

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ИЗДАТЕЛЬСТВО « НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ЛАБОРАТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

1679



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



УДК 550.42

Настоящий сборник включает серию статей, отражающих последние достижения Лаборатории по исследованию различных осадочных полезных ископаемых и их генетических особенностей на территории Советского Союза и некоторые вопросы соотношения между осадочной и эндогенной металлогенией.

Редколлегия:

А.А. Арсеньев (ответственный редактор), Е.М. Грибов,
С.В. Левченко, Д.Л. Мозесон, А.В. Тыжнов,
В.К. Чайковский

Р 0292 (0310) 626 - 73 © Издательство "Наука" 1973.
042 (02) - 73

В.К. Чайковский

ОСАДОЧНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Территория Советского Союза характеризуется чрезвычайно разнообразным геологическим строением, с чем связано и большое разнообразие типов и размеров месторождений полезных ископаемых, а также благоприятные перспективы их поисков. От темпов реализации этих перспектив во многом зависят мощь и благосостояние государства, поэтому наша страна всегда проявляла и проявляет большую заботу не только об увеличении своих сырьевых ресурсов, но и о непрерывном совершенствовании методов их познания.

Общее состояние советской науки к концу первой половины столетия как нельзя более благоприятствовало развитию металлогении. Первые пятилетки, а затем годы Великой Отечественной войны требовали глубокого изучения и всемерного использования наших природных и в том числе подземных богатств для обеспечения промышленности и сельского хозяйства. Усилия геологов теснейшим образом увязывались с народнохозяйственными задачами, выявляя пробелы в знаниях и выдвигая новые проблемы.

В короткий срок металлогения завоевала широкую популярность в кругах геологической общественности. Об этом свидетельствует широкий охват уже в первой половине столетия самых различных регионов страны исследованиями таких ученых, как А.Е. Ферсман, С.С. Смирнов, Ю.А. Билибин (Монголия, Восточное Забайкалье, Северо-Восток СССР); В.Г. Грушевой, Л.А. Варданыц (Кавказ), Б.Н. Наследов, Д.И. Щербаков, Ф.И. Вольфсон, А.В. Королев (Тяньшаньская горная страна); И.С. Яговкин, Н.Г. Кассин, М.П. Русаков (Казахстан); В.К. Котульский, А.К. Болдырев, И.Ф. Григорьев, В.П. Нехорошев (Алтай) и др. Следует обратить внимание на то, что основное внимание геологов того времени привлекали складчатые области, или подвижные зоны земной коры. Именно на основе исследования этих областей делали выводы, строили научные представления о происхождении руд и закономерностях их размещения.

В пятидесятые годы успехи геологов СССР в изучении рудных месторождений выдвинули советскую металлогению в число наук, по уровню развития которых наша страна прочно закрепилась на первом месте в мире. Это подтверждается тем, что советские металлогенические исследования и основанные на них принципы металлогении и составления прогнозных карт получили широкую известность и распространение за рубежом.

С конца 50-х годов в связи с открытием на платформе ряда ценнейших месторождений вниманием геологов (Ю.Г. Старикого, Ю.М. Шейнманна, Ф.Р. Апельцина, Е.А. Нечаевой и др.) завладевает также и металлогения платформенных областей. Однако и эти работы посвящены рассмотрению условий образования и размещения главным образом магматогенных месторождений.

В то же время логика промышленного и научного прогресса уже давно склоняет нас к признанию необходимости расширять металлогенические исследования в сторону изучения экзогенных месторождений. Об этом подробно говорится в широко известных статьях Л.В. Пустовалова. Их общий смысл заключается в том, что в современных концепциях рудообразования отражается убеждение геологов в магматическом происхождении большей части промышленных руд и что это убеждение покоится на ставших привычными ошибочных представлениях, не выдерживающих самой элементарной проверки фактическим материалом. Приводимые в статьях Л.В. Пустовалова цифровые данные с полной очевидностью показывают, что именно экзогенные месторождения

составляют в настоящее время основу минерально-сырьевого потенциала как во всем мире, так и в Советском Союзе, причем намечается определенная тенденция к увеличению относительного значения экзогенных руд в общем балансе рудных запасов.

