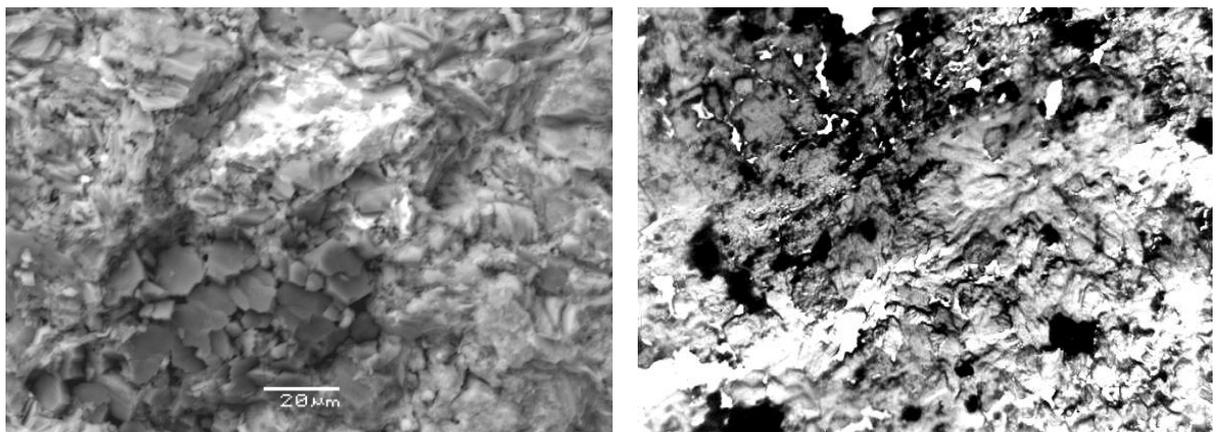


Рис. 4.1.2.26. Поздняя новообразованная гипсовая фаза, кристаллизующаяся в поровом пространстве. Вверху снимка – скопление глинисто – гиббситового вещества. СЭМ. Ув.1200^x

Рис. 4.1.2.27. Начальные фазы раскристаллизации гелеидального вещества прессованного гипса. ПЭМ. Реплика. Ув. 9500^x

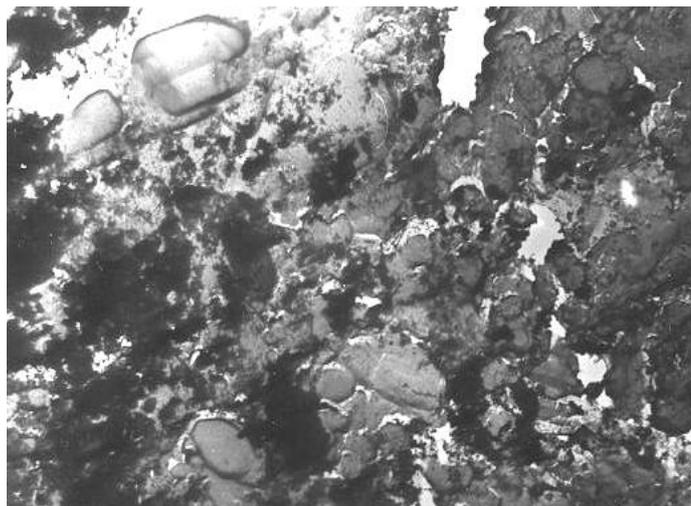


Рис. 4.1.3.28. Зародыши кристаллитов на начальных этапах раскристаллизации гелеидального вещества прессованного гипса. ПЭМ. Реплика. $12\ 000\times$.

4.1.4. Результаты исследований прессованного фосфогипса при помощи микрозондового анализа.

Для уточнения вещественного состава прессовок, параллельно с их сканированием, проводилось микрозондирование отдельных минеральных фаз. С этой целью использовался дисперсный микроанализатор, совмещенный с СЭМ. Результаты анализа автоматически выводились на дисплей компьютера в виде энергодисперсионных спектров, на которых регистрировались количественные соотношения химических элементов в виде соответствующих пиков. Повторные индексы меньших интенсивностей являются вспомогательными, и их появление обусловлено возбуждением электронов на удаленных от ядра орбитах атома. Диаметр зондового пучка определяет аналитическую область возбуждения площадью около $10\ \text{мк}^2$.

Отправной точкой для понимания методики расшифровки энергодисперсионных спектров служат рис. 4.1.4.1 и рис. 4.1.4.2. В первом случае (рис. 4.1.4.1). соотношение интенсивностей Ca и S (0,8), очень близко соотношению этих элементов в теоретическом составе гипса (0.7). Во втором случае (рис. 4.1.4.2) этот показатель равен 2,4. Соответственно, завышенное значение данного показателя указывает на присутствие, помимо гипса, еще одной кальцийсодержащей минеральной фазы. Очевидно, такой фазой является карбонат, поскольку набор химических элементов спектра включает только Ca и S.

На рис. 4.1.4.3 показаны отражения Ca, S, Si, Ti. Сочетание элементов и интенсивность их пиков являются характерными для ассоциации гипса и сфена - $\text{CaTi} \cdot [\text{SiO}_4]\text{O}$. Некоторый избыток кремния относительно титана, может указывать на присутствие водных силикатов кальция типа $\text{CaSiO}_3 \cdot n\ \text{H}_2\text{O}$

На рис. 4.1.4.4 соотношение $\text{Ca}/\text{S} = 1.8$. Дополнительно с ними развиты Sr, Na. Ассоциация минералов: гипс, карбонат, возможно присутствие сложных сульфатов типа $\text{Na}_4\text{Ca}[\text{SO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Na}_6[\text{SO}_4]_2\text{CO}_3$ (беркит), а также примеси целестина (SrSO_4). Однако, поскольку при

пересчете химических анализов на минеральный состав (табл. 4.1.1.1;4.1.1.3), намечается прямая корреляция содержаний CaO (гипсов.) и Sr, то, скорее всего, основная часть Sr изоморфно входит в решетку гипса.

Энергодисперсионные спектры рис. 4.1.4.5 и рис. 4.1.4.6 характеризуют поликомпонентные минеральные ассоциации с широким набором отражений различных элементов.

Спектр рис. 4.1.4.5, на фоне других, выделяется резким всплеском интенсивности S при параллельном появлении отражений Fe и Cu. В совокупности данные признаки являются бесспорным доказательством развития в прессовках сульфидной минерализации.

К индивидуальным особенностям спектра также относятся малоамплитудные пики K. Поскольку они не сопровождаются Al и Si, (типичными компонентами полевых шпатов и глинистых минералов), то можно уверенно утверждать, что K не входит в состав этих алюмосиликатов. Скорее всего, он указывает на двойные сульфаты калия, типа сингенита ($K_2Ca[S O_4]_2 H_2O$).

На спектре рис. 4.1.4.6, в отличие от предыдущего случая, соотношение отражений главных элементов коренным образом меняется в сторону подавляющего развития Ca относительно S ($Ca/S = 3,14$). Помимо серы, сильно количественно уступают кальцию, Fe, P, Al, Cr. Вероятная ассоциация минералов, отвечающая набору перечисленных элементов, представлена кальцитом, гипсом, водными сульфатами железа, алюминия, хрома, а также фосфосульфатными образованиями. Возможный их состав характеризуют следующие ориентировочные формулы: 1) $A_2(SO_4)_3 \cdot n H_2O$ (где A- Cr, Al); 2) $ASO_4 \cdot nH_2O$ (где A- Fe); 3) $A_2[SO_4](OH)_4 \cdot nH_2O$ (где A- Al); 4) $Fe Al_2 [SO_4]_4 \cdot nH_2O$; 5) $Ca_2H[SO_4] [PO_4] \cdot 4H_2O$

Следует подчеркнуть, что фосфатные образования, даже в СЭМ, не отличаются по морфологическим особенностям от окружающих их гипсовых микрокристаллитов. Это является важным аргументом принятой трактовки фосфатных образований как минералов типа ардеалита ($Ca_2H[SO_4] [PO_4] \cdot 4H_2O$).

Последние два спектра (рис. 4.1.4.7 и 4.1.4.8) показывают состав обособленных минеральных фаз, хорошо видимых на электронно –микроскопических снимках (рис. 4.1.3.22; 4.1.3.26), полученных при сканировании прессовок.

На спектре рис. 4.1.4.7, фиксируется четкое отражение P, которое по своей интенсивности уступает только Ca. На уровне фона отмечаются малоамплитудные колебания S и Sr. Соотношения Ca /S и Ca/P равны 6.2 и 1.66 соответственно. В теоретическом апатите последнее значение составляет 1.31, что позволяет рассматривать минеральное выделение на фото 4.1.3.22, как зерно апатита. Наряду с апатитом, в область микрозондирования частично попа-

ла окружающая гипсовая матрица, чем объясняется появление в спектре отражений S и Sr, а также несколько завышенное значение кальция – фосфорного соотношения.

Главным показателем спектра рис. 4.1.4.8 служит мощное, не вмещающееся в масштаб графика, отражение Al, полученное при зондировании минерального включения, изображенного на рис. 4.1.3.26. Совершенно очевидно, что в данном случае зондовым анализом зафиксирована гиббситовая фаза.

Таким образом, выполненные микрозондовые исследования дополняют представления простой и электронной микроскопии о вещественно – минеральном составе прессованного фосфогипса. В частности, устанавливаются, помимо основных минеральных фаз, примеси в форме простых и сложных водных сульфатов железа, алюминия, хрома, натрия, калия, фосфора [ардеалита ($\text{Ca}_2\text{H}[\text{SO}_4][\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)], а также водных силикатов кальция (?), сульфидов железа и меди.

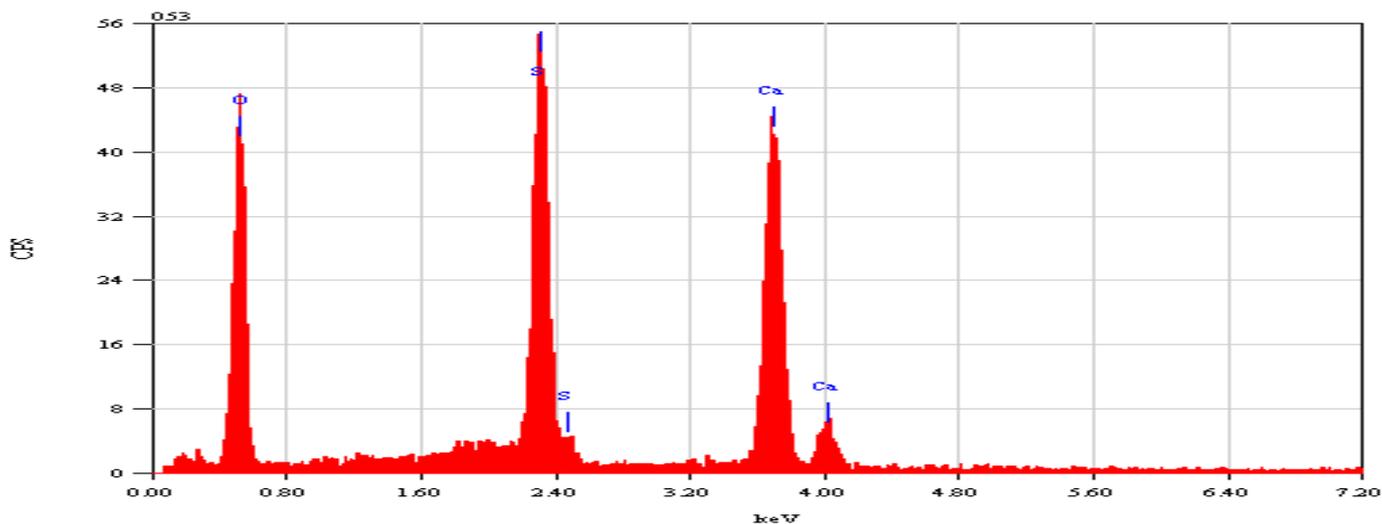


Рис. 4.1.4.1 Энерго-дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

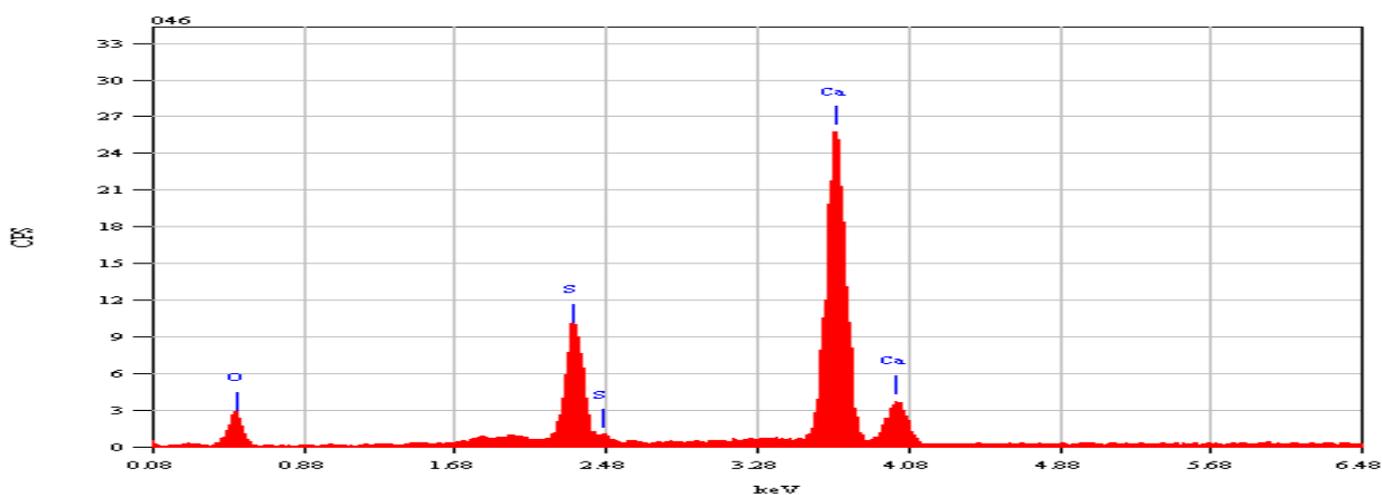


Рис. 4.1.4.2. Энерго-дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

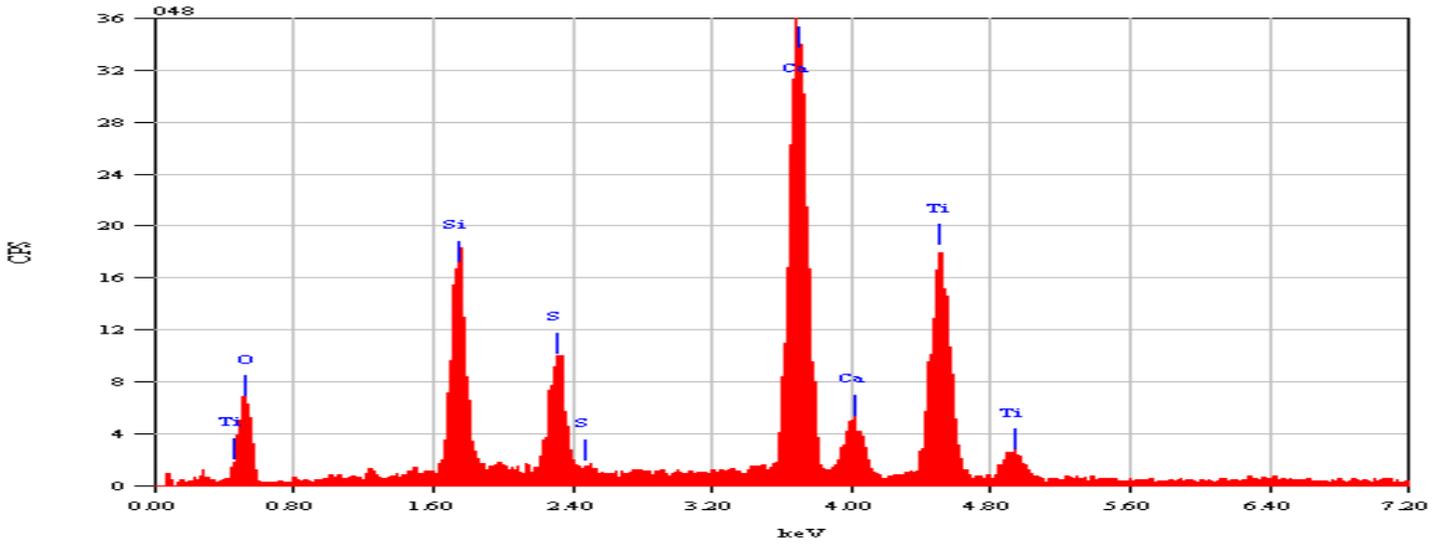


Рис.4.1.4.3. Энерго – дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

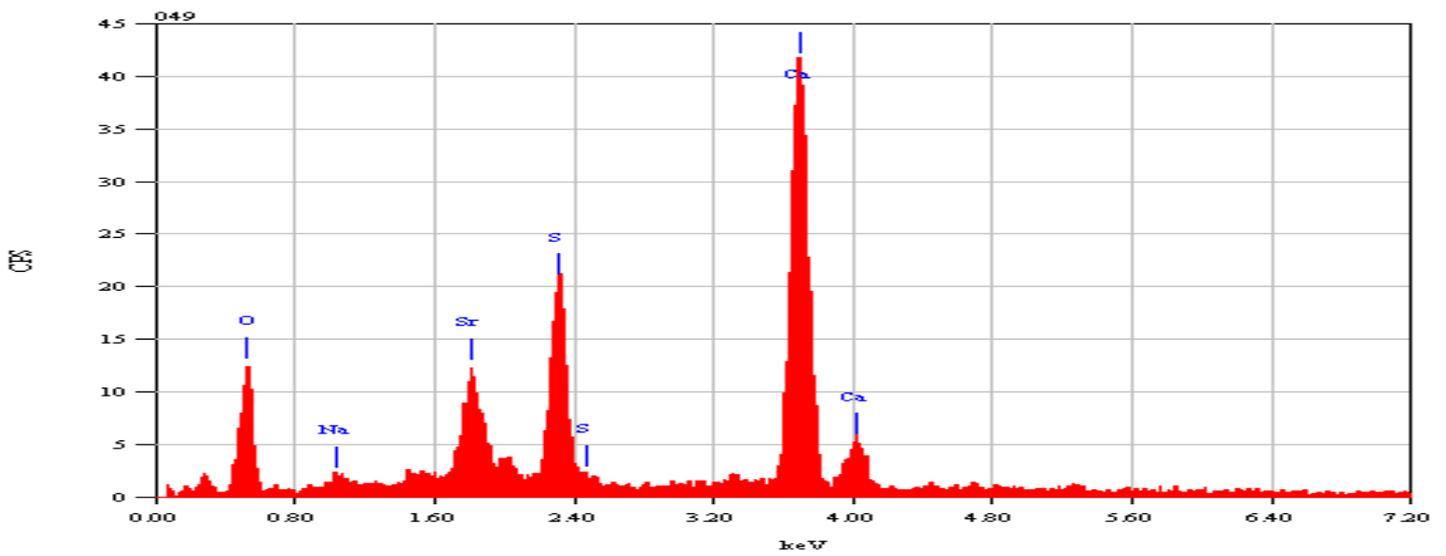


Рис. 4.1.4.4. Энерго- дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

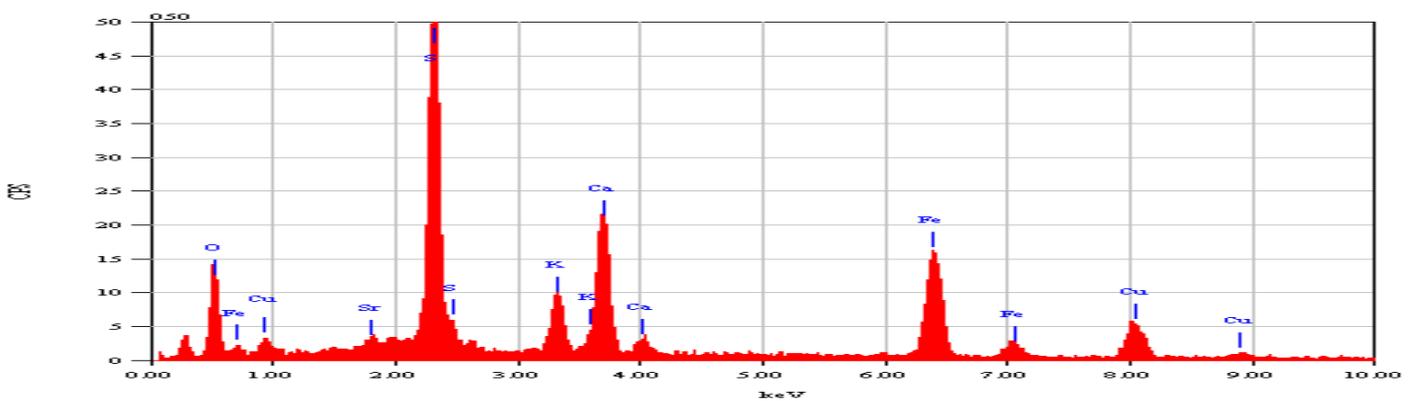


Рис.. 4.1.4.5. Энерго–дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

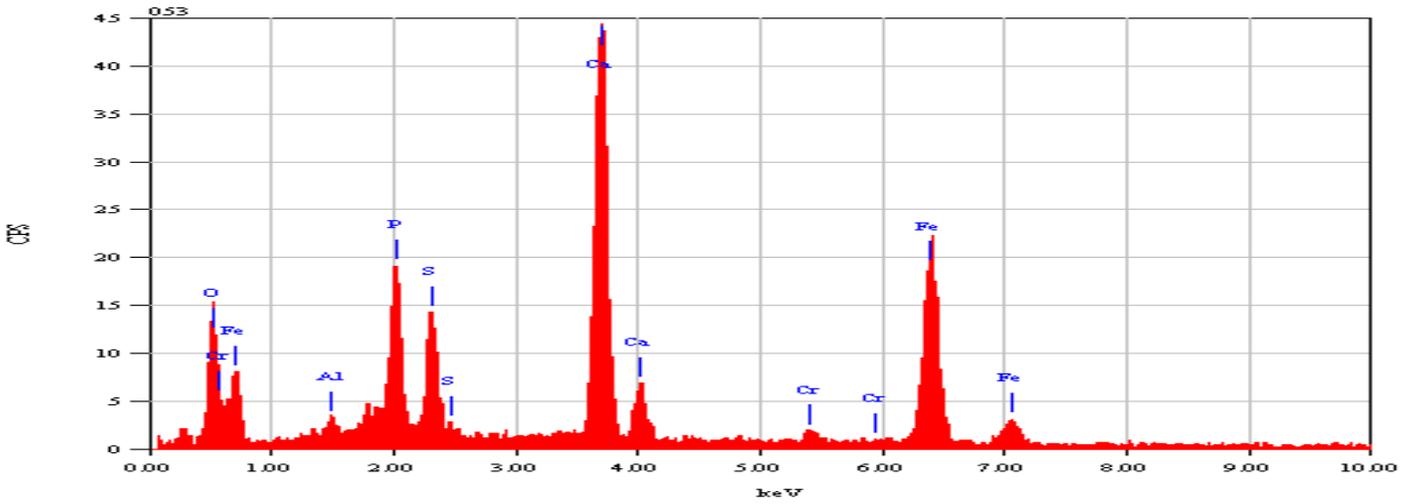


Рис.. 4.1.4.6. Энерго–дисперсионный спектр вещества прессованного гипса

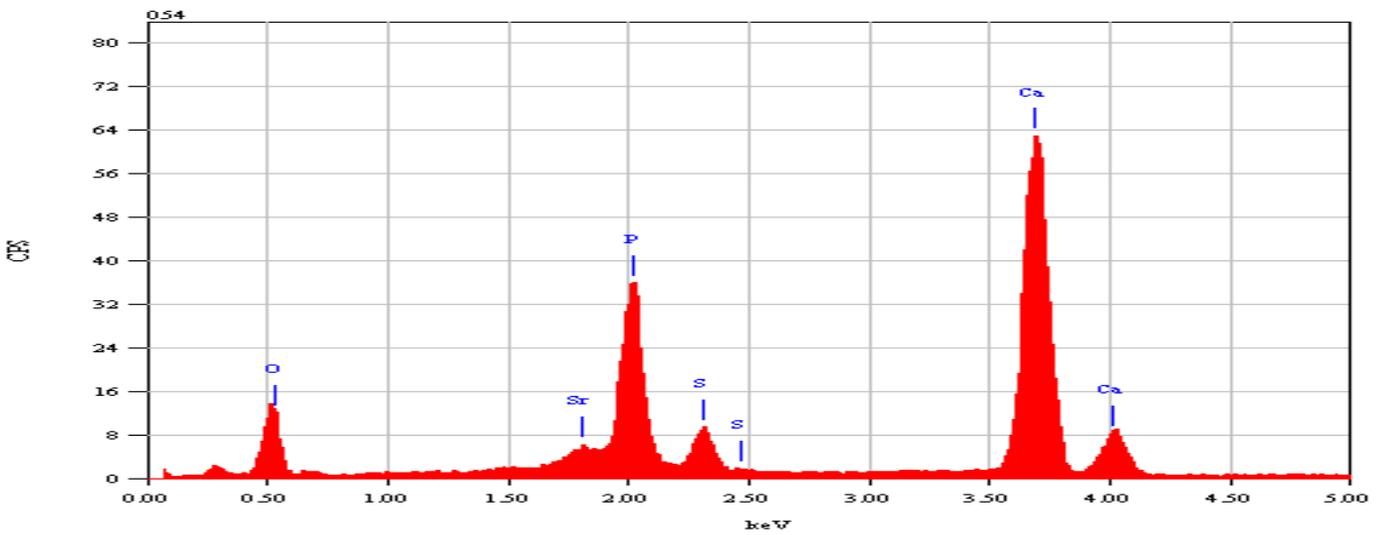


Рис.4.1.4.7. Энерго – дисперсный спектр вещества прессованного гипса

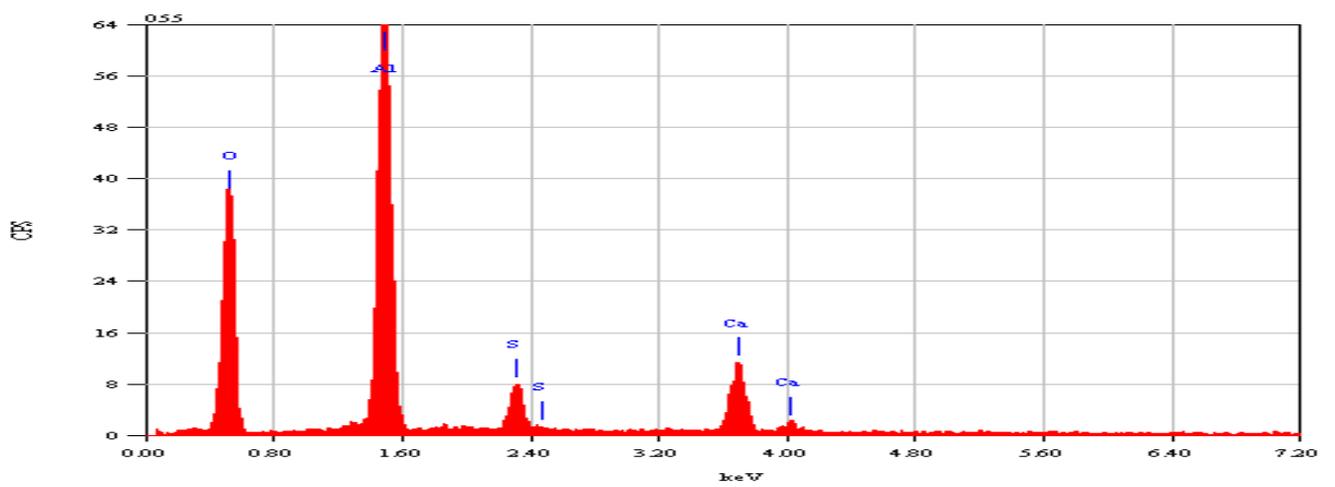


Рис. 4.1.4.8. Энерго – дисперсный спектр вещества прессованного гипса

4.1.5. Минеральный состав прессованного фосфогипса по данным рентгенофазового и термического анализов.

Для наиболее полного представления о веществе прессовок проведено их изучение методами термического и рентгенофазового анализа. Для сравнения также выполнены анализы проб рыхлого фосфогипса. Кроме этого, изучались нерастворимые в соляной кислоте остатки прессовок и рыхлого фосфогипса. Исследования более четырех десятков проб показали:

1. На уровне диагностических возможностей использованных методов, состав как рыхлого фосфогипса, так и прессовок однообразен. В отличие от практически мономинеральных проб рыхлого фосфогипса, в прессовках постоянно присутствуют незначительные примеси кальция и гиббсита.
2. В нерастворимых остатках всех проб отмечается кварц, а в остатках прессовок дополнительно диагностируется гиббсит.

Примеры рентгенограмм прессованного и рыхлого фосфогипса приводятся на рис. 4.1.5.1-4.1.5.4

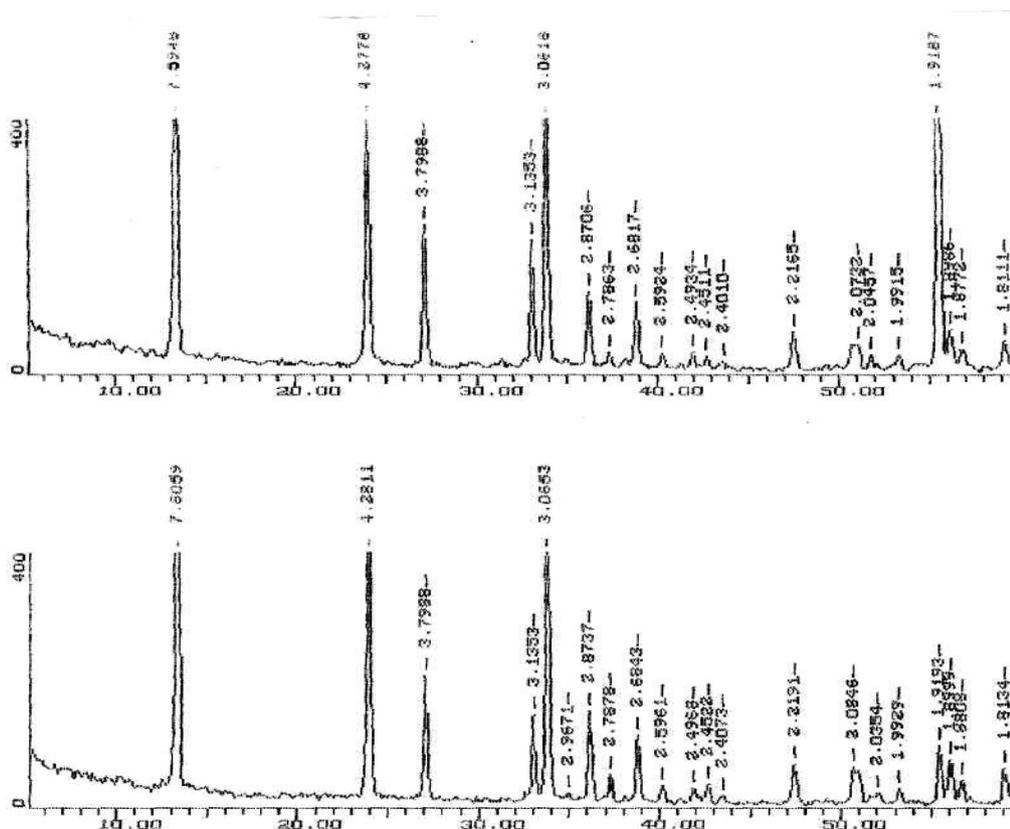


Рис. 4.1.5.1. Рентгенограммы рыхлого фосфогипса

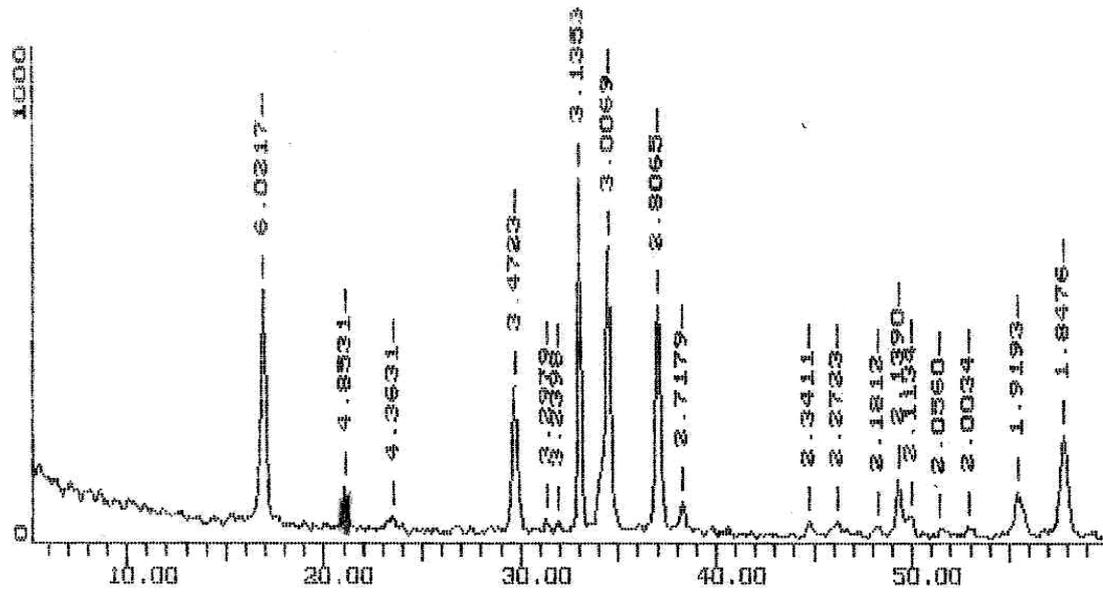
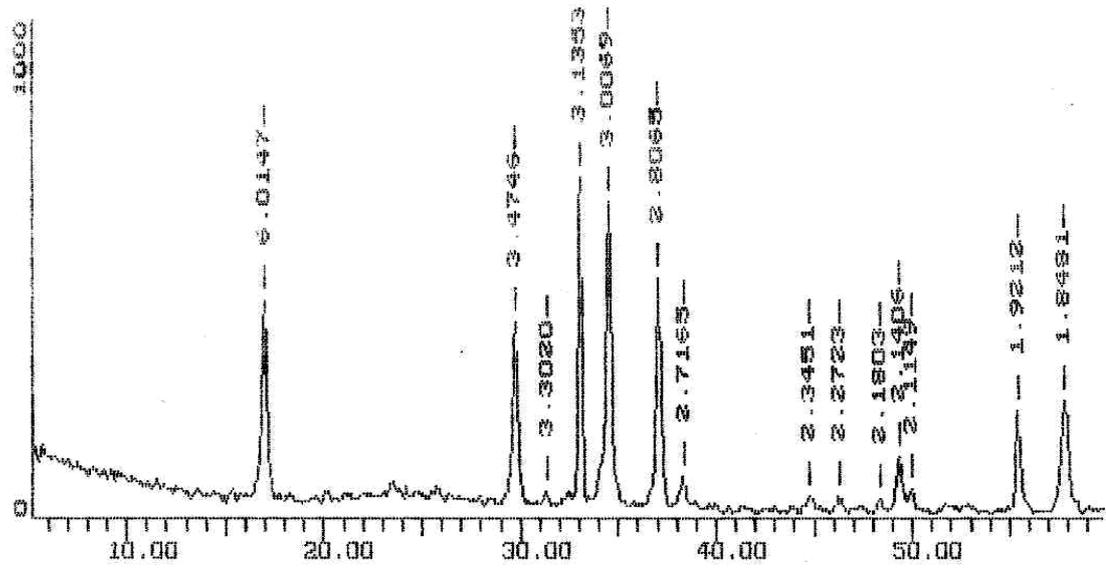


Рис. 4.1.5.2 Примеры рентгенограмм «обожженного» прессованного фосфогипса. Бассанит с примесью гипсита. (отмечен пик)

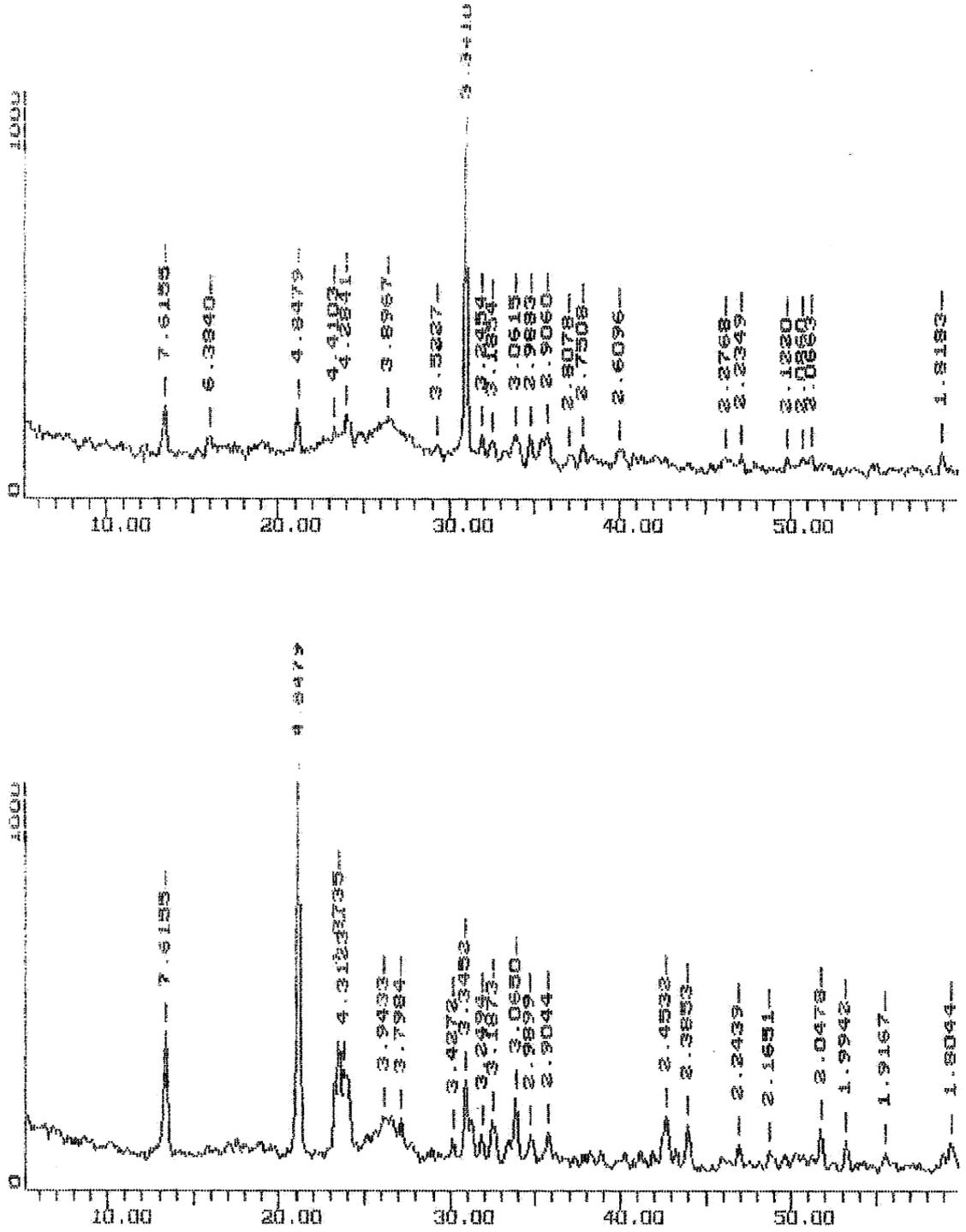


Рис. 4.1.5.3 Рентгенограммы нерастворимых остатков фосфогипса

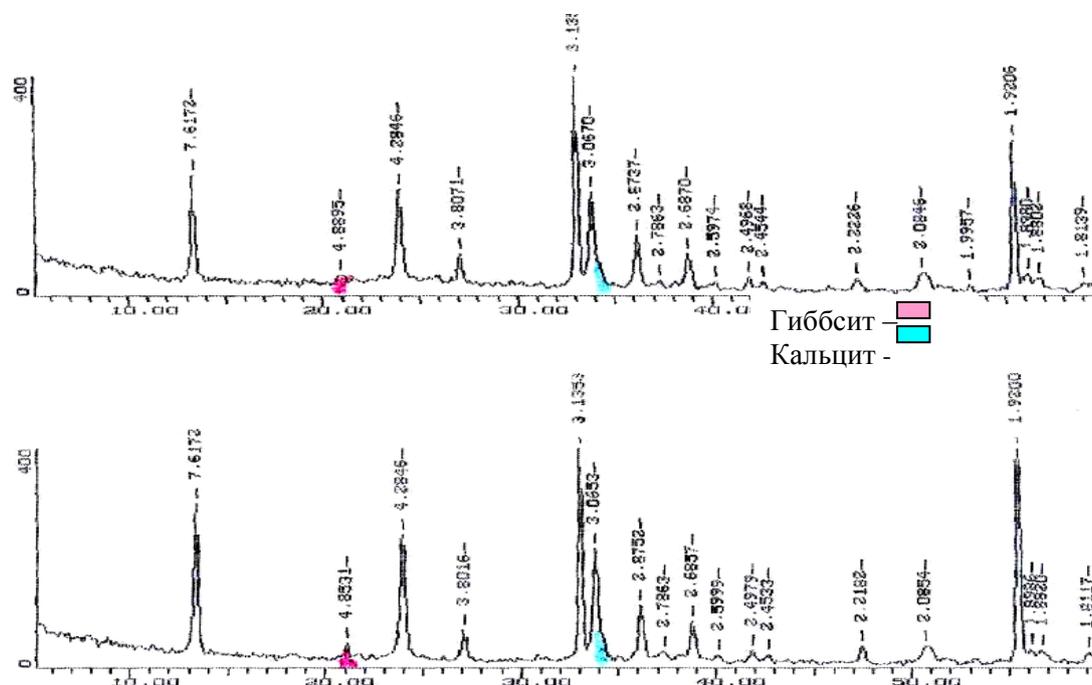


Рис. 4.1.5.4. Рентгенограммы прессованного фосфогипса. Отмеченные отражения минералы гибсит, кальцит

4.1.6. Характеристика гипсового вещества.

Для выяснения особенностей фосфогипсового вещества привлекались химический, кристаллооптический, рентгено - структурный, рентгено – флуоресцентный, термический, изотопный анализы, а также методы электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), инфракрасной спектроскопии (ИКС) и ISP. С целью сопоставления данных и понимания их сути, параллельно с рыхлым и прессованным фосфогипсом, изучались пробы природного гипса промышленных пластов Новомосковского месторождения. Основные результаты в схематизированном виде сведены в таблицах 4.1.6.(а).1; 4.1.6.(а).2; 4.1.6. (б).1; 4.1.6. (б).2

4.1.6. (а). Результаты рентгено – структурных исследований.

В таблице 4.1.6.(а).1 приведены параметры элементарной ячейки трех изученных разновидностей гипса. Для наглядности в каждой выделяемой разновидности, пробы размещены в последовательности увеличения объема элементарной ячейки минерала.

Таблица 4.1.6.(а).1

Характерные параметры элементарной ячейки разновидностей гипсового минерала.

№ п.п	Характеристика материала	Параметры ячейки					Показ. прелом.
		«а» А	«в» А	«с» А	угол бета	объем ячейки	n_p
1	гипс природный (звездчатый)	6,288	15,212	5,667	114,09 ⁰	494,86	1,521
2	гипс природный (селенит)	6.300	15,207	5, 687	114,32 ⁰	496,46	1,520
3	фосфогипс	6,291	15,193	5,681	114,22 ⁰	495,19	1,521
4	фосфогипс	6,287	15.204	5,676	114,04 ⁰	495,49	1,520
5	фосфогипс	6,299	15,218	5,677	114,23 ⁰	495.88	1,520
6	фосфогипс	6,294	15,203	5,687	114,15 ⁰	496,57	1,5205
7	фосфогипс	6,299	15,219	5,680	114,22 ⁰	496,61	1,521
8	«прессовка»	6,269	15,185	5,658	113,82 ⁰	492,67	1,521
9	«прессовка»	6,268	15,204	5,656	113,60 ⁰	493,94	1,520
10	«прессовка»	6,278	15,208	5,662	113,84 ⁰	494,38	1,521
11	«прессовка»	6,289	15,205	5,669	114,07 ⁰	494,93	1,520
12	«прессовка»	6,284	15,216	5,665	113,95 ⁰	495,06	1,520
13	«прессовка»	6,284	15,233	5,669	113,88 ⁰	496,14	1,520
14	«прессовка»	6,304	15,209	5,685	114,29 ⁰	496,82	1,520
15	«прессовка»	6,304	15,222	5,690	114,39 ⁰	497,25	1,521
16	«прессовка»	6,307	15,222	5,694	114,44 ⁰	497,67	1,520
17	«прессовка»	6,314	15,207	5,699	114,54 ⁰	497,69	1,521

Примечание: при определении рентгеноструктурных параметров использовалась база данных XRDC (JEPDS №33 - 0311)

Как видно из таблицы, какой либо однозначной, четкой закономерности в поведении характеристик минералов в ряду природный – рыхлый - прессованный гипс не наблюдается. Однако, совсем иная картина возникает при сравнении средних показателей, и прежде всего значений объемов их элементарных ячеек (табл. 4.1.6.(а).2). Проведенное сопоставление показывает, что отличительной чертой рыхлого фосфогипса являются более крупные размеры элементарной ячейки у этого минерала.