Попытаемся сделать хотя бы самый краткий обзор состояния металлогении осадочных пород и затем рассмотреть перспективы увязки между собой условий развития осадочных и магматогенных руд.

Основы геологического познания осадочных месторождений полезных ископаемых разрабатывались П.П.Пятницким, Я.В.Самойловым, А.Д.Архангельским, позднее А.Г.Бетехтиным, Б.П.Кротовым, В.М.Поповым, М.М.Константиновым и др. Теоретические же вопросы осадочного рудообразования впервые были освещены главным образом в трудах Л.В.Пустовалова, Н.М.Страхова и Н.С.Шатского, каждый из которых подходил к разрешению этих вопросов со своих позиций. В результате этих работ осадочная металлогения выкристаллизовывалась как самостоятельная дисциплина, равноценная металлогении магматических пород.

П.П.Пятницкий, А.Д.Архангельский, А.Г.Бетехтин, Б.П.Кротов, В.М.Попов и их последователи изучали условия образования и закономерности распределения железных, бокситовых, марганцевых и медных руд. Далеко не все осадочные месторождения этих полезных ископаемых с первых же шагов геологического изучения получили полное и единодушное признание как первично-осадочные или первично-осадочно-вулканогенные.

Наиболее ранние труды по теоретическому обобщению материалов об образовании и развитии осадочных месторождений полезных ископаемых относятся к послеоктябрьскому периоду. Они как бы завершили тот этап в развитии науки об осадочных породах, когда в ней естественным образом отдифференцировалась новая ветвь – учение об осадочных полезных ископаемых – на базе диалектического сочетания таких смежных геологических наук, как литология, минералогия, геохимия, тектоника, палеогеография.

Вышедшее из недр литологии учение об осадочных полезных ископаемых формировалось на широкой литологической базе, т.е. на совокупности данных о происхождении, условиях образования и размещения различных осадков, представляемых минеральными ассоциациями, ту или иную часть которых составляют полезные ископаемые. Первая, отвечавшая требованиям времени, сводка о содержании литологии, ее законах и применяемых методах принадлежит Л.В.Пустовалову (1940).

В работах Л.В.Пустовалова особенно важное значение имеют два выдвинутых им принципа: осадочная дифференциация и периодичность минерального осадконакопления. Оба принципа в научном и практическом отношении несомненно могут расцениваться как крупное достижение советской науки. Сам автор считал, что разработка этих проблем дала возможность наметить общие закономерности, существующие в вещественном составе, вертикальном (стратиграфическом) и горизонтальном распределении осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Сущность обоих принципов достаточно известна. Их можно рассматривать как две стороны более общего принципа – тектонического развития земной коры в условиях существования планеты как космического тела определенного состава. Условия развития планеты являются, по-видимому, основными факторами, определяющими многие, в том числе и тектонические процессы.

Наибольшее значение для геологического развития планеты имеют ее состав и строение, солнечная энергия, климат, закон тяготения, вращение вокруг оси и т.д. Не рассматривая их, Л.В.Пустовалов остановил свое внимание непосредственно на первом их производном – на тектонических процессах, которые он и положил в основу законов осадочной дифференциации вещества и периодичности осадкообразования. Методологически такой подход к изучению литологии и непосредственно связанному с ней учению об осадочном рудообразовании, несомненно, правомерен и потому не может быть непродуктивным.

Правильность и эффективность любого теоретически выведенного закона проверяется и подкрепляется практикой. Хорошим подтверждением правильности выводов Л.В.Пустовалова может служить его прогноз нефтеносности девонских отложений в центральных районах СССР, сделанный в 1941 г. на основании высказанных им новых для того времени представлений (Пустовалов, 1967).