Таблица 4.1.6.(а).2.

Средние параметры элементарной ячейки гипсового минерала (по 17обр.)

параметры ячейки	«а»(А)	«в» (А)	«с» (А)	угол бета	Объем ячейки «V» (Å)
разно-видности гипса					
природный	6.294	15.209	5.677	114.20	495,66
рыхлый	6.294	15.207	5.680	114.17	495.95
прессованный	6.290	15.211	5.675	114.08	495,66

4.1.6. (б). Результаты химических исследований.

В таблице 4.1.6. (б).1 обобщены материалы по химическим особенностям вещества фосфогипса Воскресенского и других комбинатов, взятых из опубликованных и фондовых источников. Дополнительно, показаны данные автора, а также даются сведения из справочных пособий по составу теоретического (природного) гипса.

Таблица 4.1.6. (б).1.

Химический состав техногенных и природных разновидностей гипсового минерала.

№ п.п	Характеристика материала	Содержание компонентов (%)							
		CaO	SO ₃	CO ₂	НО	H ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	F
1	Фосфогипс (Воскресенский химкомбинат)	32,26	46,08	н/дан	н/дан	20,66	н/дан	0,96	н/дан
2	Фосфогипс(Черно-реченский завод)	31,77	43,35	н/дан	0,15	20,10	н/дан	1,50	н/дан
3	Фосфогипс (Актюбинский)	30,46	43,43	н/дан	5,41	?	н/дан	2,44	н/дан
4	Фосфогипс(Воскресенский химкомбинат)	31,41	44,40	<0,2	1,08	20,07	17,57	0,48	0,48
5	«Прессовка»	33,35	39,11	3,77	1,92	18,91	16,12	1,01	0,52
6	Гипс природ	33,10	46,37	н. обн.	0,49	19,75	н. оп.	н. оп.	н. оп.
7	Гипс природ	32,81	46,39	н. обн.	0,85	19,91	н. оп.	н. оп.	н. оп.
8	Гипс природ	31,73	44,49	н. обн.	0,14	19,06	н. оп.	н. оп.	н. оп.
9	Гипс природ	32,69	44,79	н. обн.	6,39	19,80	н. оп.	н. оп.	н. оп.
10	Гипс природ теоретич. [10]	32,57	46,50			20,93			
11	Гипс природ [1],[11]	32,50	46,60			20,90			
12	Гипс природ[12]	32,56	46,51			20,93			

Примечание: № 1,2,3, 12 – [331]; № 10 – [220]; №11 – [19]. Остальные определения – данные автора (№ 4,5 – среднее из пяти проб).

Таблицы 4.1.6. (б).2. и 4.1.6. (б).3. акцентируют внимание на структурно – химических параметрах гипсовых минералов. Здесь же приведены некоторые данные по особенностям строения их кристаллической решетки. Как видно из таблиц, природный гипс Новомосковского месторождения, по сравнению с теоретическими значениями, выделяется избыточным содержанием кальция при дефиците воды. Для фосфогипса, в том числе и прессованного, картина обратная. В структуре минерала отчетлив дефицит кальция при избытке или нормированном содержании воды.

Таблица 4.1.6. (б).2.

Структурно - химические параметры разновидностей гипсового минерала.

№ п.п	Характеристика материала	Соотношение компонентов в пересчете на гипсовое вещество			Характеристика структурных особенностей кристаллической решетки гипсового минерала
		CaO/ SO ₃	CaO/H ₂ O	SO ₃ / H ₂ O	
1	Фосфогипс (Воскресенский химкомбинат)	0,669	1,492	2,230	Дефицит Ca
2	Фосфогипс (Черно-реченский завод)	0,681	1,469	2,157	Дефицит Ca; избыток H ₂ O
3	Фосфогипс (Актюбинский)	0,618			Дефицит Ca

Продолжение таблицы 4.1.6. (б).2.					
4	Фосфогипс (Воскресенский химкомбинат)	0,691	1.538	2,212	Дефицит Са, избыток Н ₂ О
5	«прессовка»	0,692	1.527	2.197	Дефицит Са; избыток Н ₂ О
6	Гипс природ	0.713	1.690	2.369	Избыток Са; дефицит Н ₂ О
7	Гипс природ	0.707	1.647	2.330	Избыток Са; дефицит Н ₂ О
8	Гипс природ	0,713	1.665	2.334	Избыток Са; дефицит Н ₂ О
9	Гипс природ	0,730	1.651	2.262	Избыток Са; дефицит Н ₂ О
10	Гипс природ теоретич. [10]	0,700	1,556	2,222	
11	Гипс природ теоретич [1]	0,697	1,555	2,230	
12	Гипс природ теоретич [12]	0,700	1,556	2,222	

Примечание: № 1,2,3, 12 – [331]; № 10 – [220]; №11 – [19]. Остальные определения – данные автора (№ 4,5 – среднее из пяти проб).

Таблица 4.1.6. (б).3.

Колебания значений химических параметров разновидностей гипсового минерала и особенности строения их кристаллической решетки.

Характеристика гипса	Соотношение компонентов в пересчете на гипсовое вещество			Структурные особенности кристаллической решетки
	СаО/ SO ₃	СаО/Н ₂ О	SO ₃ /Н ₂ О	
Рыхлый	0,618- 0,691	1,469- 1,538	2,157- 2,230	Дефицит Са; избыток или нормированное содержание Н ₂ О
Прессованный (Воскресенский комбинат)	0.692- 0.695-	1.527 - 1.530	2.180- 2.197	Дефицит Са; избыток Н ₂ О
Природный (Новомосковское м-ние)	0.707- 0.730	1.647- 1.690	2.262 - 2.369	Избыток Са; дефицит Н ₂ О
Теоретический	0,697- 0,700	1,555- 1.556	2,222- 2,230	

4.1.6.(в). Результаты термического анализа.

Для выяснения особенностей термического поведения рыхлого, прессованного и природного гипса с помощью дериватографа проанализировано более 20 проб. На полученных дериватограммах совмещены температурная кривая нагревания (Т), дифференциальная кривая нагревания (ДТА), кривая потери веса (TG) и дифференциальная кривая потери веса (ДТG).

На дифференциальных кривых нагревания (ДТА) выделяются два глубоких эндотермических прогиба с максимумами в интервале температур 140 –180⁰ и 190-200⁰ соответственно. На дифференциальных кривых потери веса (ДТG) эндоэффекты сопровождаются энергичной потерей веса, связанной с дегидратацией гипсовых минералов в области 80 –220⁰ С (табл.4.1.6.(в).1) (рис.4.1.6.(в).1; 4.1.6.(в).2; 4.1.6.(в).3).

Таблица 4.1.6.(в).1

Динамика изменения потери веса в разновидностях гипса по усредненным данным термографического анализа (по 24 обр.).

Природный			Фосфогипс			Прессовки		
Значения эндоэффектов термограмм °С								
140- 180	190-200		140-180	190-200		140-180	190-200	
Потери веса (%)								
17,15	3.45	Сум 20.6	17.55	3.75	Сум 21.3	11.8	4.48	Сум 16.28
Потери веса проб, прогретых при 150 ⁰ С, (%)								
	10.12	Сум 10.12		7.0	Сум 7.0		6.05	Сум 6.05

Как видно из таблицы, гипсовое вещество трех разновидностей отличается по суммарным значениям общей потери веса в интервале температур, соответствующих выделению водной составляющей. Максимальное ее количество отмечается в фосфогипсе (21,3 %), минимальное - в прессовках (16,3%). Природный гипс в этом ряду занимает промежуточное положение (20,6%), существенно сдвигаясь по направлению к фосфогипсу. Основная масса воды удаляется в области температур первого эндоэффекта. От суммарной потери веса на ее долю приходится от 83 % - у природного гипса и фосфогипса, до 72% - у прессовок. Причем, от гипса к прессовкам абсолютное количество выделяемой воды также падает от 17,2 до 11,8% соответственно. Потеря воды в области первого эндоэффекта ведет к трансформации гипсового вещества в полугидрат ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$). Доказательством такого перехода служат данные рентгенофазового и термического анализов гипса, «обожженного» при 150⁰ С (рис.4.1.6 (в).1). Оставшаяся в структуре минерала, более прочно «закрепленная» (остаточная) вода, удаляется в интервале второго эндоэффекта при температуре 190 - 200⁰С. Количество ее колеблется от 3,5 до 4,5%., несколько увеличиваясь в гипсовом веществе прессовок. В пробах, обожженных при 150⁰ С, судя по потере веса в области второго эндоэффекта, «остаточная» вода составляет 6-10%, что находится на уровне, либо резко превышает возможное теоретическое содержание в минерале бассанит (полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$). Очевидно, это указывает на присутствие в пробах, помимо полугидрата, минерала с типовой формулой $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Последним характерным термическим признаком является небольшой, но хорошо выраженный экзоэффект, появление которого, очевидно, вызвано глубокой перестройкой структуры минерала и его превращением в «намертво обожженный» ангидрит. При анализе температурного положения экзоэффекта обращают на себя внимание существенные различия его температурных значений. В природных гипсах – это 360 –370⁰ С; в рыхлом и прессованном фосфогипсе - 430 –450⁰ С. (рис.4.1.6.(в).1; 4.1.6.(в).2; 4.1.6.(в).3). Такая особенность сохраняется и после длительного прогрева проб при 150⁰С. Следовательно, данный признак отражает специфические свойства кристаллической структуры минералов и может

рассматриваться как отличительный признак фосфогипса при сравнении с его природным аналогом.

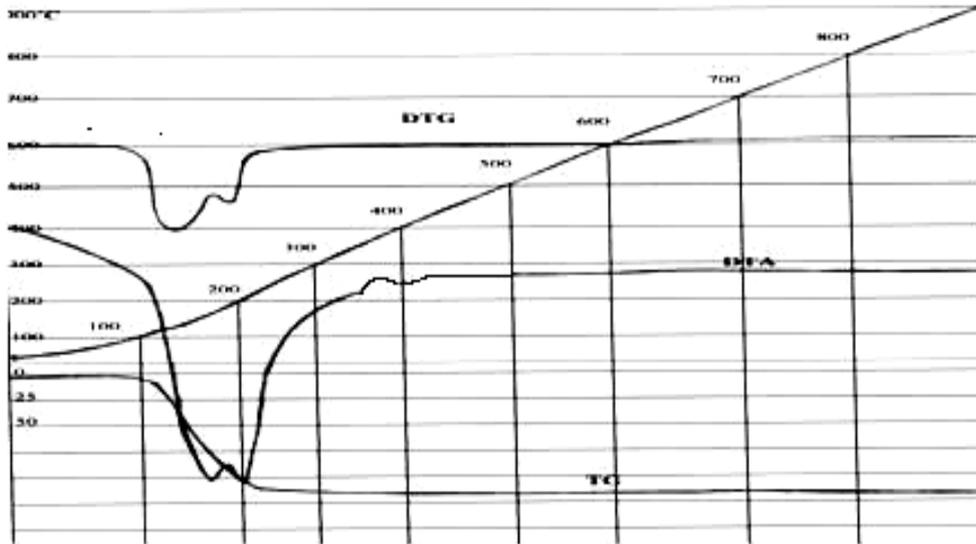


Рис.4.1.6 (в).1 Пример термограммы природного гипса.

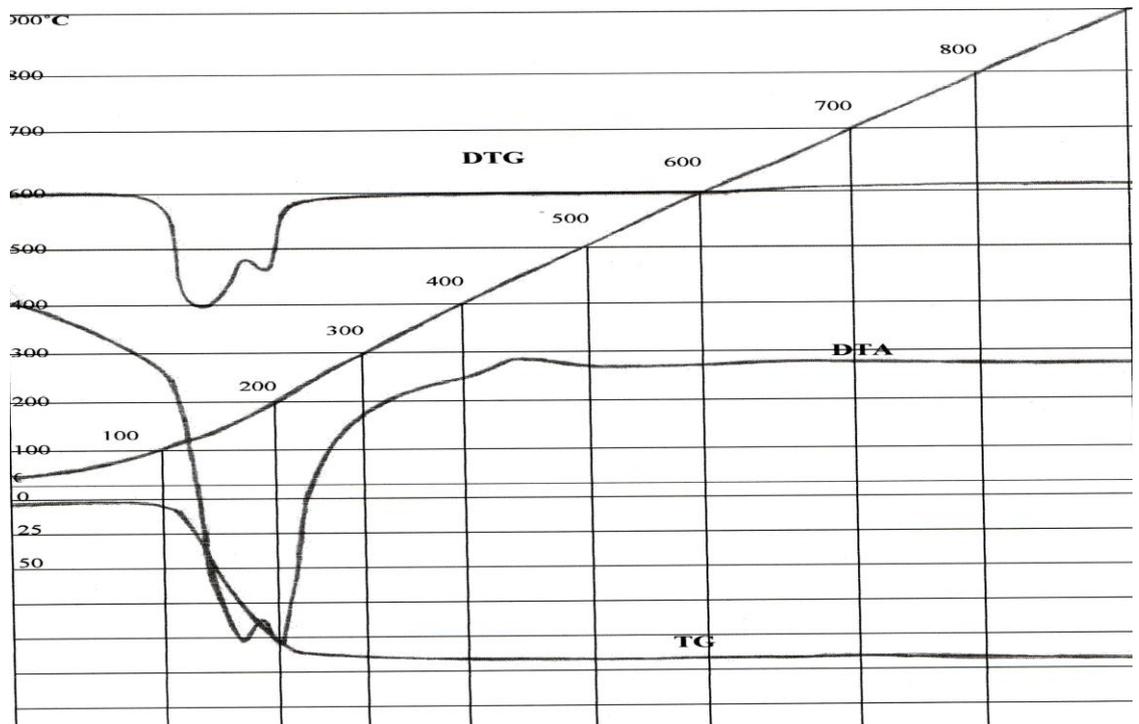


Рис.4.1.6(в).2. Пример термограммы рыхлого фосфогипса

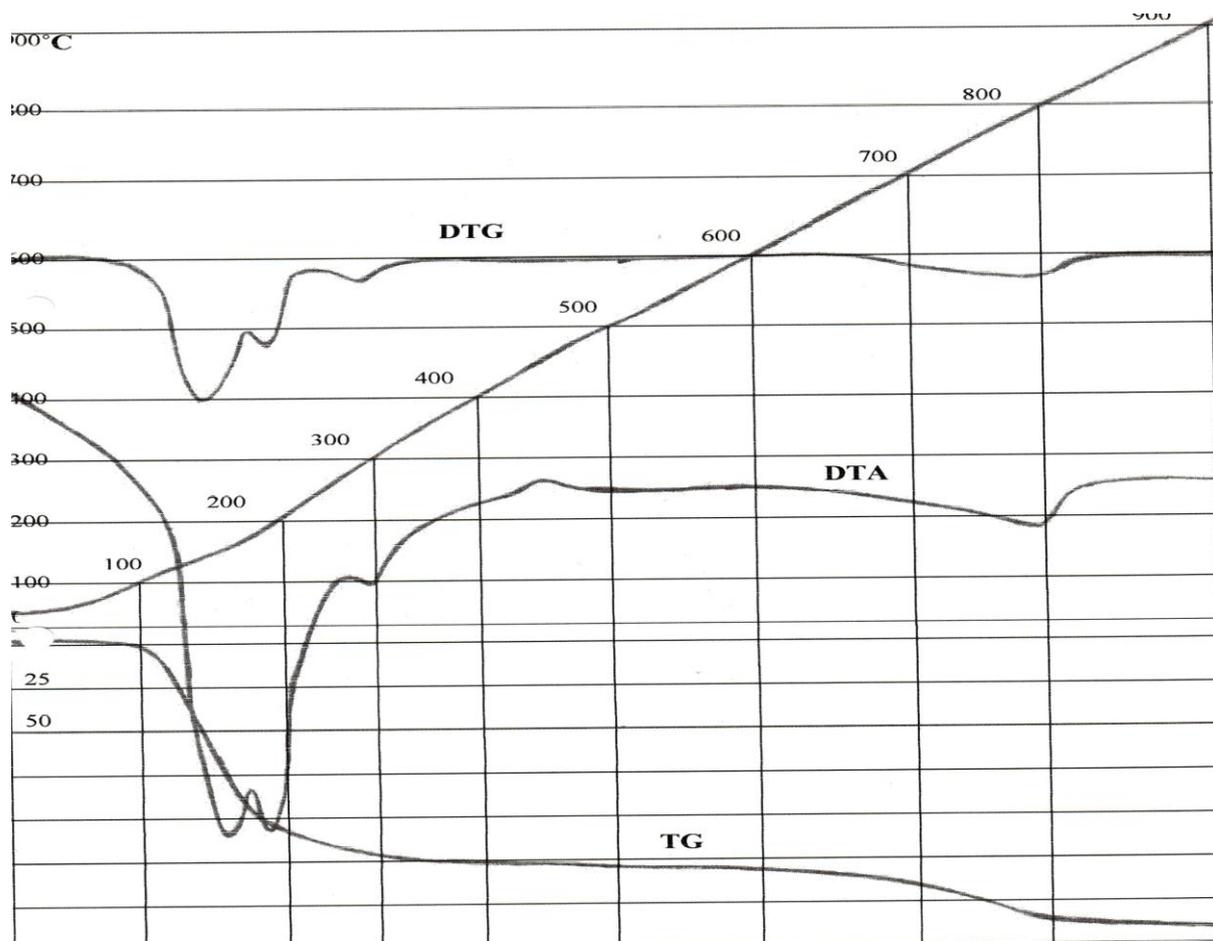


Рис.4.1.6 (в).3 Пример термограммы прессованного гипса

4.1.6.(г). Результаты изучения гипсового вещества методами инфракрасной спектроскопии и электроно – парамагнитного резонанса.

Три образца порошкообразного гипса исследованы методами инфракрасной спектроскопии (ИК) и спектроскопии электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). ИК- спектры поглощения сняты на ИК-фурье спектрометре ФСМ 1301. ЭПР спектры зарегистрированы с помощью ЭПР спектрометра X-диапазона Varian E-Line. Все измерения проводились при комнатной температуре. Цель исследований заключалась в обнаружении структурно-химических отличий предоставленных образцов. На рис. 4.1.6.(г).1 представлены ЭПР спектры.

Образцы 1 и 3 практически не отличаются друг от друга. На спектрах этих образцов можно отметить присутствие слабых, широких линий в области 2500-3500 эрстед. Спектр образца 2 (рыхлый фосфогипс) резко отличается наличием мощной широкой линии с центром около 3000-3500 Э; g-фактор существенно превышает g-фактор для свободного электрона. Также в этом образце отмечается широкая относительно слабая линия в области 1500 –2500 Э, которая вероятнее всего, наличием в образце окислов железа. Природа широкой линии

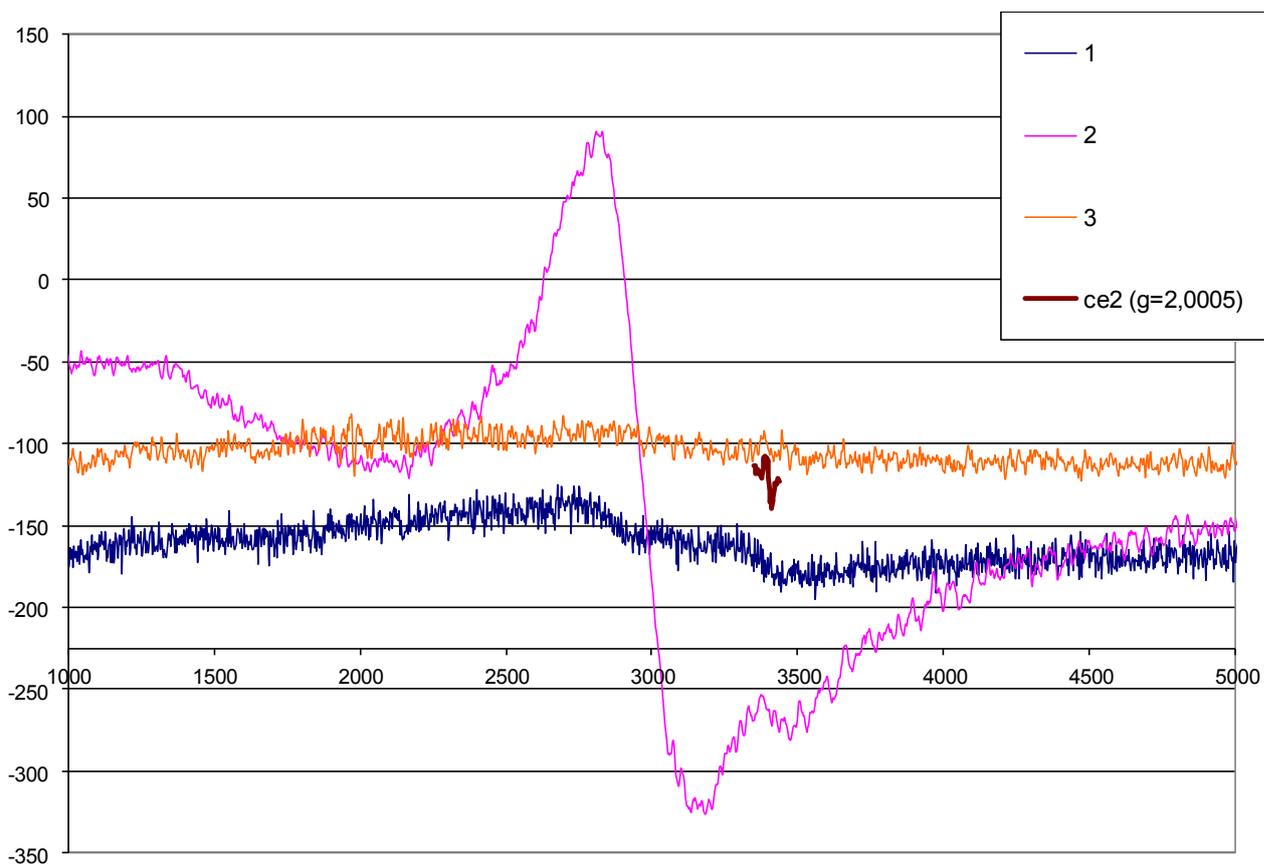


Рис. 4.1.6.(г).1. ЭПР спектры образцов гипса при комнатной температуре (1- прессованный, 2- рыхлый фосфогипс, 3-природный).

области 3000 Э не ясна и для ее понимания требуется проведение специальных исследований.

Результаты ИК спектроскопии представлены на рис. 4.1.6.(г).2 и 4.1.6.(г).3. Подготовка образцов проведена двумя способами. Для исследования особенностей ИК спектров поглощения в области деформационных ($602; 670 \text{ см}^{-1}$) и валентных ($1113; 1147 \text{ см}^{-1}$) колебаний S- O связей аниона $[\text{SO}_4]$ гипса образцы были нанесены на подложку с помощью спирта (рис. 4.1.6.(г).2). Для измерения спектров поглощения в области колебаний молекул воды и O-H групп ($1623; 1684 \text{ см}^{-1}$ деформационные) ($3248; 3403, 3490, 3544 \text{ см}^{-1}$ валентные) образцы наносились на подложку с помощью вазелинового масла (рис. 4.1.6.(г).3).

Четкие отличия появляются в спектрах валентных колебаний молекул воды и гидроксильных групп. В образцах природного и спрессованного гипса регистрируются две сильные линии поглощения около 3400 см^{-1} и 3550 см^{-1} . В спектре образца рыхлого фосфогипса в этой области, помимо вышеотмеченных, выделяется четкое колебание с 3500 см^{-1} . Все это является свидетельством различного структурного состояния воды в рыхлом, спрессованном и природном гипсе. Для понимания сути установленных различий необходимы целенаправленные дополнительные специальные исследования.

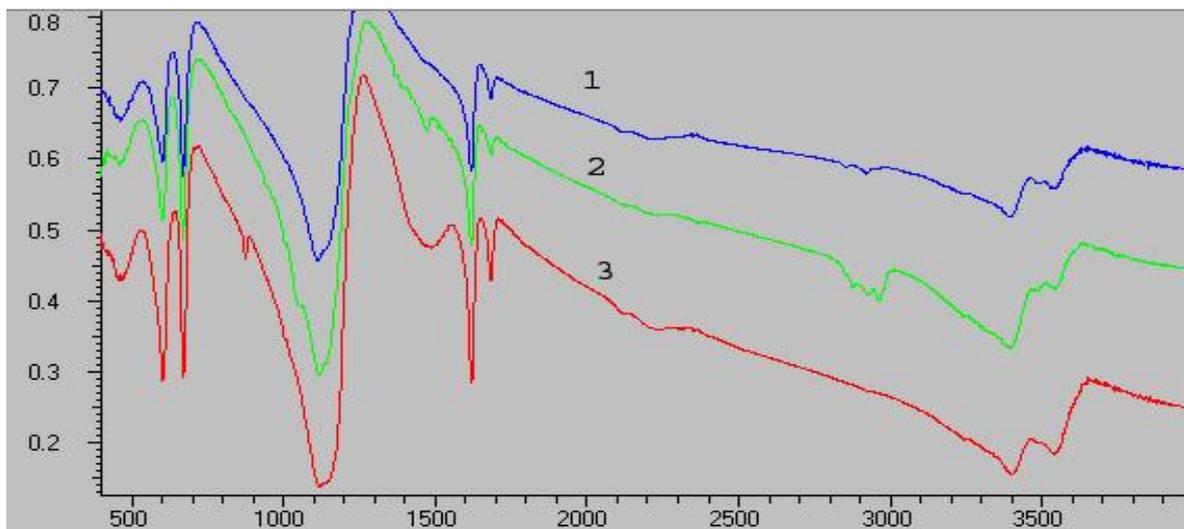


Рис. 4.1.6.(г).2. ИК спектры образцов гипса, нанесены на подложку с помощью спирта
(1- прессованный, 2- рыхлый фосфогипс, 3-природный).

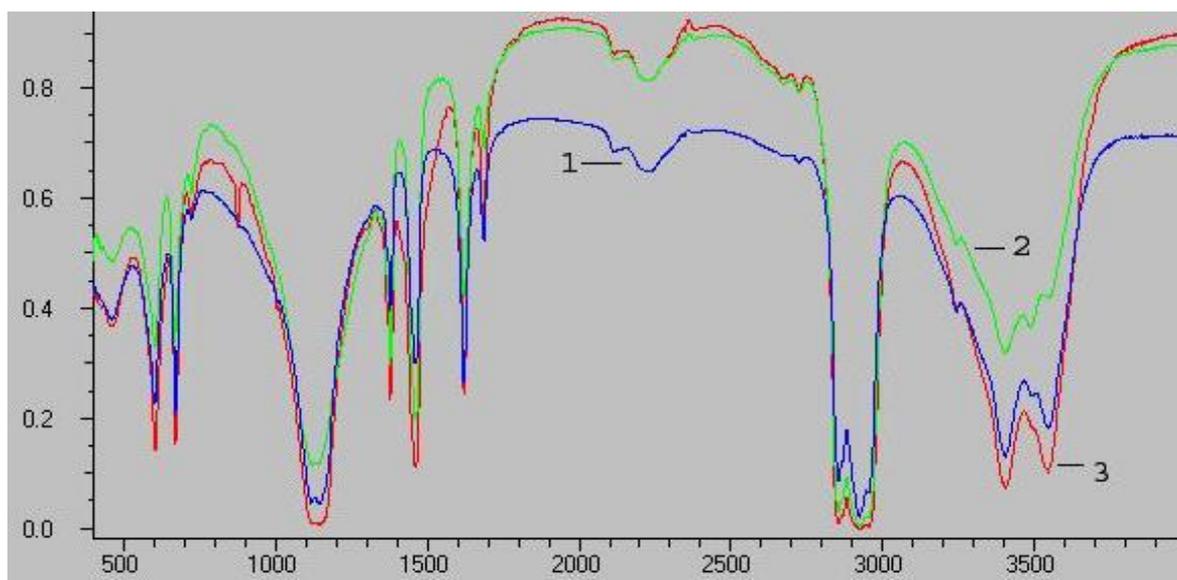


Рис. 4.1.6.(г).3 ИК спектры образцов гипса, нанесены на подложку с помощью вазелинового масла (1- прессованный, 2- рыхлый фосфогипс, 3-природный).

4.1.6. (д). Результаты изучения микропримесей.

Массовая доля редких и редкоземельных элементов в изученных гипсах приведены в таблицах 4.1.6. (д).1 и 4.1.6. (д).2.

Таблица 4.1.6. (д).1.

Распределение микроэлементов в разновидностях гипса (по 24 обр.).

№ п.п	Хим. комп.	Массовая доля , г/г		
		Фосфогипс рыхлый	Фосфогипс прессованный	Гипс природный
1	2	3	4	5
2	Сум. TR	3146.67	2052.85	<<100
3	Sr	18 400	15 200	3 700

1	2	3	4	5
4	Ba	337	302	125
5	Zr	124	100	н.об
6	Ni	78	74	5,4
7	Cu	14	28	8,2
8	Zn	10	18	н.об
9	Rb	10	7	н.об
10	Nb	4	4	н.об
11	Co	2	2	н.об
12	Pb	4	4	4.6
13	Mn	10	40	96
14	V	н.об	н.об	8.1
15	Li	н.об	н.об	18.7
16	Cr	н.об	н.об	9,6
17	Mo	н.об	н.об	1.7

Таблица 4.1.6. (д).2.

Распределение редкоземельных элементов и Sr в разновидностях гипса (по 24 обр.).

Хим.комп	Фосфогипс рыхлый (г/т)	TR/CaO (гипсов)	Фосфогипс прессованный (г/т)	TR/CaO (гипсов)
Y	98.0	3.01	96.0	2.95
La	781.4	23.98	501.4	15,39
Ce	1361.0	41.77	872.7	26.79
Pr	170.9	5.25	119.4	3.66
Nd	574,8	17.64	385.4	11.83
Sm	85.82	2.63	55.34	1.70
Eu	22.51	0,69	16.0	0,49
Gd	77.02	2,36	54.99	1.69
Tb	8.53	0,26	6.2	0.19
Dy	35.5	1.09	24.6	0,76
Ho	7.06	0,22	4,87	0,15
Er	10.75	0,33	7.8	0,24
Tm	1.25	0.04	0.93	0.03
Yb	3.67	0.11	2.86	0,09
Lu	0,46	0,01	0.36	0.01
Sr	18 400	564.78	15200	466.54

Анализ таблиц показывает: 1. Рыхлый и прессованный фосфогипс резко отличаются от натурального (природного) гипса составом и концентрациями микропримесей. За исключением Mn, только V, Li, Cr и Mo присущи природному гипсу, тогда как все остальные либо отсутствуют, либо по содержанию существенно уступают техногенным фосфогипсовым образованиям. Отмеченные особенности наглядно демонстрируют классический пример того, как генетические различия отражаются на геохимической специализации минеральных веществ. В этом отношении особенно рельефно, на фоне других микропримесей, выступают РЗЭ и Sr.

2. Накопления РЗЭ и Sr в техногенном фосфогипсе носят аномальный характер и от двух до более десятка раз превышают кларковые содержания в самых различных породах. По дан-

ным В.В. Буркова [31, 32], кларк Sr в гипсах и ангидритах составляет 1900 г/т. Это на порядок меньше, чем установлено в фосфогипсе. Как известно, сопоставимые с фосфогипсом количества Sr (3,96 %) содержатся в апатитовом минерале руд, при кислотном разложении которых образуется фосфогипс [164]. Наряду со Sr, такие апатиты выделяются очень высокими концентрациями РЗЭ (табл. 4.1.6. (д).3.). Здесь же отметим, что содержание лантаноидов в фосфатных удобрениях достигает 2000 г/т [166], а соотношение Ce /La в фосфогипсе (1.74) и в апатите (1.42-1.71) имеют близкие значения (табл.4.1.6. (д).3). Все это вместе позволяет уверенно говорить, что аномальные концентрации микроэлементов унаследованы фосфогипсом от апатитовых перерабатываемых концентратов.

Таблица 4.1.6. (д).3.

Средние содержания лантаноидов в рудных горизонтах (I-IV) в апатитах Хибин (%) [166]

элемент	I	II	III	IV
Ce	0,65	0,47	0,50	0,57
La	0,38	0,30	0,35	0,39
Nd	0,115	0,11	0,10	0,15
Sm	0,020	0,023	0,03	0,019
Eu	0,003	0,006	0,005	0,0056
Tb	0,0016	0,0015	0,0012	0,002
Yb	0,0016	0,002	0,0018	0,0018
TR ₂ O ₃	1,33	1,06	1,19	1,35
Ce /La	1.71	1.57	1.42	1.46

Несомненный интерес представляет поведение Sr и РЗЭ при прессовании. В таблице 4.1.6. (д).2 показаны их соотношения с CaO, пересчитанным на чистое гипсовое вещество. Наблюдаемое повсеместное снижение значений коэффициента TR/CaO (гипсов) в прессованном материале свидетельствует о частичной миграции РЗЭ и Sr из структуры новообразующихся гипсовых минералов, возникающих при перекристаллизации прессуемого рыхлого фосфогипса.

4.1.6. (е). Результаты изотопного анализа.

Для сравнения особенностей вещества природного и техногенного (рыхлого и прессованного) гипса на масс – спектрометре МИ- 1201 определен изотопный состав серы. Полученные данные помещены в таблице 4.1.6. (е).1, где также показаны значения изотопов серы различных сульфатных образований.

Таблица 4.1.6.(е).1.

Изотопный состав серы различных сульфатов

№ п.п	Сульфатные и сульфатсодержащие образования	³⁴ S ‰ ₀₀			Авто ры
		От	до	среднее	
1	Фосфогипс	+9.4	+12,6	+12.5	
2	Прессовка	+7,0	+10,1	+7.1	
3	Сульфат океанической воды			+21,14	[369]
4	Гипс (девон, Московская обл.)	+18,3	+23.7	+22,8	[20]
5	Ангидриты (юра, Узбекистан)	+14,2	+21.9	+17,4	[57]

Продолжение табл. 4.1.6.(е).1.					
6	Ангидриты Среднего Востока (юра)	+16,4	+21.6	+17,3	[369]
7	Гипсы, ангидриты			+21.61	[120]
8	Гипсы, ангидриты (остаточные)	+21,14	+55,0		[119]
9	Элементная сера (восстановленная)	+5,43	+16.0		[119]
10	Гипсовая порода (кембрий, Сибирская платформа)			+31.8	[45]
11	Ангидрит-гипсовая порода (кембрий, Сибирская платформа)			+28	[45]
12	Ангидрит слоистый (кембрий, Сибирская платформа)			+21.6	[45]
13	Доломит – ангидритовая порода (кембрий, Сибирская платформа)	+22.2	+34.6	+22.3	[45]
14	Гипсы и ангидриты пермского возраста	+10,23	+14.56	+11.43	[422]
15	Гипсы и ангидриты верхнего мела	+18.56	+23.45	+20.10	[422]
16	Апатиты (Слюдянское м-ние)			+22.3	[19]
17	Фосфориты	+18.7	+31.9	22.76	[19]

Как видно из таблицы, рыхлый и прессованный фосфогипс резко отличаются от основной массы природных сульфатных образований своим более легким изотопным составом серы. Сопоставимые значения наблюдаются только у эвапоритов пермского возраста, которые, как известно, среди сульфатов из разных районов мира, характеризуются аномально низкими показателями ^{34}S со средней величиной $+11^0/_{00}$.

Таким образом, данное исключение только усиливает отмеченную особенность изотопного состава серы техногенного фосфогипса. Для объяснения этой особенности логично будет предположить, что фосфогипс унаследует изотопный состав сульфат – иона серной кислоты, применявшейся в производстве минеральных удобрений. Нельзя также исключить воздействие на фосфогипс поверхностных вод с «облегченным» изотопом серы (см. табл. 4.1.6. (е).1.).

Помимо сказанного, еще один момент требует внимания. Это явные признаки фракционирования изотопов серы при прессовании фосфогипса, в результате чего происходит его обогащение легким изотопом (с $+12,5$ до $+7,1$ $^0/_{00}$). Скорее всего, причиной этого является аморфизация и последующая раскристаллизация гипсового вещества, которая развивается под воздействием прессования фосфогипса.

4.1.6. (ж). Результаты опытов по растворению разновидностей гипса.

Разновидности гипса растворялись в воде и в пятипроцентной соляной кислоте. Опыты проводились при комнатной температуре на пробах узкого гранулометрического класса размерностью - $0,10 + 0,05\text{мм}$. Эксперименты с водой прекращались при первых признаках появления в осадке новообразованной аутигенной фазы, что фиксировалось по возрастанию веса проб. Как правило, пересыщенный раствор над осадком формировался на пятые – шестые сутки с начала эксперимента.

В отличие от воды, опыты с HCl заканчивались после полного выщелачивания гипса. Продолжительность выщелачивания составляла до 47 суток. Результаты опытов показаны в таблице 4.1.6. (ж).1.

Таблица 4.1.6. (ж).1.

Динамика выщелачивания гипса в воде (числитель) и в 5% HCl (знаменатель)

№ опыта	Вес пробы (г)	Средняя скорость выщелачивания (потери веса) (%)		
		фосфогипс	прессовки	природный гипс
1	10	1.1/3.0	0.8/ 2.5	0.6/3.2
2	10	1.4/ 2.2	0.7/ 2.7	1.5/3.0
3	10	0.6/3.1	0.6/ 3.1	1.0/3.5
4	10	2.1/3.3	1.3/ 2.8	1.9/4.0
5	10	2.1/ 3.0	2.0/ 2.4	2.4/2.8
среднее		1.46/2.92	1.08/ 2.70	1.48/3.30

Как видно из таблиц, параметры растворимости разновидностей гипса хотя и близки, но все же намечается определенная тенденция: как в воде, так и в кислоте наибольшей устойчивостью обладает гипс прессовок. Фосфогипс менее устойчив в агрессивных средах. Максимальной растворимостью характеризуется природный гипс.

Таким образом, выполненные исследования подтверждают существование специфических особенностей в гипсовых минералах изученных природных и техногенных образований.

Выводы

1. Фосфогипс представляет собой кристаллически разнородное вещество, где отдельные составляющие кристаллиты формировались в результате неоднократных процессов растворения, перекристаллизации и раскристаллизации.
2. Прессование коренным образом изменило облик фосфогипсового вещества. Из хорошо раскристаллизованного состояния оно превратилось в ходе перекристаллизации в скрытокристаллический агрегат, подобный, по структурным и морфологическим особенностям, не природным гипсовым породам, а глинам.
3. В результате прессования происходит аморфизация фосфогипса с превращением его в коллоидно-колломорфную массу, которая впоследствии подвергается вторичной раскристаллизации. Степень кристалличности возникшего вещества прессовок, в целом, как минимум, на порядок ниже, по сравнению с исходным рыхлым фосфогипсом.
4. Сформировавшаяся после прессования масса подвергается вторичным изменениям, в результате чего возникает целый ряд аутигенных (новообразованных) минеральных фаз, не характерных для исходного фосфогипса. Среди них принципиально важными являются техногенные минералы фосфора (ардеалит, фосфат), фтора (флюорит). Их возникновение указывает, что при прессовании происходит не только энергичное преобразование гипсового вещества, но и трансформация вещества остаточных техногенных пленок серной, фосфорной и плавиковых кислот, присутствие которых на гипсовых частицах, как считают специалисты,

негативно влияет на получение гипсовых вяжущих материалов. Возникновение новообразованных минералов этих соединений превращает последние в относительно инертные образования.

5. Фосфогипс наследует от апатитовых перерабатываемых концентратов микроэлементный состав и резко отличается от природного гипса концентрациями Ba, Zr, а также аномальным накоплением Sr и PЗЭ. Содержания последних на порядок превышают кларки самых различных пород. Прессование приводит к частичной миграции PЗЭ и Sr из новообразующихся гипсовых минералов, возникающих при перекристаллизации рыхлого вещества.

6. Рыхлый и прессованный фосфогипс резко выделяется более легким изотопным составом серы от основной массы природных сульфатных образований, включая гипс Новомосковского месторождения. Скорее всего, он наследует изотопный состав сульфат – иона серной кислоты, применявшейся в производстве минеральных удобрений. При прессовании фосфогипса устанавливаются признаки фракционирования изотопов серы с некоторой концентрацией легких фракций. 7. Вещество природного, рыхлого и прессованного гипса, несмотря на близость химических и структурных показателей, отличается по ряду признаков, обусловленных индивидуальными особенностями строения кристаллической решетки (ее размера, соотношения основных катионов, типа и положения в структуре молекул воды). Это же демонстрируют различия в растворимости гипсов в агрессивных средах.

В структуре минерала рыхлого и прессованного фосфогипса отчетлив дефицит кальция при избытке или нормированном содержании воды. По сравнению с ними и с теоретическими показателями, вещество природного гипса обладает избыточным количеством кальция при дефиците воды. Наиболее существенно минералы отличаются по содержанию водной фазы. Максимально она присутствует в фосфогипсе ($>20\%$), минимально – развита в прессовках ($\sim 15\%$). Природный гипс в этом ряду занимает промежуточное положение, существенно сдвигаясь по направлению к фосфогипсу.

В решетке минералов вода находится, как минимум, в двух позициях. Основная ее масса удаляется при температуре $80 - 180^{\circ}\text{C}$, оставшаяся часть ($\sim 5\%$) - выделяется при $180 - 220^{\circ}\text{C}$. В прессовках на долю воды первого типа приходится 72% от суммарной водной фазы. В гипсе природном и рыхлом ее количество достигает $82 - 83\%$. Соответственно, прочно закрепленная вода второго типа в прессовках составляет 28% , а в гипсе природном и рыхлом – $17 - 18\%$.

7. На этапе технологической «варки» гипсовых вяжущих прессовки, с экономической точки зрения, являются более предпочтительным сырьем по сравнению с другими разновидностями гипса, поскольку требуют меньше энергозатрат для перехода гипсового вещества до состоя-

ния полугидрата. Это вызвано меньшим содержанием в прессовках, как суммарной воды, так и воды, которая выделяется при температуре 80- 180⁰ С.

Итак, резюмируя материалы по фосфогипсовой тематике, отметим следующее.

Утилизация отходов химического производства, представленных гипсодержащим сырьем (боро-и фосфогипсом) является важной экономической и экологической задачей. По мнению ученых, гипсовые отходы могут найти применение как наполнитель при изготовлении пластмасс и стекла, в цементной промышленности в качестве минерализатора, в сельском хозяйстве для химической мелиорации кислых и солонцовых почв, а также в виде компостов с органическими удобрениями. Кроме того, возможно привлечение фосфогипса для производства серной кислоты, в дорожном строительстве, и, наконец, для получения гипсовых вяжущих материалов. Последнее направление считается наиболее перспективным для утилизации фосфогипса. Однако, целый ряд негативных свойств крайне усложняет использование его для этой цели. К таким свойствам, прежде всего, относят высокую влажность (до 40%) материала и присутствие в нем вредных примесей в виде остатков фосфорной и серной кислот и их легко растворимых солей.

С «кислотным фактором» связывают активное возникновение при обжиге «сырого» фосфогипса нерастворимого ангидрита, появление которого в количестве свыше 30%, катастрофически снижает прочностные свойства получаемых вяжущих материалов. Кроме того, кислотные примеси замедляют твердение гипсовых вяжущих и вызывают коррозию оборудования.

Высокая влажность - еще одна проблема, с которой сталкиваешься при попытке использования фосфогипса. Она существенно усложняет транспортировку сырья и подготовку его к обжигу, негативно отражается на параметрах и стоимости самого обжигового процесса, а также 1,5-2 раза увеличивает «водопотребность» получаемого из фосфогипса вяжущего полугидрата. Особенно наглядно это видно при сопоставлении водопотребности вяжущих материалов из природного и фосфогипсового сырья. В первом случае для получения строительного теста нормальной консистенции необходимо 50-70% воды, во втором – 120-130%.