Дальнейшим продвижением идей Л.В.Пустовалова в сферу реальной действительности можно считать приложение их в области создания единой металлогенической кон-

цепции, связывающей воедино представления об эндо- и экзогенном рудообразовании. Уже около 15 лет назад ряд геологов, в том числе автор настоящей статьи, выдвинули концепцию зонального распределения различных типов преимущественно эндогенных рудных месторождений в геосинклинальных (складчатых) областях (Чайковский, 1956). В дальнейшем мы еще вернемся к вопросу о связи намеченной таким образом геосинклинальной рудной зональности с осадочной дифференциацией. Сейчас же только отметим, что расположение зон, параллельное оси геосинклинали, в то же время параллельно и окраинам платформенных областей или континентов. И дело не только в пространственной связи, но и в далеко идущей аналогии типов рудоносности платформ и окружающих их геосинклиналей, что в сущности и придает металлогении каждой геосинклинальной области индивидуальные особенности, на которые указывал Н.С. Шатский (1965). А в этом невозможно не видеть генетической связи платформенных образований (с геосинклинальной рудоносностью, а геосинклинальную рудную зональность не связывать с осадочной дифференциацией, протекающей на фоне развивающейся в геосинклинальной (складчатой) области магматической дифференциации во времени и пространстве.

Конечно, намечаемые таким образом связи пока еще только начинают просматриваться в бесконечной массе очень сложных и во многом неясных явлений, однако, перебирая все до сих пор известное в области металлогении и смежных наук, нельзя найти других более подходящих факторов для объяснения подобного типа геосинклинальной рудной зональности, чем дифференцированное, по Л.В. Пустовалову, поступление рудоносного материала в зоны породообразования не с воображаемых и пока недоступных проверке плутонических глубин, а с реальных и вполне познаваемых платформенных областей; материал поступает в виде продуктов физического и химического выветривания горных пород или вулканической деятельности.

Следует отметить, что упомянутая выше рудная зональность проявляется в геосинклиналях разного типа и самого различного простирания вне сколько-нибудь заметной зависимости от горизонтальных или вертикальных климатических поясов. Значит, подобного типа зональность представляет собой результат, подчиненный главным образом тектоническим соотношениям между платформенными и геосинклинальными областями, что также подтверждает точку зрения Л.В. Пустовалова о приоритете тектонического фактора над другими в вопросах образования осадочных формаций с входящими в их состав полезными ископаемыми. Этой точки зрения придерживаются и другие геологи. В решениях IV Всесоюзного литологического совещания 1959 г. в Ташкенте отмечалось, что в классификациях осадочных формаций на первое место выделяется тектоническое и определяемое им орогидрографическое их расчленение; на второе – климатическое; на третьем месте, очевидно, должно стоять гидрографическое, позволяющее провести наиболее дробное расчленение формаций.

Аналогичные связи, в основе которых лежат опять-таки тектонические соотношения между областями размыта (платформами) и осадконакопления (геосинклиналями), вскрываются и законом периодичности осадконакопления. Однако вначале представляется более правильным рассмотреть достижения советских геологов в области выделения осадочных формаций и условий их образования.

С развитием науки об осадочных полезных ископаемых все большее значение приобретало учение о формациях, начало которому в новом толковании этого понятия было положено Н.С. Шатским и руководимой им группой в конце тридцатых годов текущего столетия и в годы Великой Отечественной войны. Труды Н.С. Шатского, посвященные учению о формациях как естественных парагенезах горных пород, образующихся в определенных (прежде всего тектонических) обстановках, и обращенные к выяснению общих проблем седиментации и складчатости, периодизации тектонических движений и осадкообразования, представляют значительную ценность для геологической науки и, в частности, учения об осадочных полезных ископаемых. Уже только сказанное об этих работах показывает, насколько содержание их близко к принципам осадочной дифференциации и периодичности Л.В. Пустовалова.

Работы Н.С. Шатского по формациям сочетались с изучением осадочных полезных ископаемых. В процессе этих работ возникла впервые поставленная Н.С. Шатским проблема выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых, в кратчайший срок завоевавшая огромную популярность среди геологов. В связи с ее разработкой широко развернулись исследования по установлению критериев для поисков, оценке перспектив рудоносности, составлению металлогенических и прогнозных карт и т.д. Успехи этих исследований повысили эффективность геологоразведочных работ и поро-

дрили ряд новых прогрессивных методов познания и прогноза осадочного рудообразования – фашиальный анализ рудовмещающих пород, изучение палеотектонических и палеогеографических условий оруденения, цикличности и ритмичности осадконакопления и т.д. На основе этих методов и положения о связи фаций осадочных и вулканогенных отложений с геотектоническими структурами проводились успешные поиски фосфоритов и ванадиевых руд в Казахстане, калийных солей в Приуралье, марганцевых руд в Центральном Казахстане и на Урале и т.д.