Все сказанное вызывает необходимость проведения специальных дополнительных технологических операций при подготовке фосфогипсового сырья к практическому использованию. К ним относятся промывка фосфогипса, его фильтрация, нейтрализация и осаждение в водных суспензиях примесей, термическое разложение сохранившихся их остатков, введение до и после обжига различных добавок, нейтрализующих, минерализующих и регулирующих переход гипса в полугидрат либо растворимый ангидрит. На ряде предприятий в отмеченную технологическую цепь также включают флотацию, автоклавные аппараты и механоактивационное доизмельчение материала. Все это влечет за собой появление значительных объемов

технических грязных вод, требует больших энергетических затрат, предполагает закупку дефицитных добавок, а также проведение специальных экологических защитных мероприятий.

На таком фоне по многим параметрам выгодно отличается способ утилизации фосфогипса методом прессования. Его экологические, энергетические и материальные преимущества очевидны и не требуют подробного обоснования. Оставляя в стороне технические моменты метода, выделим его научную (вещественно - минералогическую) составляющую, благодаря которой достигается положительный результат в облагораживании фосфогипса. Здесь необходимо обратить внимание на два фактора. Первый из них выражается в том, что в производство вовлекается фосфогипс, выдержанный длительное время в отвалах. Благодаря этому, под воздействием экзогенных процессов в отвальных массах происходит значительная нейтрализация фосфоро- и серокислотных скоплений, которые негативно отражаются на качестве получаемых гипсовых вяжущих материалов. Второй фактор, несомненно, связан с преобразованиями фосфогипсового вещества при его прессовании. В ходе этого процесса сохранившиеся вредные примеси трансформируются в относительно инертные минеральные соединения и тем самым, в значительной степени исключаются из последующего передела сырья. Кроме того, и это представляется наиболее важным, природный и искусственный (техногенный) гипс, несмотря на близость параметров, - это минералы с разным строением и разными свойствами. Их различие улавливается на субмикроскопическом уровне устройства кристаллических решеток, количественных соотношений и структурного положения молекул воды, кальция и др. ионов. Чтобы согласиться с таким представлением, достаточно вспомнить о колоссальной разнице в концентрациях стронций - редкоземельных изоморфных примесей в решетках обоих минералов. Наличие их в техногенном гипсе в количестве более двух процентов не только подтверждает сказанное, но и делает его интересным для попутного извлечения этих ценных элементов.

Из всего вышеизложенного следует вывод, что, помимо уже известных причин, выявленные структурные различия гипсовых минералов, очевидно, являются важнейшими факторами, обуславливающими резко отличные строительные свойства вяжущих из природного и технического (искусственного) гипса.

Прессование фосфогипса, по сути моделирующее динамометаморфические процессы низких ступеней зеленосланцевой фации, в значительной степени нивелирует его отрицательные свойства (влажность, вредные примеси) и, кроме того, во многом подготавливает материал к последующей термической обработке. В результате динамических нагрузок происходит аморфизация и субмикроскопическая раскristаллизация вещества, структурно - молекулярная перестройка кристаллической решетки заново образующихся гипсовых кристаллитов и, прежде всего, их водной составляющей. Все эти преобразования благоприятно влияют на

технологический процесс варки полугидрата и получение из фосфогипса качественных высокопрочных вяжущих материалов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для выяснения условий формирования слойковых афанитовых фосфоритов детально изучены и обобщены полученные в разные годы результаты поисково-разведочных работ на месторождениях Окино-Хубсугульского прогиба Монголии и Юго-Восточных Саян России. Основываясь на полученных данных, а также привлекая известные материалы по отечественным и зарубежным объектам разных регионов, доказано, что месторождения афанитовых фосфоритов по четырем важнейшим классификационным параметрам – палеотектоническому, палеофациальному, геохимическому и генетическому принципиально отличаются от месторождений других типов фосфоритов. Учитывая все вышесказанное, из эдиакарской эпохи фосфатонакопления вычленяется начальный ее этап со специфическими особенностями фосфогенеза. Их реализация привела к формированию на территории древней Азии конкреционно-слойковых афанитовых фосфоритов, которые образуют самостоятельный генетический тип месторождений.

2. Фосфоритовые руды Окино-Хубсугульского бассейна в большинстве своем относятся к труднообогащаемым и требуют применения комплексных многоступенчатых схем обогащения. Сложный технологический характер руд отражает формирование их в условиях разнообразных фациальных обстановок, а также активного воздействия на фосфориты широкого спектра вторичных процессов. Последние, преобразуя вещественный состав, структуры и текстуры руд, становятся главными факторами эффективности применяемых обогатительных технологий. При проведении разведочных работ данный вывод имеет принципиальное значение, поскольку позволяет еще на ранних стадиях изучения месторождений прогнозировать возможные результаты технологических испытаний и планировать наиболее оптимальные способы обогащения фосфоритовых руд.

3. Современные традиционные технологии обогащения фосфоритного сырья практически исчерпали свои возможности. Они не способны дать толчок к повышению рентабельности как разрабатываемых, так и подготовленных к отработке потенциально промышленных месторождений. Первостепенное значение имеет создание новых конкурентоспособных, экологически чистых технологий, позволяющих существенно повысить качество фосфатных продуктов, а также вовлечь в производство руды, которые не обогащаются традиционными способами. Такими передовыми разработками являются методы биогеотехнологии – науки об извлечении минеральных компонентов из руд, концентратов и хвостов обогащения под воздействием микроорганизмов или их продуктов жизнедеятельности (метаболитов). В тесном творческом содружестве с микробиологами РАН РФ впервые создан метод обогащения фос-

фатного сырья, в рамках которого определились несколько самостоятельных биотехнологических направлений. Биофлотация основана на способности ряда микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности избирательно влиять на флотационные свойства отдельных минералов, что резко повышает селективность их извлечения. Биосорбция позволяет очищать фосфатные продукты от экологических опасных микроэлементов, которые удаляются при биологической обработке фосфоритов. В основе биоинверсионного направления лежит явление структурной перестройки фосфата, возникающее при воздействии на него культуральных жидкостей в условиях жестких режимов. В результате достигается частичное извлечение из минерала изоморфной связанной CO_2 , что влечет за собой возможность получения суперконцентратов с $\text{P}_2\text{O}_5 > 36\%$.

При биоактивации в фосфоритах увеличивается количество лимонно - растворимой P_2O_5 и возрастает доля фосфатного вещества, способного непосредственно усваиваться растениями. Это открывает новые возможности для эффективного использования желваковых и карстовых фосфоритов в качестве фосфоритной муки – самого дешевого минерального удобрения длительного действия.

Биохимическая технология позволяет из различных видов фосфатного сырья высокоэффективно селективно выщелачивать полезные либо вредные минеральные компоненты. Из кремнистых фосфоритов с содержанием 4-8% P_2O_5 , биовыщелачиванием извлекается до 72% фторапатита, который затем аккумулируется в форме преципитата. При обогащении карбонатных фосфоритовых руд полностью удаляется кальцит и до 95% доломита. Нарботанные биоинверсионные концентраты по качеству и потребительским свойствам превосходят аналогичные продукты, получаемые традиционными технологическими методами. Потери P_2O_5 , незначительны - меньше 1% для кальцитовых руд и 5-15% - для доломитовых.

4. Среди промышленных отходов фосфатных предприятий львиная доля приходится на техногенный фосфогипс, утилизацию грандиозных отвалов которого в течение многих десятилетий сдерживает отсутствие эффективных перерабатывающих технологий. Метод прессования фосфогипса, имитирующий динамометаморфический процесс низких ступеней, открывает широкие возможности по использованию получаемого искусственного гипсового камня, не уступающего по свойствам природным аналогам. От последних новообразованный гипс отличается по целому ряду структурно-вещественных параметров, что также способствует успешному применению в промышленности переработанного фосфогипса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1Авакян З.А. Биосорбция металлов. В кн.: Биоготехнология металлов (практическое руководство). М. ЦМП ГКНТ, 1989. С.364-371.

2. Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск. «Наука» 1985 .244 с.
3. Акульшина Е.П. Методика определения условий выветривания, осадконакопления и пост-седиментационных преобразований по глинистым минералам. В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск. «Наука», 1976, вып.323.С. 38-88
4. Арсентьев В.П. Краткий очерк тектоники юго – восточной части Восточного Саяна. Труды Бурятского НИИ СО АН СССР, вып. 2, сер.геол., Улан – Удэ, 1960. С.39-50
- 5.Арсентьев В.П., Волколаков Ф.К. Протерозойские и кембрийские отложения Восточного Саяна. Геология СССР, т. XXXV, ч.1.М., «Недра», 1964. С.69-88,135-147.
6. Архангельский А.Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн.: Фосфориты СССР, Л.,1927. С.1-12.
7. Бактериальная палеонтология. Сб. работ. Ред. Ю.А. Розанов М.: ПИН РАН. 2002. 188 с.
8. Батурич В.Н. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Ин-т Горючих ископаемых АН СССР, 1947. 336 с.
- 9.Батурич Г.Н. Фосфатонакопление в океане . М., «Наука», 2004. 464 с.
- 10.Батурич Г.Н., Покрышкин В.И. Апвеллинг и фосфоритообразование. Океанология. 1980. Т.20 .№1. С.87-95
11. Батурич Г.Н.,Дубинчук В.Т.Микроструктуры океанских фосфоритов.М.,«Наука»,1979. 200с.
12. Батурич Г.Н. Фосфориты на дне океана. М., «Наука», 1978. 229 с.
13. Бейсекова Т.И.,Тургумбаева Х.Х., Лапшина И.З., Сакиева З.Ж.,Абильдаева А.Ж.,Иканова М.С. Анализ инновационного потенциала отходов (фосфогипса) ТОО КАЗФОСФАТ 2012. - № 4. - С. 28-30.
14. Беленицкая Г.А.. Флюидный седиментогенез - современное научное направление осадочной геологии : состояние, объекты, задачи. В кн.: Ленинградская школа литологии. Т.1. С. Петербург. 2012. С. 29-31.
15. Беленицкая Г. А.. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации. Отечественная геология. 2008.N.3.С.25-29.
16. Беленицкая Г. А., Голубчина М. Н., Гуревич М.С. Мишнина Т.А. Изотопный состав серы и генезис сероводорода в природных газах Амударьинского бассейна. Литология и полезные ископаемые. №2, 1981. С. 118-138.
17. Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон – Хубсугул – Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально – Азиатских палеозоид. Геология и геофизика. №12, 1988. С. 20-28.
18. Беличенко В.Г. Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области. Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, №1, С. 68-75.

19. Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950. 956 с.
20. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М., «Недра», 1983, 199 с.
21. Блисковский В.З. Геохимия и особенности концентраций элементов примесей в фосфоритах. Автореф. канд.дисс., М.ИМГРЭ, 1969. 25 с.
22. Блисковский В.З., Минеев Д.А., Холодов В.Н. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах. Геохимия, 1969, № 11, С.1348-1361.
23. Блисковский В.З., Романова Л. В., Смирнов А.И., Едакова Л.М. Мышьяк в фосфоритах. Геохимия, N.6, 1968, С.709-718.
24. Блисковский В.З., Смирнов А. И. О радиоактивности фосфоритов. Геохимия, 1966, №6. С.1388-1402
25. Боровская И.С., Казанцев В.А., Скулков Н.А. Литофациальный контроль фосфатности черносланцевой толщи нижнего протерозоя КМА. Литология и полезные ископаемые. 1985. №2, С. 82-94.
26. Боровиков Л.И. Принципы выделения и расчленения верхнего докембрия в складчатых системах Казахстана и Средней Азии. В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л., 1979. 228 с.
27. Боровиков Л.И. Комплексование радиометрических и палеотектонических данных для решения стратиграфических задач. В кн.: Палеонтология и стратиграфия. М.1980. С. 9–21.
28. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып.119. М. «Наука», 1965. 259 с.
29. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: «Наука», 1974.198 с.
30. Бойко В. С., Журавлев Ю. П., Юлдашев А.З. Вещественный состав эоценовых зернистых фосфоритов Средней Азии. М. ВИЭМС. 1986. 34 с.
31. Букколини Н.В. Влияние минерального состава на физико-химические свойства низкосортного фосфатного сырья. В кн.: Проблемы фосфатного сырья России. М.1998. С. 43-46.
32. Бурков В.В. Стронций. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т.1, М., «Наука», 1964. С. 133-161
33. Бурков В.В., Солодов Н.А., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М.Недра, 1987 г. 438 с.
34. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996, 151 с.
35. Бутов Ю.П., Далматов Б.А., Воронцова Г.А. К стратиграфии верхнего докембрия-кембрия Восточного Саяна. Сов. геология, 1979, № 6. С. 44- 56.

36. Бутов Ю.П., Кокунин В.В. Новые данные о фосфоритонности позднего докембрия - кембрия Восточного Саяна. Советская геология. 1979. № 4. С. 33-44.
37. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1978. 110 с..
38. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: «Недра», 1971. 366 с.
39. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., 1966. 194 с.
40. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954а, 307 с.
41. Буякайтэ М. И., Кузьмичев А.В., Соколов Д.Д. 713 млн - Rb -Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна. ДАН СССР, т. 309, №1, 1989. С. 150-154.
42. Бямба Ж. Тектоническое развитие Монголии в позднем протерозое – раннем палеозое и условия образования древних фосфоритов. Автореф докт. дисс. М., 1991. 49с.
43. Бямба Ж. Древние фосфориты Монголии. Литология и полез. ископаемые. № 1. 1987. С. 94-105.
44. Вассоевич Н. В. Флиш и методика его изучения. Л. Гостоптехиздат. 1948. 216 с
45. Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайтэ М.И., Кулешов В.Н., Минаева М.А., Покровская Б.К. Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Литология и полезные ископаемые. №1, 2006. С. 96-111
46. Вишневецкая И.А. Геохимия, изотопный состав стронция и углерода венд – раннекембрийских карбонатных отложений Тувино – Монгольского микроконтинента. Диссертация г.-м.-н. Новосибирск. 2011. 131 с.
47. Волков Р.И. Фосфоритонность верхнерифейско – кембрийских отложений западной части Хубсугульского бассейна в Северной Монголии. Автореф. д. г.-м. н. М., 1974. 22 с.
48. Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков. В кн.: Химия океанов. Т.2. М.: Наука, 1979. С. 364-401.
49. Волков И.И. Основные закономерности превращения органического вещества в раннем диагенезе современных осадков. В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: «Наука», 1980. С. 99-117.
50. Волков И.И., Ягодинская Т.А. Переходная группа элементов. Фосфор, редкоземельные элементы и иттрий. Литология и геохимия осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979. С. 203 – 224.
51. Волколаков Ф.К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго – восточной части Восточного Саяна. Тр. Бурятского НИИ СО АН СССР, сер геол-геогр., вып.2, Улан – Удэ, 1960. С.19-38.
52. Вологдин А.Г. Геологическая деятельность микроорганизмов. Изв. АН СССР, серия геол., 1947. №3. С.19 -38.

53. Воронин Ю.И., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В., Дроздова Н.А., Жегалло Е.А. и др. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях. М., Наука. 1982. 150с.
54. Габлина И. Ф., Добрецова И.Г., Покровский Б.Г., Русаков В.Ю. Модель метасоматического формирования современных металлоносных и рудоносных осадков и сульфидных руд в зоне Срединно - Атлантического хребта. В кн.: Ленинградская школа литологии. Т.2, С. Петербург. 2012.С. 9-12.
55. Габлина И. Ф., Добрецова И.Г., Бельтнев В. И. и др. Особенности современного сульфидного оруденения в районе 19⁰ 15-20⁰ 08 с.ш. Срединно-Атлантического хребта. Доклады АН. 2012. Т. 442. Т. N4. С. 506-510.
56. Гавшин В.М., Бобров В.А., Зоркина Л.С. Количественные отношения между ураном и фосфором в фосфоритах и фосфатных породах. Литология и полезные ископаемые. 1974. № 6. С. 118-126
57. Гаврилов Е.А., Панкина Р.Г., Смехтина А.М., Осипова М.Г. Изотопный состав серы эвапоритов Амударьинской синеклизы. VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М. 1976. 303 с.
58. Геологическая карта СССР; масштаб 1 : 1 000 000; объяснительная записка; лист К-48-(50)- Оленек. Л., 1983. 81 с.
59. Геология и метаморфизм Восточного Саяна (Отв ред П. Л. Добрецов). Новосибирск. Наука, 1988. 192 с.
60. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. Ред. Зверев А.С. М. Недра. 1980. 247 с.
61. Георгиевский А.Ф. Месторождения конкреционно – слойковых афанитовых и микрозернистых фосфоритов как две самостоятельные формы рудогенеза. В кн.: К 100-летию со дня рождения Андрея Сергеевича Соколова. Сборник научных статей и воспоминаний. М.: И.П., 2013. С. 11-32.
62. Георгиевский А.Ф. Конкреционно-слойковые афанитовые фосфориты начального этапа эдиакарской эпохи фосфатонакопления. В кн.: Международная научно-практическая конференция по геологии, поискам и разведке полезных ископаемых. Тезисы. М., РУДН, 2011. С.24-26.
63. Георгиевский А.Ф. Основные элементы модели условий формирования крупных месторождений афанитовых фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна и перспективные методы их обогащения. Вестник РУДН. № 1, 2011. С.57-62
64. Георгиевский А.Ф. Особенности фосфоритов Юго-Восточных Саян. Вестник РУДН, №2, 2005.С.117-120.

65. Георгиевский А.Ф. Карстовые фосфориты Юго – Восточных Саян. Современные инженерные технологии. М., РУДН, 2004. С.65-67.
66. Георгиевский А.Ф. Основные итоги исследований пригодности микробных технологий для обогащения отечественных и зарубежных фосфоритов. Вестник РУДН, 2003, № 2. С. 134 -137.
67. Георгиевский А.Ф. Опыт применения микробных технологий для обогащения унечанских фосфоритов. Материалы научной конференции аспирантов, преподавателей и молодых ученых М., РУДН, 2003. (1с).
68. Георгиевский А.Ф. Применение микробных технологий для обогащения унечанских фосфоритов. Труды VI международной конференции: Новые идеи о науках о Земле, М., т.3, 2003. С.149.
69. Георгиевский А.Ф. Биотехнология фосфатного сырья. Вестник РУДН. №1,2000. С.118-121
71. Георгиевский А.Ф. Преобразование фосфатного вещества, по данным электронной микроскопии, в докембрийских фосфоритах (Юго-Восточный Саян). Вестник РУДН, сер. Геология и разведка полезных ископаемых. Вып.1.1996. С. 126-134.
71. Георгиевский А.Ф. Преобразование фосфатного вещества, по данным электронной микроскопии, в докембрийских фосфоритах (Юго-Восточный Саян). Вестник РУДН, сер. Геология и разведка полезных ископаемых. Вып.1.1996. С. 126-134
72. Георгиевский А.Ф. Особенности фосфоритов севера Окино-Хубсугульского бассейна (ЮВ Саян). XXXII Научная конференция. Направление «Технические науки», М. И -во РУДН, 1996. (1с).
73. Георгиевский А.Ф. Фосфоритоносность венд-нижнекембрийских толщ Окино-Хубсугульского бассейна. В кн.Фосфориты и фосфогенез. Черкассы, 1992. С. 40-41.
74. Георгиевский А.Ф. Условия формирования фосфоритовых месторождений северной части Окино – Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Юго – Восточный Саян). Дисс.на соискание учен. степени к. г.-м. н. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1991. 411с.
75. Георгиевский А.Ф. О поисковом критерии связи фосфоритообразования с трансгрессиями и перерывами в осадконакоплении. В кн.: Эпохи промышленного фосфоритообразования и перспективы развития сырьевой базы. Черкассы. 1990. (2) с.
76. Георгиевский А.Ф. О возрасте фосфоритовых месторождений Юго-Восточных Саян. Известия ВУЗ, Геология и разведка, №3,1986. С. 94-100.
77. Георгиевский А.Ф. Харанурское месторождение фосфоритов. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1986. С. 71-86.
78. Георгиевский А.Ф. Некоторые особенности распределения микроэлементов в фосфоритоносных отложениях Харанурского месторождения (Юго – Восточный Саян, северная часть Хубсугульского бассейна). Геология и геофизика. 1986. № 8. С.37-48.

79. Георгиевский А.Ф. Некоторые петрографические особенности фосфоритов, определяющих обогатимость руд Окино-Хубсугульского бассейна. НТИ НИИТЭХИМ. Сер.горнохимическая промышленность. Вып.9.М. 1985. С.1-2.
80. Георгиевский А.Ф. Результаты изучения фосфоритовых месторождений северной части Хубсугульского бассейна. В кн.: Промышленность горнохимического сырья. Вып.6, НИИТЭХИМ, М.,1984. С. 1-3.
81. Георгиевский А.Ф. Генетические особенности фосфоритовых месторождений северной части Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Бюлл.Моск.об-ва испытателей природы, отдел геол. Т.59. № 1, 1984. С.141-142.
82. Георгиевский А.Ф. Влияние постседиментационных процессов на вещественный состав, структурно-текстурные особенности и технологические свойства древних фосфоритов Азии (на примере Хубсугульского фосфоритоносного бассейна). В кн.: Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Сб. ст. под ред. С. С. Зимина Владивосток. 1984. 203 с.
83. Георгиевский А.Ф. Особенности формирования позднедокембрийских месторождений фосфоритов северной части Окино – Хубсугульского бассейна. В кн.: Проблемы поисков и оценки минерально-сырьевых ресурсов. М., ВИЭМС.1980. С.34-35.
84. Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. Чинбат Бямбажав. Климатические особенности времени формирования фосфоритовой пачки Окино – Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (ОХФБ). Вестник РУДН, сер. Геология и разведка полезных ископаемых. Вып.1, 2015. С. 42-45
85. Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. Батзориг Болороо. Необычные текстуры фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна (ОХФБ) Вестник РУДН, сер. Геология и разведка полезных ископаемых. Вып.1, 2015. С. 39-42..
86. Георгиевский А.Ф., Е.В. Карелина, Бугина В.М., Марков В.Е. О некоторых элементах механизма фосфатизации осадков при формировании фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна (ОХБ). Вестник РУДН, сер. Геология и разведка полезных ископаемых. Вып.4, 2014. С.129-137.
87. Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. Геохимические и другие показатели фосфатов Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (ОХФБ). В кн.: Геохимия литогенеза. Сыктывкар, 2014. С. 289-297.
88. Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. О климате и фосфоритах. В кн.: Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Т. Новосибирск, 2013. С.205-209

89. Георгиевский А.Ф., Семисчастнов В.М., Бугина В.М.. Преобразование вещества гипсовых отходов производства ортофосфорной кислоты при их утилизации методом прессования. Известия ВУЗ. Геология и разведка. № 5, 2009. С.34-39.
90. Георгиевский А.Ф., Семисчастнов В.М., Бугина В.М.. Изменение фосфогипса при его утилизации прессованием. Труды IX международной конференции: Новые идеи о науках о Земле», М., КДУ, т. 1 , 2009. С. 174-175.
91. Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. Перспективные фосфоритовые руды Юго – Восточных Саян. Труды VII международной конференции: Новые идеи о науках о Земле», М.,КДУ, т. 2 , 2005. С.119.
92. Георгиевский А.Ф., В.В Дьяконов, В.А. Граблин, Г.Н. Батурин, В.М Бугина, Р.Х. Мансуров. Верхнедевонский бассейн осадконакопления - как арена возможного промышленного редкометально – сульфидно – фосфорного и марганцевого оруденения на территории КМА. Стратиграфия, тектоника, и полезные ископаемые осадочных бассейнов Евразии, М.,2004. С. 17-19.
93. Георгиевский А.Ф., Финогенова Т.В. Новые технологические решения в обогащении фосфоритов с токсичными микропримесями. Материалы конференции: Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природноохранные технологии освоения недр, М., РУДН, 2002. С.83-84.
94. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Финогенова Т.В., Авакян З.А. Применение микроорганизмов для обогащения фосфоритов. Труды V международной конференции: Новые идеи о науках о Земле, МГГА. М., т.1. 2001. 1с.
95. Георгиевский А.Ф., Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, В.М. Бугина, В.В. Дьяконов, О.В. Носаева. Некоторые аспекты механизма фосфатизации при формировании желваковых фосфоритов Новиковского проявления (Крым). Известия ВУЗ, Геология и разведка, № 6, 2001. С. 93-98.
96. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Финогенова Т.В., Авакян З. А. Использование микроорганизмов для обогащения фосфоритовых руд. Труды IV международной конференции Новые идеи о науках о Земле. М. Из-во МГГА, т.1. 1999. 1с.
97. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Финогенова Т.В., Авакян З.А. Технология микробиологического обогащения фосфоритов и перспективы ее использования. В кн.: Проблемы фосфатного сырья России, Сборник под ред. А.С. Соколова, Люберцы, 1999. С.46-56
98. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Финогенова Т.В., Авакян З.А. Микробиологический способ обогащения фосфоритов и перспективы его использования. Всероссийский симпозиум Проблемы фосфатного сырья России. М. 1998. С. 39-42.

99. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О. Особенности желваковых фосфоритов на Центральном месторождении в Тамбовской области. Известия ВУЗ, Геология и разведка. № 2. 1997. С. 92-97.
100. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Авакян З.А., Финогенова Т.В., Возможности микробиологии в повышении конкурентоспособности фосфатного сырья. Труды III международной конференции Новые идеи о науках о Земле. М., Из-во МГРИ, 1997. С.238.
101. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Магер В.О., Финогенова Т.В., Авакян З. А. Микробиологическое обогащение фосфоритов – технология двадцать первого века. Горный вестник (Специальный выпуск). М. 1996.С. 81-88.
102. Георгиевский А.Ф., Магер В.О., Поташник Б.А. Фторапатит из желваковых фосфоритов. В кн.«Проблемы фосфатной геологии», М., 1995. С. 22-25.
103. Георгиевский А.Ф., Наливкина А.И. О генетической интерпретации структурных параметров метаморфизованных фосфоритов. В кн.: Фосфориты и фосфогенез. Черкассы, 1992. С.27-29
104. Георгиевский А.Ф., Поташник Б.А., Медведева О.А. Метаморфизованные фосфориты Хубсугульского месторождения. В кн.: Эпохи промышленного фосфоритообразования и перспективы развития сырьевой базы. Черкассы, 1990. С.26-28.
105. Георгиевский А.Ф., Петрова С.Н. О поисковом критерии связи фосфоритообразования с трансгрессиями и перерывами в осадконакоплении. В кн.: Эпохи промышленного фосфоритообразования и перспективы развития сырьевой базы. Черкассы, 1990.С.18-20.
106. Георгиевский А.Ф., А.А. Асипов. Проблемы освоения бедных фосфоритовых месторождений севера Окино-Хубсугульского бассейна. В кн.: Проблемы использования бедного и нетрадиционного фосфатного сырья для производства удобрений. М.,1985. С. 89-91.
107. Георгиевский А.Ф., Георгиевская Л.Я. Строение фосфоритной пачки Харанурского месторождения. В кн.: Задачи изучения и перспективы освоения фосфатного сырья Сибири и Дальнего Востока. М.,1980. С.96-102.
108. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М., «Наука», 1980. 287 с.
109. Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Жегалло Е.А., Заварзин Г.А., Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т. Процессы минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий. Литология и полезные ископаемые. 1996. №2. С. 205-214.
110. Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. Бактериальная палеонтология. Фосфатизация. В кн.: Бактериальная палеонтология. М., 2002. С.59-66.
111. Гиммельфарб Б.М Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М. Из-во АН СССР. 1962. Т.5. С. 434-463.

112. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965. 304с.
113. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М. Основные черты геологического строения бассейна Каратау и история его изученности. В кн.: Фосфориты Каратау. Тр. ГИГХС, вып.13, М.1969. С.1-8.
114. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М. Характеристика фосфоритовых месторождений Каратауского бассейна. В кн.: Фосфориты Каратау. Тр. ГИГХС, вып. 13, М. 1969. С.8 - 29.
115. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М., Смирнов А. И., Маймистова Р. И., Усанова В.Г. Вещественный состав и промышленные типы руд главнейших месторождений фосфоритов бассейна Каратау. В кн.: Фосфориты Каратау. Тр. ГИГХС, вып. 13, М. 1969. С. 37-124.
116. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М. Фосфоритовые руды главнейших месторождений Каратау. Литология и полез. ископаемые. №4.1966. С.88-102.
117. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М., 1980. 646 с.
118. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы – Гол, МНР). Под ред. Розанов А.Ю. М.: Наука, 1982. 150 с. (Тр.ССМПЭ. Вып. 18)
119. Гриненко В.А Фракционирование изотопов серы, углерода и кислорода при формировании современных морских осадков. В кн.: Химия океана, т 2.М. Наука,1979. С.465-494.
120. Гриненко В.А, Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.. Наука. 1974. 213с.
121. Гуревич Б.Г. Литологические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейнов. В кн.: Литология и генезис фосфоритоносных отложений СССР М.,Наука,1980.С. 68-51.
122. Гуревич Б.Г. Фосфоритоносность рифей - нижнекембрийских отложений центральной части Алтае-Саянской складчатой области. Дисс. к.г-м-н., Люберцы, 1972. 238 с.
123. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. Диагенез как рудообразующий фактор при формировании фосфоритов Ухагольского месторождения. Бюлл.МОИП, отд.геол., № 6,1977. С. 151-152.
124. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. О генезисе фосфоритов Ухагольского и некоторых других месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Пром.горно-химического сырья, вып. 3, М., НИИТЭХИМ, 1977. С. 3-6.
125. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. Особенности диагенетического конкрециеобразования при формировании докембрийских фосфоритов Ухагольского прогиба (Восточный Саян). В кн.: Рудные конкреции и рудоносные формаций, Л.,1976. С. 77-78.
126. Гусев М.В. Микробиология. М.: И-во МГУ,1992.448 с.
127. Дарьин А.В., Занин Ю.Н. Редкоземельные элементы при гипергенных преобразованиях фосфоритов. Геология и геофизика. 1990. т. 31.С. 89-97.

128. Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967. 299 с.
129. Дзоцевидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.
130. Диденко А.Н. Распределение фосфора и особенности размещения фосфоритовых месторождений в мезозойских отложениях северной оконечности Ульяновско-Саратовского прогиба. Автореф. канд.дисс. Казань, 1973. 23с.
131. Добрецов В.Н. О покровной тектонике Восточного Саяна. Геотектоника. №1, 1985. С.39-50.
132. Додин А.Л., Гурьянова В.Н., Маньковский В.К., Решетова С.А., Семейная Б.Г., Гольман Е.И. Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднекембрийских образований Восточного Саяна М.: Недра, 1971, 196 с.
133. Додин А.Л. Восточный Саян. В кн.: Геологическое строение СССР. т. IV, Полезные ископаемые. М.: «Недра», 1968. 504 с.
134. Додин А.Л., Журавлева И.Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне. Геология и геофизика, 1963, №6, С. 20 -29.
135. Докембрий Восточного Саяна. (Ф.П.Митрофанов, Л.П.Никитина, И.П.Бузиков, В.Н.Дав, Н.А.Авдонцев, В.Я.Хильтова, И.Н.Крылов) (Тр. ЛАГЕД АН СССР; вып. 18). Л.: Наука, 1964, 329 с.
136. Донов Н.А., Едемский Е.В., Ильин А.В. Кембрийские фосфориты МНР. Советская геология .1967. №3. С. 51-62.
137. Доржнамжаа Д., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Биостратиграфия верхнего докембрия и кембрия северной Монголии. В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. 172 с.
138. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск:Наука. 1988. 89 с.
139. Еганов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск., «Наука», 1983. 135 с.
140. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск., «Наука», 1974. 170 с.
141. Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1968, 238 с.
142. Еганов Э.А., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ), Монголия, Россия. В кн.: Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток. Дальнаука. 1999. С. 32-40.

143. Еганов Э.А., Миняйло Т.Н. Строение венд – кембрийской фосфоритоносной формации Хубсугульского бассейна (к разработке эталонов прогнозирования). Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 45-56.
144. Еганов Э.А., Советов Ю.И. Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск. «Наука». 1979. 192 с.
145. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Соотношение тамдинской и каройской серий в северо-западной части Малого Каратау (Казахстан). Известия АН СССР. Серия геологическая. N 8, 1974. С.142-147.
146. Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Монголии. М.: «Наука». 1996. 214 с.
147. Жабин В.В. К вопросу о возрасте и генезисе бокситов Боксонского месторождения. Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С.120-126.
148. Жабин В.В., Степанова М.В. Объем и границы венда Боксон-Сархойского синклинория В Саяна. В кн: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л. «Наука», 1979. С.157-162.
149. Жабин В.В., Степанова М.В. Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения (Восточный Саян). В кн: Материалы по региональной геологии. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. С. 65-67.
150. Жабин В.В., Степанова М.В. Нижняя граница юдомия (венда) в районе Боксонского месторождения Восточного Саяна. Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск. 1974. С. 30-33.
151. Жегалло Е.А., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т. Некоторые ископаемые микробные сообщества. Фосфориты. В кн.: Бактериальная палеонтология. М., 2002. С.97-102.
152. Зайцев Н.С. Древняя фосфоритоносная формация Монголии. Советская геология . 1992. №1. С .78-79
153. Зайцев Н.С., Боровская И.С., Доржнамжаа Д. и др. О дзабханской зоне фосфатонакопления (МНР) и полигенном источнике фосфора. ДАН СССР.1990.Т.130. №5. С. 1187-1191.
154. Зайцев Н.С., Ильин А.В. О фациальных изменениях фосфоритоносных отложений Хубсугульского бассейна. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. №22. М.: «Наука», 1977. С. 180-189
155. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. Доклады АН СССР, 192, 2, 1970б.
156. Занин Ю.Н О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое В кн. : Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск. Наука. 1981.С. 123-133.

157. Занин Ю.Н Выветривание и фосфогенез. Геология и геофизика. 2001, т.42, № 4, С. 589-595.
158. Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфоритоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск. «Наука». 1975. 210 с.
159. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Гишинская Л.Г. и др. Уран осадочного апатита в катагенезе. Геохимия. 2000. № 5. С. 502-509.
160. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Фомин А.И. Стронций в структуре осадочного апатита в процессе катагенеза. Доклады РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 235-237.
161. Зверев А.С., Файззулин Р. М., Михайлов А.С., Козлов Е.Н. Метаморфогенные месторождения апатитовых и комплексных апатитосодержащих руд и их перспективная оценка. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. ВИЭМС. М. 1976. 57 с.
162. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., 1972. 216 с.
163. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.И. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Геотектоника. 1977. № 3. С.3-24.
164. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 1. М. «Экология», 1994, 304 с.
165. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 3. М. «Экология», 1994, 352 с.
166. Иванов В.В. Экологическая геохимия. К.6. М. «Недра», 1994. 606 с.
167. Иванов П.В. Значение биологических факторов в выветривании пород и минералов. В сб. Биогеохимия зоны гипергенеза. М., «Наука», 1974, С. 30-46
168. Иванов М. В. Микробная биогеотехнология. В кн.: Биогеотехнология металлов. Труды международного семинара и международных учебных курсов. М., ЦМП ГКНТ. 1985. С.369-392.
169. Иванов М.В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М. 1964. 41 с.
170. Икоников Н.Н., Осауленко О.В., Прокофьева Н.И. Перспективы освоения Унеча – Крапивинской зоны фосфатно-редкометалльных россыпей в Брянской области. В кн.: Проблемы фосфатного сырья России. М. 1998. С. 31-32
171. Ильин А.В. Древние (эдиакарские) фосфориты.- М.: ГЕОС. 2008.157 с.
172. Ильин А.В. Древние фосфоритоносные бассейны. М. «Наука», 1990. 174 с.
173. Ильин А.В. О маловероятности покровного строения В. Саяна. Геотектоника. №3, 1986. С. 100-102.
174. Ильин А.В. К тектонике Южного Китая. Геотектоника. №1, 1986. С.32-46.
175. Ильин А.В. Фосфориты Китая. М., 1986. 53 с.

176. Ильин А.В. Фосфориты в геологическом времени. В к.: Эпохи промышленного фосфоритообразования и перспективы развития сырьевой базы. Черкасы. 1980. С. 5-7.
177. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (новые данные и представления). Литология и полезные и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 127-132.
178. Ильин А.В. Древние фосфориты платформы Янцзы. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983а. №11. С. 108-122.
179. Ильин А.В. Низкие Гималаи – еще одна древняя фосфоритоносная провинция. Докл. АН СССР. 1983б. Т.211. №5. С. 186-189.
180. Ильин А.В. Геологическое развития Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии. М.: «Наука», 1982. 114 с .
181. Ильин А.В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна. Литология и полезные и полез. ископаемые. 1978. №3. С. 109-111.
182. Ильин А.В. Арасановское марганцевое месторождение в МНР. Литология и полезные и полез. ископаемые. 1977. №2. С. 88-96.
183. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: «Наука», 1973. С. 161.
184. Ильин А.В. О Тувино – Монгольском массиве. Тр. НИИ Зарубежгеология. 1972. Вып. 22. С. 41-47
185. Ильин А.В. О кембрии и докембрии нагорья Сангилен. Бюллетень МОИП. 1959. Т. XXXIII. Вып.3. С. 37-41
186. Ильин А.В., Киперман Ю.А. Закономерности поведения элементов- примесей в фосфоритах. Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 2006. Т. 81. Вып.6. С. 54-63.
187. Ильин А.В., Киперман Ю.А. Изотопно – углеродные профили хесенской и чулакиауской свит хубсугульского и каратауского фосфоритоносных бассейнов. Геология и геофизика. 2004. Т.45. № 11. С. 1350 - 1357.
188. Ильин А.В., Блисковский В.З., Дейнекина Р.С., Шмелькова Ю.Ф. Карбонат – фторapatит и карбонат-гидроксиapatит - основные минералы хубсугульских фосфоритов. Литология и полезные. ископаемые. 1984. № 6. С. 144-147.
189. Ильин А.В., Волков Р.И. Верхнерифейский Дархатско- Хубсугульский рифт. Докл. АН СССР. 1978. Т.238. № 6. С. 1422-1425.
190. Ильин А.В., Ратникова Г.И. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии. Литология и полезные и полез. ископаемые. 1971. №1. С. 63-75.
191. Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. В кн.: Бокситы , их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958. С. 267-279.
192. Илялетдинов А.Н. Микробиологические превращения металлов. Алма-Ата. Наука, 1984. 268 с.

193. Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд. Недра.1964. 155 с.
194. Использование фосфогипса в народном хозяйстве. Тр. НИУиФа. 1983. вып. 243. с.5.
195. Кабакова Е.С., Плотникова Л.Я. Геохимия элементов-примесей в фосфоритах. В кн.: Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография. Т.7, М., изд. ВИНТИ, 1973. С. 143-191.
196. Казак В.Г., Ангелов Ф.И., Киперман Ю.А. Эколого-геохимическая оценка фосфатного сырья и удобрений. Горный Вестник Специальный выпуск.1996.С. 76-81
197. Казаринов В.П. Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири. В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Новосибирск . Наука. 1966. С. 3-14.
198. Казаков А.В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1950. С.42-68.
199. Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождения. Тр. НИУИФ. 1939. Вып.145.108 с.
200. Калабин А.И. Добыча полезных ископаемых подземным выщелачиванием и другими геотехнологическими методами. М.: Атомиздат.1981. 302 с.
201. Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. Вып. 7 ГИГХС. М.1962. С.139-191
202. Камисов А.М., Леонова О.Е., Кононов Ю.А. Утилизация фосфогипса с получением материала для производства вяжущих, Ежегодная Межд. Конф. «Сотрудничество для решения проблемы отходов», 2008.С.1-5.
203. Каравайко Г.И. Биогeотeхнология металлов. Под ред Нетрусова А.И. М.: «Наука», 2004. С. 199-220.
204. Каравайко Г.И. Микроорганизмы и их роль в биогeотeхнологии металлов. В кн.: Биогeотeхнология металлов (практическое руководство). М. ЦМП ГКНТ, 1989. С.9-29.
205. Каравайко Г.И. Микробиологические процессы выщелачивания металлов из руд. Центр международных проектов. ГКНТ, М,1984, 88 с.
206. Каравайко Г.И. Микроорганизмы рудных месторождений, их физиология и использование в гидрометаллургии. Автореф. дис. д-ра биол. наук. Ин-т микробиологии АН СССР, 1973. 37 с.
207. Каравайко Г.И., Авакян З.А., Моисеева Р.Н., Шувалова Н.К., Шалавин Н.В. Новые методы обогащения доломитизированного фосфатного сырья. Горный вестник. Специальный выпуск, М., 1996. С. 88-91.
208. Каравайко Г.И., Грудев С.Н. Биогeотeхнология металлов, ее история, задачи и тенденции развития. В кн. Биогeотeхнология металлов. Труды международного семинара и международ-

ных учебных курсов. М., ЦМП ГКНТ. 1985. С.5-7.

209. Каравайко Г.И., Кузнецов С.И., Голомзик А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М. Наука, 1972, 248 с.

210. Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. Известия АН СССР, сер. Геология, 1977, №11, с. 16-21.

211. Келлер Е.М., Покровская Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. Изв.АН СССР, сер. геолог., № 6, 1965.

212. Келлер Е.М., Королев В.Г., Крылов И.Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь – Шань. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4. 1965.

213. Киперман Ю.А., Ксаинов А.А., Ягудин Р.У., Бейзот М.Ю. Геолого-экономический прогноз и поиски новых месторождений фосфоритов в Каратауском бассейне. Экономика минерального сырья и геолого - разведочных работ. ВИЭМС. М.1983. 59 с.

214. Кнубовец Р. Г . Кристаллохимия и свойства апатита. НИИТЭХИМ. М. 1988. с. 46.

215. Кнубовец Р. Г. Результаты исследований фосфоритов методом инфракрасной спектроскопии. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М. Наука . 1976. С. 124-137.

216. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго - запада Русской платформы. Труды ГИН, вып. 121, М.: «Наука», 1965, 327 с.

217. Коробов М.Н. Биостратиграфия и полимерные трилобиты нижнего кембрия Монголии. М. «Наука». 1989. 204 с.

218. Коробов М.Н. Возраст хубсугульских фосфоритов. Изв. АН СССР. Сер.геол.1980. № 5. С. 25 – 36.

219. Коробов М.Н., Миссаржевский В.В. О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасагт - Хайрхан). В кн.: Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: «Наука», 1977. С. 7-9. (Труды ССМПЭ).

220. Костов И. Минералогия. М. «Мир», 1971, 583 с.

221. Коченов А.В., Дубинчук В.Т., Гермогенова Е. В. Форма нахождения урана в фосфатных остатках ископаемых рыб. Сов. геология. 1973, № 3. с.69-77.

222. Красильникова Н.А. Фосфориты Сибири – закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс. М. 1966. 27с.

223. Красильникова Н.А. О флюорите в фосфоритах. Литология и полезные ископаемые, №3, 1963, с.141-144

224. Красильникова Георгиевский А.Ф. В кн.; « Фосфориты и глаукониты », М.,1991 В кн.; « Фосфориты и глаукониты », М.,1991 В кн.; « Фосфориты и глаукониты », М.,1991 Геология и геофизика, №8,1986

225. Красильникова Н.А., Пауль Р.К., Георгиевский А.Ф. Органоморфные фосфориты. Бюлл. Моск.об-ва испытателей природы, отдел геол., т. 60, вып.4, 1985. С. 137-138.
226. Красильникова Н.А., Георгиевский А.Ф., Пауль Р.К. Литологические типы фосфоритов. НИИТЭХИТМ, М., 1984. 40 с.
227. Красильникова Н.А., Смилкстын А.О. Сравнительная характеристика перспективности фосфоритоносных формаций. В кн.: Фосфоритоносные формации юга Сибири. Красноярск. 1972. С.212-216.
228. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г., Шмелькова Ю.Ф., Блисковский В.З., Оболенская Г.А. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской Складчатой области. М., Труды ГИГХС, вып.12, 1968. 150 с.
229. Красильникова Н.А., Смирнов А.В. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955. С.127-140.
230. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1977. 182 с.
231. Крашенинников Г.Ф. Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: «Наука», 1975. 200 с.
232. Крутиков В.Ф. Радиоспектроскопия фосфатных минералов. Автореф. дисс. д. г.-м. н. Казань. Казанский университет. 2002. 235 с.
233. Кузнецов Ю.Я. Фосфоритоносные бассейны северной части Африкано – Аравийской фосфоритоносной провинции. М., 1977. 72 с.
234. Кузнецов С.И. Геохимическая деятельность микроорганизмов в месторождениях полезных ископаемых. Изв. АН СССР. Сер.Био.1972, №3. С. 301-313.
235. Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. Введение в геологическую микробиологию. М., 1962. 239 с.
236. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино - Монгольского массива. М. «Наука». 2004. 190 с.
237. Кузьмичев А.Б. Аналогии венд кембрийской боксонской серии в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива. Геология и разведка. № 4, 1994. С.11-29.
238. Кузьмичев А.Б. О возможности неорганической природы мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна. Литология и полезные ископаемые. №1, 1990. С.132-136.
239. Кук П.Дж., Шерголд Дж. Г. Позднепротерозойские-кембрийские фосфориты и фосфогенез. В кн.: Неметаллические полезные ископаемые Т.15. М. «Наука», 1984. С.31-48.
240. Курман И.М. Об условиях образования фосфоритоносных оболовых песчаников Ленинградской области. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955, с.69-87.
241. Лазаренко Е.К. Минералогия. М., Высшая школа, 1971. 607 с.