Фация становится с этого времени главным объектом внимания в проблемах теории и практики осадочного рудообразования, а фашиальный анализ – основным и наиболее действенным инструментом познания и наиболее важным источником информации. Учение о фациях – опять-таки крупнейшее достижение советской геологии. Создателями учения о составе, происхождении и развитии фаций являются Д.В.Наливкин, Л.В.Пустовалов, Н.С.Шатский, Н.М.Страхов, В.М.Попов и др. Внося каждый свой вклад, они способствовали переводу в новое качественное состояние науки о рудообразовании, в первую очередь осадочном.

Отвлекаясь от некоторых несущественных для настоящей работы разногласий во взглядах отдельных геологов, фацию можно рассматривать как физическое проявление в определенной обстановке законов осадочной механической и химической дифференциации, познание которых далеко не закончено и составляет одну из важных проблем литологической науки. Познавая их, мы расширяем и уточняем наши представления о содержании понятия, характере фаций, взаимосвязях между ними, а также между ними и окружающей их обстановкой.

Важным следствием изучения фаций является установление их парагенетических комплексов – фашиальных рядов и сочетаний, составляющих формации. И если фация отражает в своем проявлении тектонические движения, то формация, представляющая собой крупное геологическое тело, связана с тектоникой более непосредственно и очень наглядно.

Под влиянием тектонического режима, по Н.С.Шатскому, развивается тектоническая зональность, которой определяется размещение геосинклинальных формаций. В меньшей мере она отражается в распределении платформенных формаций, на которое оказывает влияние докучаевский закон горизонтальной, "климатической", зональности.

Полезные ископаемые как некоторая, иногда очень существенная парагенетическая часть формаций, связаны, следовательно, с определенными тектоническими структурами.

Отсюда вытекают возможность и практическая необходимость выделения продуктивных и рудоносных осадочных формаций, а также выяснения вещественного состава руды в зависимости от нахождения ее в тех или иных формациях, принадлежности к тем или иным тектоническим структурам. Эта задача и решается с помощью формационного анализа, выявляющего литологические и тектонические закономерности распределения минерального сырья, знание которых необходимо для многих практических целей.

Как видно из сказанного, установленная Н.С.Шатским тектоническая зональность по связи с тектоникой аналогична и полностью соответствует геосинклинальной рудной зональности, выведенной для эндогенных месторождений. Приведенная аналогия не может быть случайной, поскольку она прослеживается повсеместно (Чайковский, 1961; Laffitte, Permingeat, 1961). Связь тектоники с рудоносностью (эндо- и экзогенной) осуществляется именно через осадочные рудоносные формации, связанные со сменяющимися тектоническими режимами. Закономерная смена характера и состава рудоносных формаций в течение каждого тектономагматического и осадочного цикла является не чем иным, как выражением упомянутого выше принципа периодичности.

Связь между тектоникой, формациями и рудоносностью нагляднее всего подтверждается именно в геосинклиналиях, опоясывающих платформы и выявляющих зональное расположение тектонических структур и рудоносных формаций. Анализ причин этой закономерности приводит к убеждению в существовании определенной связи между рудными зонами в достаточно полно развитой геосинклинали и характером рудного вещества, поступающего в геосинклинальный бассейн в том составе рудоносной формации, который определяется двумя соподчиненными факторами – тектоникой и осадочной дифференциацией.

В самом деле, в окраинных зонах геосинклиналей, согласно принципу осадочной дифференциации, должны отлагаться грубо- и крупнозернистые формации, обогащенные

терригенными рудными минералами, содержащими главным образом железо, титан, золото, редкие земли, хром – характерные элементы россыпей дальнего сноса. Именно этим элементам свойственны как осадочные, так и магматогенные концентрации внешних окраинных зон геосинклиналей (Чайковский, 1966).