242. Лебедев Л. М., Никитина И.Б. Челенкенская рудообразующая система. М. «Наука», 1983 240 с.
243. Лебедев Л. М., Бугельский Ю.Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челенкена. Геология рудных месторождений .1967. Вып. 9. № 3. С. 82-87.
244. Ли Сыгуан. Геология Китая. М.: Изд- во иностранной литературы.1952. 211 с.
245. Либрович В.Л. Связь условий образований месторождений пластовых фосфоритов с активизацией глубинных разломов. В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Материалы совещ. по геологии и генезису фосфоритов. ч.2. Новосибирск. 1968. С. 88-94.
246. Либрович В.Л. Цикличность в геосинклинальных фосфоритоносных толщах на примере отложений Кара-Тау. В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ, Т.72, нов.сер.1, Л.,1962. С. 154-161.
247. Льянзун Э. Закономерности размещения фосфоритовых месторождений Китая. В кн.: 27-геологический конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Доклады. Том 15. М. :, «Наука»,1984.с.68 -75.
248. Ляликова Н.Н. Роль микроорганизмов в миграции некоторых элементов. В кн.: Биогеотехнология металлов. М., ЦМП ГКНТ,1985. С. 117-130.
249. Маслов В.П. Классификация брекчий. Бюлл.МОИП., отд. геол., т. XIV (4), 1938. С. 183-187.
250. Малиновский Ю. М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М., «Недра», 1982. 176с.
251. Марказен З.Х., Лившиц М.М., Крохин Ю.Г. Обзорная информация. Утилизация фосфогипса. Серия - фосфорная промышленность, НИИТЭХИМ, М. 1986. 56 с.
252. Мелинжик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере Северо-востока Балтийского щита). Л., «Наука», 1982. 208 с.
253. Минеев Д.А. Лантоноиды в рудах. М., «Наука», 1974. 236 с.
254. Минеев Д.А. О повышенной итриеносности осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Литология и полез. ископаемые, 1972, № 4, с. 129-133.
255. Минеев Д.А. Лантоноиды в минералах. М., «Недра», 1969. 180 с.
256. Миссаржевский В.В., Мембетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия пограничных слоев Малого Каратау. Тр. ГИН АН СССР,1981, Вып.326. 92 с.
257. Миссаржевский В.В., Розанов А.Ю. К вопросу о корреляции пограничных слоев кембрия и докембрия Сибирской платформы. Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: «Наука», 1975. С. 101-111.
258. Музалевский М.М. Геологическое строение и основные типы фосфоритов Хубсугульско-го месторождения МНР. Автореф. канд. дисс. Казань. 1970. 32 с.

259. Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Эволюция процессов метаморфизма в докембрии Восточно-Саянской складчатой области. *Метаморфические пояса СССР*. Л.: «Наука». 1971. С. 144-152.
260. Обзорная информация. Утилизация фосфогипса. Серия фосфорная промышленность, НИИТЭХИМ, М.: 1986. 57 с.
261. Ониси Х., Санделл Э. Геохимия мышьяка . В сб. : Геохимия редких элементов. Изд-во иностр. лит., М.1959.С.435-492.
262. Онищенко Т. Л. Редкие и радиоактивные элементы в фосфоритах Чилисайского месторождения. Автореф. канд. дисс. М., 1977. 25 с.
263. Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., «Госгеолтехиздат».1951.84 с
264. Орлова Н.В. Литология, условия образования бокситов Боксонского месторождения. В кн.: Бокситы , их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958. С. 282-305.
265. Осокин П.В. Центрально-Азиатская фосфоритоносная провинция (стратиграфия и фосфоритоносность). Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Улан-Уде, 1999, 121 с.
266. Осокин П.В. Центрально-Азиатская фосфоритоносная провинция. Изд-во СО РАН. Улан-Удэ. 1999.120 с.
267. Осокин П.В., Воюш Н.З., Очиров Ю.М. Хромитсодержащие песчаники Ухагольского месторождения фосфоритов в Восточном Саяне. *Геол. и геоф.*, 1990, № 3. С. 41-47.
268. Осокин, П.В., Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф., Семейкин, В.Н. Колесников. Окинский фосфоритоносный район. В кн.: Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск.1980. 229 с.
269. Павловский Е.В., Беличенко В.Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.С. 171-179.
270. Патрунов Д.К. Доломиты и доломитизация. Итого науки и техники. сер. Общая геология . т.17. 1983. 120 с.
271. Пауль Р.К. Литология фосфоритоносных отложений Горной Шории. Автореф. канд. дисс. М. 1983. 20 с.
272. Пауль Р.К., Кнубовец Р.Г. К вопросу о генезисе флюорита в фосфоритах. *Литология и полезные ископаемые* , 1996, № 5, с. 505-515.
273. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1965. 272 с.
274. Плотникова В.И., Смирнов А.И. Фосфориты Селеукского месторождения. Труды ГИГХС, вып.53. Госхимтехиздат. 1959. С. 112-137.

275. Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т.7, № 3. С. 23-41.
276. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М., «Недра», 1980. 208 с.
277. Покрышкин В.И. Геология и закономерности размещения верхнемеловых и палеогеновых фосфоритовых месторождений Восточномедиземноморской области. Автореф. канд. дисс. М. 1970. 19 с.
278. Покрышкин В. И., Зубкова И.М., Школьник Э.Л. Эпохи фосфатонакопления - закономерное распределение крупнейших концентраций фосфоритов в геологической истории Земли. В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. С. 25-36.
279. Покрышкин В.И., Сулиды – Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Фосфоритоносные бассейны Северной части Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. М. 1977. 70 с.
280. Польшкин С. И., Адамов Э.В., Панин В.В., Каравайко Г.И., Юдина И.Н., Аслануков Р.Я., Гришин С.И. Чановый процесс бактериального выщелачивания. Технология и схемы переработки концентратов цветных металлов. В кн.: Биотехнология металлов. Труды Международного семинара и Международных учебных курсов. М., ЦМП ГКНТ. 1985. С. 245-266.
281. Польшкин С. И., Адамов Э.В., Панин В.В. Технология бактериального выщелачивания цветных и редких металлов. М. «Недра», 1982. 288 с.
282. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. С.- Петербург. 2008. 132 с
283. Поташник Б.А., Магер В.О., Георгиевский А.Ф., Авакян З.А., Финогенова Т.В. Биотехнология – новое направление в обогащении зернистых и других типов фосфоритов. В кн.«Фосфориты и фосфогенез» Черкассы, 1992. С. 29-31с.
284. Прошлякова Н.Г., Романов В.Л., Гонгалюк Н.Г. Геохимия элементов – примесей (V,Cr, Cu, Ni, Zn, Pb, As) в фосфоритоносных отложениях месторождения Джанатас (бассейн Малого Каратау). Геохимия, N.3, 1987, 369-374 с.
285. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940. т.1, 470 с.
286. Рагозина А.Л., Жегалло Е.А. Микробиота хэсэнской свиты северо – запада Монголии. Тезисы международного симпозиума «Проблемы фосфатной геологии». М., 1995. С. 15-16.
287. Ратникова Г.И. Литология фосфоритов восточной части Хубсугульского бассейна (МНР). Автореферат дис. к.г.м.н., М.1979. 27 с.
288. Риггс С.Р. Фосфоритовая седиментация на Флориде – модель фосфогенной системы. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., «Мир». 1983. С. 85-141.

289. Риггс С. Структурный контроль миоценового фосфатонакопления – прибрежная равнина и континентальный шельф юго-востока США. В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск. 1982. С. 149-150.
290. Рожкова Е.В., Кузнецова Э.Г., Васильева Э.Г. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических, сульфидных, и других минералов в осадочных толщах. Литол. и полез. ископ. 1965. № 4. С. 83-91.
291. Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии. Литология и полезных ископаемых. № 3.1989. С. 67-83.
292. Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. Некоторые аспекты изучения древнего фосфатонакопления. Проблемы геологии фосфоритов (Тезисы докладов и путеводитель IV Всесоюзного совещания), Талин. Изд-во АН ЭССР. 1988. С. 33 -34.
293. Розен О.М., Нистратов Ю.А. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам. Советская геология, 1984, № 3. С.76-83.
294. Ронов А.Б. Стратисфера и осадочная оболочка Земли. М.: «Наука», 1993. 144 с.
295. Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск. 1983. С.19-43.
296. Росси Дж. Подземное и кучное выщелачивание. Выщелачивание в отвалах. Биогeотехнология металлов. Практическое руководство. М. ЦМП ГКНТ, 1989. С.228-299.
297. Русинов Л.А Структурно тектоническая классификация фосфоритовых месторождений. ДАН СССР, т 124, №6, 1959. С. 896-897.
298. Русинов Л.А. Геологические предпосылки для поисков фосфоритов. Бюлл. научно-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 5, 1958. 17 с.
299. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л. «Недра», 1969. 671 с.
300. Савенко В. С., Савенко А. В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле . – М.: ГЕОС, 2007. 248с.
301. Савенко В.С. Основные закономерности поведения фосфора в поровых водах морских и океанических осадков. Литология и полез. ископаемых. 1990. № 5. С. 21-33.
302. Саранчина Г.М., Шинкаров Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. М. «Недра», 1973. 390 с
303. Сахарова М.С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья. С.146-180
304. Семейкин И.Н. Строение разрезов позднедокембрийской фосфоритоносной формации Восточного Саяна и их корреляция с разрезами Хубсугульского месторождения МНР. В кн.:

- Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск. 1982. С. 99-110
305. Семейкин И.Н., Колесников В.Л., Белоголовов В.Ф., Храпаль Ю.И. Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов. Геология и геофизика, № 9.1976. С. 82-91.
306. Семенов Е. И., Холодов В.Н., Баринский Р.Л. Редкие земли в фосфоритах. Геохимия, 1962, № 5, с. 434-439.
307. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. Изв.АН СССР,сер.геол., № 4, 1967. С. 87-102.
308. Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии докембрия. Диссертация докт. геол.-мин. наук. М. 2003. 319 с.
309. Скиба Н.С. Геохимия стронция и бария. Фрунзе. 1970. 238с.
310. Скляр Е.В., Постников А.А. Надвиговая тектоника юго-восточного Саяна и северного Прихубсугулья. Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН. 1992 б. С. 50 -51.
311. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., «Недра», 1972. 194 с.
312. Смирнов А.И., Буробина Т.Я., Журавлева Э.К., Карпова Н.М., Платова М.Н. К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритных руд Прибалтийского бассейна. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., 1974. С. 52-68.
- 313.Современные гидротермы и минералообразование.Ред.Л.М.Лебедева М. Наука,1977.202 с.
314. Созинов Н.А., Казанцев В.А. О фосфоритоносности протерозойских отложений районов КМА. Литология и полез. ископаемые. 1978. №1. С. 148-151.
315. Соколов А.С. Генетическая классификация месторождений фосфатных руд. Известия ВУЗ. 1995. № 5. С. 59-68.
316. Соколов Б. А., Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление в геологии. Отеч. Геология. 1993. № 1. С. 64-75.
317. Соколова Г.А., Каравайко Г.И. Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. М.: «Наука». 1964. 333 с.
318. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Усова Т.Ю. Минеральное сырье. Иттрий и лантаноиды. Справочник. М., ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 69 с.
319. Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н.Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. М. «Недра»,1986. 181с.
320. Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в Тихом океане. Литология и полезные ископаемые. № 4, 1977. С. 65-92.

321. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: «Госгеолиздат», 1963. 534 с.
322. Страхов Н.М. Климат и фосфатонакопление. Геология рудных месторождений, 1960, № 1. С. 3-5.
323. Страхов Н.М. Детали реконструкции физико-географической обстановки в древних морских водоемах. В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т.2. М., 1957, С. 402-437.
324. Сырьевая база и производство фосфатного сырья. Европа и Азия. № 3, вып.2, Люберцы, 1989.155 с.
325. Табылдиев К.Т. Закономерности размещения фосфоритоносных формаций Южного Казахстана и перспективы поисков фосфоритов. Автор. д.-г.м. н. Шевченко. 1979. 37 с.
326. Табылдиев К.Т., Киперман Ю.А., Тимченко А.И. Каратауский фосфоритоносный бассейн. Алма-Ата.1978. 39с.
327. Тамбиев С.Б., Батулин Г.Н. Редкоземельные элементы в процессе океанского фосфоритообразования. Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3-15.
328. Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Суэ Яосон, Юи Цунлю. Фосфоритоносный бассейн платформы Янцзы, Китай. В кн.: Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток. Дальнаука,1999. С. 9-20.
329. Тан Тяньфу, Школьник Э. Л., Суэ Яосон, Юи Цунлю. Определение условий образования синийских и раннекембрийских зернистых фосфоритов региона Янцзы, Китай. Горный вестник, специальный выпуск, 1995. С. 23-30.
330. Терлеев А.А., Постников А.А., Карлова Г.А., Наговицин К.Е., Сушакова А.В. Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна (венд-ранний кембрий). Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск 1998 (2), т. 1. С. 312-314
331. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Гипс. Выпуск 50.М. Госгеолиздат. 1959. 42 с.
332. Тушина А.М., Усанова В.Г., Краснов А.А., Кочетова В.Е. Новые данные по метаморфизму фосфоритов Каратау. В кн.: Промышленность горно-химического сырья. М. 1997. С.1-4.
333. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: «Недра»,1980.462 с.
334. Черенкова Г.И. Изучение анионных группировок в апатите методом ИК-спектроскопии. Дисс. канд. хим. н., М., 1981. 217 с.
335. Черкашина Т.Ю. Геохимия фосфоритов юга Сибири и севера Монголии. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 2010. 19 с.
336. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: « Из-во АН СССР», 1955, 671 с.

337. Фаттах –Набиль. Геологическое строение фосфоритов бассейна Гафса (Тунис) и их геохимическая специализация. Дисс. доктора г.-м.-н. М.2005. 129 с
338. Федотова А.А. Покровное строение юго-восточной части Восточного Саяна и этапы его формирования. Дисс. к. г.-м.-н. М.2009. 190 с
339. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.А., Каргаполов С.А., Гибшер А.С. Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии. Геотектоника, № 3,1995, С. 3-22.
340. Филатова Л.И. Главные черты и особенности строения протерозойских рифогенных структур Восточно-Европейской и китайских древних платформ (протоавлакогены и авлакогены). Вестник Московского университета.Сер.4. Геология.2007. N2. С.15-29.
341. Филин В.Н., Нестерчук И.Т., Шевченко А.А. Использование в цементном производстве фосфогипса, полученного из фосфоритного сырья, Экология и промышленность. № 4 (5), 2005. С. 54-56.
342. Фоминский В.И. Стратиграфия и условия формирования отложений сеномана района Воронежской антеклизы. Автореф. канд. дисс. М.,1973. 18 с.
343. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск. Наука. 1980. 229 с.
344. Ховард П.Ф., Хаф М. Дж. О геохимии и происхождении фосфоритовых месторождений Ди –Три, Уонарах и Шеррин-Крик бассейна Джорджина на севере австралии. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М. Мир. 1983. С. 180-222.
345. Холодов В. Н. Эпохи фосфатонакопления и биохимия фосфоритов. Литология и полезные ископаемые. 1997. №7. С. 563-576.
346. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Литология и полез. ископаемых. 1990. № 6. С.3-26.
347. Холодов В. Н. Редкие элементы в месторождениях фосфоритах. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука. 1966, С. 685-703.
348. Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. Тр. ИМГРЭ, вып.17, М., 1963. С. 67-108.
349. Холодов В. Н., Пауль Р.К. Проблемы генезиса древних фосфоритов. Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С.110-126.
350. Холодов В. Н., Минеев Д.С. Редкие элементы в фосфоритах. В кн.: Вещественный состав фосфоритов. М., Наука, 1979. С.46-65.
351. Холодов В. Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976. С. 29-42.
352. Хабаков А.В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, 1951. С. 24-32

353. Хоментовский В.В. Юдомий Сибири, венд и эдиакарская система международной стратиграфической шкалы. Стратиграфия. Т.16, № 6, 2008, с.3-31.
354. Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам. Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 4. С. 503-515.
355. Хоментовский В.В. О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии. Геология и геофизика. № 1, 1985. С. 6-12.
356. Хоментовский В.В. О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири. В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., 1975. С.11-42.
357. Хоментовский В.В., Пак К.Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха – Гол (Восточный Саян). В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Новосибирск.1985. С.76-106.
358. Хоментовский В.В., Шенфель В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., 1972. 356 с.
359. Хорвард П. Геология и генезис фосфоритов Ди - Три. В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск. 1982. С. 151-153.
360. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Избранные тр., т.3.М., «Наука», 1955. Вып.2. С. 3-100.
361. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: Сопещение по осадочным породам, вып.2 М.: Из-во АН СССР, 1955, С.135 -141.
362. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1969. 415 с.
363. Шенфель В.Ю., Якшин М.С. Новые данные по стратиграфии позднедокембрийских отложений бассейна р. Тонко. В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., 1975. 250 с.
364. Шилов В.В., Бельтнев В.Е., Иванов В.Н. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте «Зенит -Виктория» (20⁰ 08 с.ш.) и «Петербургское» (19⁰ 52 с.ш.). Доклады АН. 2012.Т.442. № 3.С. 383-389.
365. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностран. лит-ра, 1950. 554 с.
366. Школьник Э.Л., Еганов Э.А., Соколов А.С., Георгиевский А.Ф. О «Новой генетической модели фосфоритообразования». Критический анализ публикаций В.Н. Холодова и Р.К. Пауль. Литология и полезные ископаемые, №1. 2000. С. 94-97.
367. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Еганов Э.А. О происхождении фосфатных зерен (пеллет) фосфоритов формации Фосфория, США. Литология и полезные ископаемые, №5,1992. С. 126-133.

368. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Еганов Э.А. Современное состояние проблемы формирования месторождений фосфоритов. К 100-летию со дня рождения Андрея Сергеевича Соколова: Сборник научных статей и воспоминаний. М.: И.П., 2013. С. 8-11.
369. Щербина В.В. Основы геохимии. М. «Недра», 1972. 295 с.
370. Юдин Н.И. Сравнительная характеристика вещественного состава зернистых фосфоритов западной пустыни АРЕ и Средней Азии. В кн.: Литология и генезис фосфоритоносных отложений СССР. М., «Наука», 1980. С. 198-215.
371. Юдин Н.И. Рифейские фосфориты юго – восточной Тувы. Литология и полез. ископаемые. 1965. №3. С. 51-57.
372. Язмир М.М., Крутиков В.Ф. Сравнительная кристаллохимическая характеристика фосфата кальция фосфоритов и апатитов. Проблемы геологии фосфоритов. Тез. докл. 6 Всес. сов. Таллин. 1988. С.26.
373. Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья в Сибири. Бюллетень МОИП. Отд. геолог. 1964.Т.39. №5. С. 3-11.
374. Яншин А.Л., Жарков М.А. Эпохи и эволюция фосфатонакопления в геологической истории. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. т.61, вып. 2. С.7-19.
375. Яхонтова Л.К., Нестерович Л.Г. Зона гипергенеза рудных месторождений как биокосная система. М., МГУ, 1983. 57с.
376. Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза. Владивосток. Дальнаука. 2000. 331 с.
377. Abdallah A.M., Mahfouz S., Razek T.M. Mineralogical and geochemical studies on some Egyptian phosphates (Southern Egypt). Chem. Erde, bd XXXI, N 3-4, 1972, p.305-320.
378. Altschuler Z. S. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites. Part 1. Characteristic abundances and enrichment. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 29; 1980, p. 19-30
379. Altschuler Z. S., Cuttitta F., Berman S. Rare Earth in Phosphorites – Geochemistry and Economic Potential.-U.S.Geol.Survey Prof. Paper.575-B,1967, p.154
380. Altschuler Z. S., Clarke R.S., Young E.Y. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite US. Geol. Surv. Profess. Pap 1958. Vol.314-D.P. 45-90.
381. Ames L.L. Some cation substitutions during the formation of phosphorite from calcite. Ibit. Geol. 1960. Vol.55, N 2. P. 354-362.
382. Atlas of Microorganisms from Ancient Phosphorites of Khubsugul (Mongolia). Huntsville, Alabama, USA, 2000. P.167.
383. Bacterial processes the treatment of low-grade uranium ores. Recovery uranium, Vienna, 1975. Auth.: Gow W. A., McCreedy H.H., Ritcey D. T., Ramara V.M., Herrison V. F., Lucal B.H.

384. Chudhuri R. Stromatolitic Phosphorite in Jhamarcotra. Geol. Surv of India. 1980. №44. P. 330-339.
385. Cook P.J., Sheroid J. H. Proterozoic and Cambrian phosphorites of Asia and Australia. In Fertiliser mineral potention of Asia and Australia. Gonolulu: G.-W. Resource Syst. Inst., 1980, p.207-223.
386. Cook P.J. Phosphogenesis around the Proterozoic –Phanerozoic transition/ Journ of the Geol. Soc. 1992. V. 149. P. 615-620.
387. Cook F., McElhinny M. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. Econ.Geol., 1979,v.74, № 2,p.315-330.
388. Cook P.J. Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of Nortwest Queensland. Australia. Econ.Geol., 1972, 67,p.1193-1213
389. Duncan D, V. e. a. Recent advances in the microbiological leachingof sulphides. Trans. Amer.Inst. Mining Engeneers, 1967. p.67-70.
390. Ehrlich H.L. Geomicrobiology: Its significance for geology. Earth Sci.Rev.1998.Vol.45,N1-2. P 45-60
391. Flicoteaux R., Trompette R. Cratonic Early Cambrian phosphorites of West Africa: Palaeoceanographic and chemical contents. Palaeogeogr., Palaeociimatol., Palaeocol. 1998.V139.P.107-120.
392. Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R.A., Smith R. H. Rare earth distributions inmarine environments. J. Geophys. Res. 1963.Vol. 68, N 14.P.4209-4217,
393. Gulbrandsen R.A. Minor elements in phosphorites of Phosphria Formation.Econ. Geol.1960,v.55, N ,p.1876.
394. Harland W,B. Evidence of Late Precambrian glaciation and its significance. In: Problems in Paleoclimatology. Ed. A. E. Naim. London, 1964.P.119-149.
395. Hendrix M.S.,Byers C.W. Strtigraphy and sedimentology of Permian strata, Unita Mountains, Utah: allostratigraphic controls on the accumulation of economic phosphate. SEPM. Sp. Publ. 2000.V.66.P.241-259.
396. Hoffman P.F., Kaufman A,J., Halverson P., Schrag D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science, 1997. V. 281. P. 1342-1346.
397. Holcomb D.W., Joung R.A. Thermal decomposition of human tooth enamel. Calcified. Tissul. Abeatrs,1980.v31. №3, p.189
398. Ilyin A. V. Rare – earths geochemistry «old» phosphorites and probability of direct synsedimentational precipitation and accumulation of phosphate. Chem. Geol. 1998 a. V.144.P. 243-256.
399. Ilyin A. V.,Volkow R.I. Uranium geochemistry in «old» phosphorites. Geochemistry International. 1994. N 7. P.1042-1051.
401. Ilyin A. V., Ratnikova G. I. Rare – Earth distribution in the Khubsugul Phosphorites (Mongolia). Geochem International. 1976.V. 13. N5. P. 53-56.

401. Jarvis I, Burnett W., Baturin G.N. Geochemistry of phosphorite – state of the art. *Eclogae geol. Helv.* 1994, V 87. N 3. P. 643-671
402. Keyser de F., Cook P. Geology of the Middle Cambrian phosphorites of the Georgina Basin. *Austr. B.M.R. Bull.* 1972. N.138. 80p.
403. Knoll A., Walter M., Narbonne G., Christie –Blick N. Three (Best Places) for Ediacaran period. *Episodes.* 2004. V.27. P.222.
404. Kolodny Y, Kaplan I.R. Deposition of uranium in the sediment and interstitial water of an anoxic fjord. *Proc.Symp.on hydrogeochemistry and biogeochemistry.* Tokyo. 1973. Vol.1. P.418-442.
405. Krauskopf K.B. Sedimentary deposits of rare metals. *Econ.Geol.* Fiftieth. Anniver. Volum, 1905-1955, 1955, pt. I, p. 411-463.
406. Lucas J., Ilyin A., Kuhn A. Phosphorites of the Volta basin. In: *Phosphate Deposits of the World.* Vol.1. Eds. P. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 321-330
407. Lucas J., Abbas M. Uranium in natural phosphorites: Syrian example. *Bull. Sci. Geol. Strasbourg.* 1989. Vol.42. P. 223-236.
408. Mansfield G. The role of fluorine in phosphate deposition. *Amer. J.Sci.,* v. 238. №12, 1940.
409. McArthur J. M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova.* 1994. Vol. 6. P. 331- 358.
410. McArthur J. M.. Systematic variations in the contents of Na, Sr, CO₃, and SO₄ in marine carbonate-fluorapatite and their relation to weathering. *Chem. Geol.* 1978b Vol.21. N.1/2. P.89-112.
411. McArthur J. M., Walsh J. N. Rare – element geochemistry of phosphorites. *Cem. Geol.* 1984. Vol. 47. P. 191-220
412. McArthur J. M., Sahami A.R., Thirlwall M. et al. Dating phosphogenesis with strontium isotopes. *Geochim. et cosmochim. acta.* 1990. Vol. 54. P.1343-1351.
413. McArthur J. M., Thirlwall M.F., Chen M. et al. Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: Numerical calibration of the strontium isotope curve and intercontinental correlation for the Campanian. *Paleoceanography.* 1993. Vol, P. 859-873.
414. McConnell D. Apatite: Its crystal chemistry, mineralogy, utilization, and geologic and biologic occurrences. N.Y.: Springer, 1973, 111 p.
415. McGregor R. Recovery of U₃O₈ by underground leaching. *Canad. Minigb and Metallurg. Bull.,* 1966, v.59, N 648, p.583.
416. McKelvey V.N. Uranium in phosphate rock. *US Geol. Surv. Profess. Pap,* 1956. N 300. P. 477-481.
417. McKelvey V.N., Sheldon R.P. The Phosphoria, Parc City and Shedhorn Formations in the eastern Phosphate Field. *USGS Prof. Papers.* 1959. N 313-A. 113 p.
418. Mukti Nath. Phosphate deposits in Rajasthan. *Indian minerals,* 1967, v.2, N2, April – June.

419. Muovinen O. H., Kelly D.P. Use of microorganisms for the recovery of metals. *Sut. Met. Revs*, 1974, N 19, March, p.21-23.
420. Murrey J., Renard A.F. Deep sea deposits, «Challenger» Report. *Proceedings Royal. Soc. Edinburgh*. 1891.v.18.287 p.
421. Mansfield G. The role of fluorine in phosphate deposition. *Amer. J.Sci.*, v. 238. №12, 1940.
422. Nielsen H., Rieke W. Schwefel – Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland. Ein Beitrag zur Kenntnis von S^{34} in Meerwasser-Sulfat. *Sedimentica et cosmochim. Acta*. 1964. v 28, No.5
423. O' Brian G.W., Veeh H.H., Cullen D.J. Sea-floor weathering of phosphorite nodules off East Australia: Its effect on uranium oxidation state and isotopic composition. *Geochim. Et cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51. N4.P. 2051-2064.
424. Peck H.D. Comparative metabolism sulfur compounds in microorganisms. *Bacteriol.*, 1962, v.26, N157.
425. Prevot Liliane, Lucas Jacques, Composites de quelques elements traces dans les phosphorites. *Sei.gel.Bull*.1979,32,№1,22
426. Phosphate deposits of the World. V. 1.Proterozoic and Cambrian phosphorites. Eds: Cook P.J. and Sheigold J.H. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1986.384 p.
427. Phosphate deposits of the World. V. 2. Phosphate rock resources. Eds: Sheldon R. and Notholt A. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1989. 495 p.
428. Phosphate deposits of the World. V. 3. Neogene phosphates. Eds: Burnett W. and Riggs S. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1990. 297 p.
429. Piper D.S., Baedeker P.A., Crock J. G. et al. Rare earth elements in the phosphatic – enriched sediments of the Peru shelf. *Mar. Geol.*1988. Vol.80,N3/4.P. 269- 285.
430. Roe K.K., Burnett W.C. Uranium geochemistry and dating of Pacific island apatite. *Geochim.et cosmochim. Acta*. 1985. Vol.49.P.1581-1592.
431. Russel R.T., Trueman N. A. The geology of the Duchess Phosphate Deposits, Northwestern Queensland, Australia. *Ecn. Geol.*, 1971, v. 66, N 8, p. 1186-1214.
432. Seigmund H. Microfacies, geochemistry and genesis of Lowermost Cambrian phosphorites of South China. *Publ. National Museum Natur. Sci*. 1997.N.10.P.143-160.
433. Tang Tianfu, Zhang Junming, Yang Wanrong et al. The depositional environments of the carbonates and the phosphorites from Upper Sinian in S. W. China. *Journal of stratigraphy*.1980. V.4. P. 264- 272.
434. Tooms Y.S., Summerhayes C.R., Cronan D.S. Geochemistry of Marine Phosphate and Manganese Deposits. *Ocean. Mar.Biol.Ann.Rev*.1969,v. 7,p.49-100.
435. Tremearn T., Jacob K. Arsenic in natural phosphates and phosphate fertilizers. *U.S.Dept.Agric.,Techn-Bull.*, №781,1941, p.17-21

436. Trompette R., Affaton P., Joulia F., Marchand J. Stratigraphic and Structure controls of Late Precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa. *Econ. Geol.*, 1980, v. 75, N1, p.62-70.
437. Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1989. V. 17. P. 141-167.
438. Wittaker E.J, Muntus R. Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim. et cosmochim. acta.* 1970. Vol. 34. P.945-956.
439. Zu. m. c. Matin A., Pitlenberg S.C. Inhibition of growth of obligately chemolithotrophic Thiobacilli by amino-acids. *Arch. Microbiol.*, 1971. Bd 79, S. 354.
440. Алексеев Ю.А., Грачев В.С., Кудрявцев В.В., Сгурдеев И.П. Геология и полезные ископаемые междуречья Урика и Онота (В.Саян). Отчет Даялыкской партии по геологической съемке м-ба 1 : 50 000 рф 1964-66 (Листы 47-143А и Б). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1966.
441. Асипов А.А., Георгиевский А.Ф., Шмелькова Ю.Ф., Шинкоренко С.Ф., Никитин Е.Н., Хрящев С.В., Жаворонок В.И. Типизация руд, вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд Онголигнурского участка Хубсугульского месторождению Люберцы, 1987.
442. Асипов А.А., Шмелькова Ю.Ф., Платова М.Н., Никитин Е.Н., Мелихова Ю.А., Жаворонок В.И., Баскатова М.М. Краткий отчет о результатах исследования вещественного состава и обогатимости 3-х лабораторных технологических проб фосфоритовых руд Бурэнханского месторождения в МНР массой по 1000кг. ГИГХС, Люберцы, 1982.
443. Асипов А.А., Дейнекина Р.С., Самойлов Ю.А., Шинкоренко С.Ф., Ратобыльская Л.Д. Изучение вещественного состава и обогатимости 3-х лабораторных технологических проб фосфоритовых руд Бурэнханского месторождения фосфоритов в МНР весом 250кг. Люберцы. 1982.
444. Белоголовов В.Ф., Мартос А.С. Результаты поисковой разведки Ухагольского месторождения и поисково – разведочных работ на фосфориты в пределах Боксон – Сархойского синклинория. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1974.
445. Бутов Ю.П., Воронцова Г.А. Новые данные по стратиграфии и полезным ископаемым юго-восточной части Восточного Саяна. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1977.
446. Бутов Ю.П., Ивченко И.П. Новые данные по стратиграфии палеозоя южного крыла Окинского синклинория (Восточный Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1984.
447. Бутов Ю.П., Прихотько В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые Забит – Сархойского междуречья. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1974.
448. Бутов Ю.П., Ральф Л.И., Юнченко И.Т. Литолого-палеогеографические карты Бурятской АССР. Поздний протерозой. М-б 1: 500 000. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1966.

449. Волколаков Ф.К., Ильина Н.С., Самбург А.Л. Геологическое строение Боксон – Сархойского синклинория (Восточный Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1956.
450. Воронцова Г.А., Разбойников Г.Н. Биостратиграфическое расчленение карбонатных толщ Восточно – Саянского района. Иркутск, 1984.
451. Георгиевский А.Ф. Строение и вещественный состав фосфоритоносных отложений Харанурского месторождения фосфоритов и ряда фосфоритопроявлений ЮВ Саян. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1980.
452. Гуревич Б.Г. Новые фосфоритоносные участки в советской части Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1977.
453. Гуревич Б.Г., Мазур В.М. Фосфориты северной части Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1976.
454. Гуревич Б.Г., Блисковский В.З., Жаворонок В.И., Задко Н.И., Васильева Н.И. Изучение обогатимости четырех проб фосфоритовых руд Хубсугульского месторождения. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1975.
455. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. Изучение вещественного состава фосфоритов Ухагольского месторождения с целью выделения геолого - промышленных типов руд. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1975.
456. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. Краткая характеристика строения и вещественного состава фосфоритоносной толщи Ухагольского месторождения. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1974.
457. Гуревич Б.Г., Хмелев Ю.М. Фосфоритоносность кембро-рифейских отложений юго-восточной части Восточного Саяна. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1973.
458. Егорова Н.Н. Вещественный состав фосфоритов Обогольского участка Ухагольского месторождения (по технологической пробе 5). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1973.
459. Ефремов Ю.Е., Ставский Э.Ф., Такайшвили Г.К., Криворученко А.М. Геологическое строение и полезные ископаемые рек Диби и Хоре (Вост.Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1967.
460. Жаворонок В.И., Задко Н.И., Васильева Н.И., Журавлева Э.К., Блисковский В.З., Буробина Т.Я. Изучение вещественного состава и обогатимости фосфоритовой руды Ухагольского месторождения (пробы 6 и 7). Фонды ГИГХС, Люберцы, 1974.
461. Краснов А.А., Шмелькова Ю.Ф., Асипов А.А., Жаворонок В.И., Баскакова М.И., Гальперин В.И., Недосекен А.Г. Вещественный состав и горно-технологическая оценка и подготовка исходных данных для ТЭС по Унечскому месторождению фосфатных песков. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1991.
462. Калмыков А.Ф. Гапеев А.П. Отчет о геолого-поисковых работах в бассейне рек Боксона, Оки и Китоя (фосфориты и апатиты). Фонды ГИГХС. Люберцы 1950.

463. Катюха Ю.П. Биостратиграфическое расчленение отложений ордовика-силура Окинско-го синклиория (Восточного Саяна). Улан – Удэ, 1988.
464. Ключников А.И., Темников Ю.И. Фосфоритоносность карбонатных толщ междуречья Дибь-Ока-Урик (Восточный Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1983.
465. Кокунин В.В., Важенина Е.В. Состояние изученности и геологическое строение Харанурского и Боксонского месторождений фосфоритов (Материалы к ТЭО о дальнейшем направлении геологоразведочных работ на месторождениях фосфоритов в Восточном Саяне). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1981.
466. Кокунин В.В., Важенина Е.В. Харанурское месторождение фосфоритов. Результаты поисковых работ на Харанурском месторождении и в бассейне верхнего течения р. Улзыта. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1979.
467. Косинов В.С., Киреев А.С., Лбов В.А. Отчет о результатах геологоразведочных работ Советской геологической экспедиции в МНР за полугодие 1985г. Улан –Батор, 1985.
468. Красильникова Н.А., Шмелькова Ю.Ф., Гуревич Б.Г., Оболенская Г.А. Прогнозная оценка фосфоритоносности районов Сибири и Дальнего Востока. Фонды ГИГХС. Люберцы. 1960.
469. Куликов Ю.И., Шубин Г. М. и др. Результаты поисков фосфатного сырья в бассейне рр. Забита, Боксона и Дибь (Восточный Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1986.
470. Мартос А.С., Мурзин В.Н, Мурзина С.Б. Ухагольское месторождение фосфоритов. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1976.
471. Осокин П.В., Арсентьев В.П., Арсланов В.Ю., Мелентьев А.М., Тен В.В., Кинаш Ю.В., Музюкин Л.А., Смолев В.И., Осокина И.З.,Моторин В.В., Иванов Б.Н., Савченко Ю.Э., Прихолько В.П., Агарсян Л.В., Долгоруков П.И. Отчет о результатах детальной разведки Бурэнханского месторождения фосфоритов в МНР за 1081 – 1984 годы с подсчетом запасов. Улан – Батор, 1985.
472. Осокин П.В., Бардаханов Н.Б., Дарижанов А.Д. Прогнозная оценка фосфоритоносности и марганценосности докембрийских и нижнекембрийских отложений Бур. АССР. Фонды ПГО Бурятгеология. Улан-Удэ. 1973.
473. Осокин П.В. Фосфоритоносность докембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна, Южного и Восточного Прибайкалья. Дисс. На соискания учен. степени к. г. – м.н. Фонды ПГО «Бурятгеология». Улан-Удэ, 1972.
474. Осокин П.В., Хлыстов П.А., Пилипенко В.И., Алексеев В.И., Приходько В.Н., Степин Б.Г., Айсуев Д.С., Хохлов В.Д. Фосфоритовые месторождения Западного Прихубсугулья (МНР). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1975.

475. Панова Р.М., Ветрова Ю.Ф. Лабораторные исследования обогатимости пробы №1 фосфоритной руды Боксонского проявления (Бур.АССР).Фонды ПГО«Бурятгеология»,Улан-Удэ, 1974.
476. Панова Р.М., Ветрова Ю.Ф., Попова Т.Г. Лабораторные исследования обогатимости фосфоритовой руды Ухагольского месторождения. (Бур.АССР). (проба 1 и 2). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1972.
477. Панова Р.М., Егорова Н.И. Лабораторные исследования пробы №4 фосфоритовой руды Ухагольского месторождения. Бур.АССР. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1973.
478. Петрова И.В., Егорова Н.И. Лабораторные исследования обогатимости фосфоритовой руды Харанурского месторождения (проба №1). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1979.
479. Поташник Б.А., Георгиевский, Романов В.Л., А.Ф., Магер В.О., Медведева О.А., Финогенова Т.В., Смирнов Ю.М. Отчет о результатах лабораторно-укрупненных испытаний биогеотехнологического метода обогащения фосфорсодержащего сырья Израиля. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1993.
480. Поташник Б.А., Георгиевский, Романов В.Л., А.Ф., Магер В.О., Медведева О.А., Авакян З.А., Финогенова Т.В. Разработка в укрупненном масштабе микробиологического метода обогащения карбонатсодержащего фосфатного сырья. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1993.
481. Поташник Б.А., Георгиевский, Романов В.Л., А.Ф., Магер В.О., Авакян З.А., Медведева О.А. Разработка в лабораторно-укрупненном масштабе метода микробиологического обогащения фосфорсодержащего горно-химического сырья. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1992.
482. Поташник Б.А., Георгиевский, Романов В.Л., А.Ф., Магер В.О., Авакян З.А.Возможность разработки эффективных биогеотехнологических методов обогащения бедных коренных фосфоритовых руд Софроновского месторождения. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1991.
483. Поташник Б.А., Георгиевский, А.Ф., Магер В.О., Моисеева Р. Н., Авакян З.А. Установление принципиальной возможности применения биотехнологии для селективной деструкции минералов и интенсификации процессов обогащения горнохимического сырья. Фонды ГИГХС, Люберцы, 1990.
484. Прудовский Э.Л., Белоголовов В.Ф., Мартос А.С., Арсентьев В.П., Мелентьев А.С. Результаты поисковой разведки Ухагольского месторождения. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1975.
485. Рещикова Т.П., Егорова Н.Н. Лабораторные исследования обогатимости пробы №12 фосфоритовой руды Ухагольского месторождения. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1975.
486. Рещикова Т.П., Суранова Н.А. Лабораторные исследования пробы №11 фосфоритовой руды Ухагольского месторождения. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1974.

487. Решикова Т.П., Попова Т.Г. Лабораторные исследования обогатимости фосфоритовой руды Ухагольского месторождения. Бур.АССР (проба №10). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1974.
488. Рогачев А.М., Катюха Ю.П., Ключников А.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ока – Б.Белая - Урик (В.Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1980.
489. Рошкетаяев П.А., Балдыханов В.В, Ставский Э.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Урдо-Босона и Хоре (Вост.Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1976.
490. Семейкин И.Н., Колесников В.П., Витенберг, Т.Б. , Дольник Т.А . Титоренко Т.Н. Прогнозная оценка фосфоритовых и бокситовых руд верхнерифейско-нижнекембрийской карбонатной формации юго – восточной части Восточного Саяна. Фонды ВостСибНИИГГиМС, Иркутск, 1980.
491. Семейкин И.Н., Витенберг Т. Б. Литология отложений позднего докембрия Боксон – Сархойского прогиба. Фонды ВостСибНИИГГиМС, Иркутск, 1980.
492. Семейкин И.Н., Колесников В.П., Акимова А.А., Витенберг Т. Б., Донцов В.В., Храпаль Ю.И. Литолого - геохимические и фациальные условия рудоносной толщи Боксонского и Ухагольского прогибов с целью установления закономерностей формирования промышленных типов фосфоритовых и бокситовых руд. Фонды ВостСибНИИГГиМС, Иркутск, 1976.
493. Ставский Э.Ф., Николаев А.Е., Рошкетаяев П.А., Балдыханов В.Б., Луньков В.В., Гунькова В.С., Рошкетаяева Е.М., Криворученко А.М., Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Шумак. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан-Удэ, 1973.
494. Соколов А.С., Асипов А.А., Георгиевский А.Ф., Шмелькова Ю.Ф. , Клубничкин Е.К., Шинкоренко С.Ф., Жаворонок В.И. Исходные данные ТЭО проекта временных кондиций южной части Хубсугульского месторождения в МНР. Люберцы, 1987г.
495. Тен В.В., Божко А.Д., Моторин В.В., Алексеев Б.П., Суворов В.А., Светличный С.И, Ламухин Ф.М, Мазепа, А.Л.Убеев, В.А. Рыбинцев. Отчет о результатах поисково – оценочных работ и предварительной разведки Джихаинского и южной части Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения фосфоритов в МНР за 1984-85 года с подсчетом запасов на 1.01. 86г. Улан-Батор, 1986г.
496. Тен В.В., Карев В.П., Мазепа Т.Я. и др. Материалы к ТЭО проекта временных кондиций с повариантным подсчетом запасов фосфоритов Хубсугульского месторождения в МНР. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1986

497. Хлыстов Н.А., Степин Б.Г., Хохлов В.В., Пилипенко Н.К. Перспективы фосфоритности карбонатных отложений Ильчирского синклинория (верховья рр. Иркута и Китоя, В. Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1978.
498. Школьник Э.Л., Носкова Е.Л., Киенко Л.А., Мельник А.Е. Характеристика вещественного состава и обогатимости двух технологических проб фосфоритовых руд Харанурского месторождения. Фонды ГИГХ, 1982.
499. Шуляк Г.Б., Наливка Е.И., Свищенко М.С. Результаты поисков фосфоритных месторождений в верховьях Урика, Тустука и на правом берегу Китоя (Восточный Саян). Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1989.
500. Шуляк Г.Б., Наливка Е.И., Бабич Ю. Н. и др. Харанурское месторождение фосфоритов. Результаты предварительной разведки. Отчет Харанурской партии за 1982-85 гг. Фонды ПГО «Бурятгеология», Улан- Удэ, 1985.
501. Язмир М.М., Аничкин В.Л., Егоров Н.А. Научное обоснование поисков в Сибири месторождений фосфоритов промышленных типов. Фонды ВНИИГеолнеруд, Казань, 1982.
502. Язмир М.М., Аничкин В.Л., Гребенщиков Г.И., Глебашев С.Г., Тюркина Т.Я., Большов В.А., Шубаков Г.Н., Семенов В.Ф. Разработка вопросов построения мелкомасштабных прогнозных карт на фосфориты. Фонды ВНИИГеолнеруд, Казань 1978.