В тех же окраинных зонах геосинклиналей вдоль менее возвышенных берегов в более спокойной обстановке и несколько дальше от береговой линии накапливаются более мелкозернистые терригенные и карбонатные осадки, обогащенные не только обломочными, но и хемогенными рудными компонентами, в составе которых большое значение приобретают сульфиды меди, свинца и цинка.

Напомним (Чайковский, 1956), что именно в таком порядке располагаются и окраинные зоны эндогенных геосинклинальных месторождений упомянутых выше металлов, названных нами кратофильными по их связи с платформами. Эта постоянно наблюдаемая связь типовых металлов эндогенных месторождений геосинклинальных областей со столь же характерными или профилирующими металлами платформ, питающих геосинклинали, представляется наиболее убедительным доказательством первично-осадочного происхождения этих металлов. Именно они создают основу или потенциальный фон вновь образуемой металлогенической провинции, более частые особенности которой формируются под влиянием наложения на ассимиляционные процессы явлений, связанных с местной тектоникой, магматической дифференциацией, общим развитием металлогенеза и т. д. (Чайковский, 1966).

В осевых зонах геосинклиналей формируются месторождения олова, вольфрама, бериллия, т. е. орофильных элементов, связанных со складчатыми областями. Несущие их интрузии кислого и ультракислого состава многими приводились в качестве примеров, доказывающих невозможность ассимиляционной специализации этих интрузий. Однако в данном вопросе нельзя недоучитывать огромного концентрирующего воздействия лейкократовых (оловоносных) интрузий на содержащиеся в них орофильные металлы. В результате повторных внедрений гранитоидных магм и их денудации происходит многократное обогащение вмещающих пород орофильными элементами и последовательная "лейкократизация" магматических масс, повышаются их рудогенные возможности. Большой материал в пользу осадочного происхождения оловоносных гранитов приведен в работе В. Л. Барсукова (1964, стр. 211), где автор на основании геохимических исследований приходит к выводу, что "олово, как и ряд других рудных элементов, также может накапливаться в гранитоидах вследствие ассимиляции обогащенных этим элементом песчано-глинистых пород".

Подойдем к данному вопросу с другой стороны – со стороны изменения характера формаций в стратиграфическом разрезе или во времени; чтобы убедиться, насколько с тектонической и рудной зональностью согласуется закон периодичности минерального осадкоотложения в геосинклиналях и на платформах. Этот закон основан на данных, в той или иной форме уже освещавшихся в советской литературе еще в 30-е годы текущего столетия для Русской платформы. Здесь А. Д. Архангельский (Шатский, 1965) различал "осадочные циклы", каждый из которых начинался терригенно-карбонатной и глауконитовой формациями (по А. Д. Архангельскому – ассоциациями), сменявшимися далее вверх или во времени карбонатной, известняково-доломитовой, карбонатно-ангидритовой и галогенной формациями и красноцветными образованиями. Эти периодические, или "циклические", изменения находились в явной зависимости от тектонических движений, что наглядно иллюстрируется серией литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Атласа Русской платформы (1961).

Аналогичная периодичность отмечалась и для различного типа геосинклиналей (Шатский, 1965). Значит, можно попытаться подойти к выявлению некоторой, пусть еще очень предварительной или усредненной, синхронизации осадочных толщ, возникающих в геосинклиналях и на платформах, выбрав в качестве объекта для такой попытки Русскую платформу с окружающими ее геосинклиналями, и развернуть здесь латеральный (по Н. С. Шатскому, фациальный) ряд синхронных платформенных и геосинклинальных формаций.

Погружение платформы начинается со времени максимального прогибания ближайшей активной геосинклинали. В эпоху развития зеленокаменной и яшмовой формаций миогеосинклинальные отложения, вероятно, если и проявляются, то в очень небольшом объеме, в малом удалении от эвгеосинклинали и в виде преимущественно терригенной формации. Заметное развитие на платформе и в миогеосинклинали терригенно-карбонатных формаций отвечает развитию граувакковой или асидной формации в эвгеосинкли-

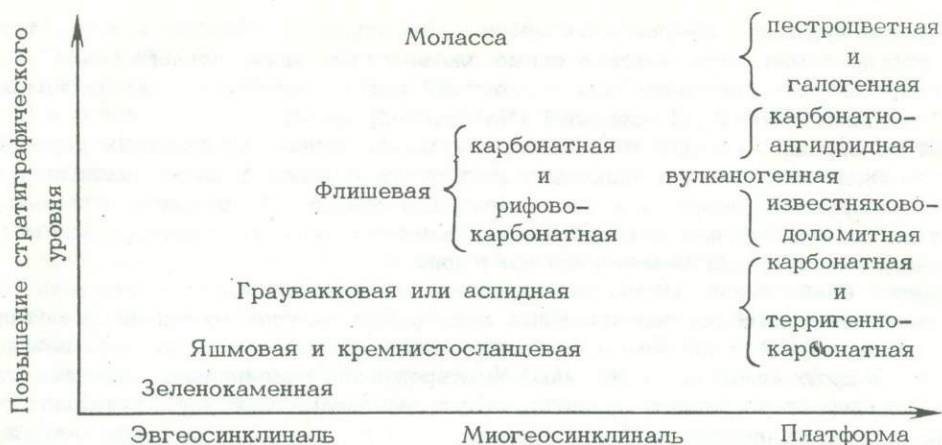


Рис. 1. Схема синхронного распространения формаций

нали. Соответственно образование флишевых отложений близко во времени к образованию известково-доломитовых и карбонатно-ангидритовых, молассы — к образованию галогенной и красноцветной формаций (рис. 1).

Разумеется, намеченные таким образом последовательность и синхронность формаций будут тем ближе к действительности, чем резче выражены черты, присущие геосинклиналям (скорость погружения, интенсивность магматической деятельности и т. д.) и прилегающей к ней платформе (низменный тип равнины, относительная слабость дислокационных процессов). Примером наиболее близкого к описанному ходу развития формаций во времени является герцинский тектоно-магматический и седиментационный цикл формирования Русской платформы и Уральской геосинклинали (см. Атлас литолого-палеогеографических и тектонических карт Русской платформы, 1961).

В изложенном, по нашему мнению типичном, случае развитие геосинклинальных прогибов и соответствующих им формаций (миграция складкообразования) идет в направлении от периферии к платформе. В менее типичных случаях при высоком положении складчатого основания (нередко на стороне, противоположной описанному или типическому его положению) формации развиваются в последовательности от платформы к периферии (Шатский, 1947) — краевые прогибы сменяются внутренними, объем миогеосинклинальных и особенно платформенных осадочных формаций резко сокращается, состав их получает, если так можно выразиться, телескопированный характер.

Из предыдущего явствует, что, во-первых, состав и развитие формаций, в том числе и рудоносных, подчинены во времени и пространстве определенным структурно-тектоническим закономерностям и, во-вторых, в геосинклинальных областях формации вытянуты параллельно от геосинклинали; на платформе эта вытянутость сохраняется только на окраинах, с удалением же в глубь платформы очертания формаций в плане все более подчиняются береговым линиям внутренних морей, приобретают овалоидный ли эллипсоидный характер.

Закономерная смена рудоносных формаций в течение каждого тектоно-магматического и седиментационного циклов является не чем иным, как выражением упомянутого выше закона периодичности, равнозначного и соответствующего закономерной смене эндогенных месторождений в геосинклинальных областях. Особенно резко периодичность проявляется в распространении тех осадочных руд, которые приурочены только к одному определенному типу формаций, т. е. в распространении моноформационных полезных ископаемых. К такому типу полезных ископаемых относятся прежде всего сульфиды полиметаллов. Они обнаруживают тесную связь только с одной пестроцветной или красноцветной — формацией, имеющей определенное положение во времени (диапазоне цикла) и пространстве (тектонической структуре), о чем подробно пишет Н. С. Шатский (1965).

Однако мнение Н. С. Шатского и других геологов о моноформационности осадочных руд меди справедливо лишь в том случае, если не учитывать большой, практически и теоретически очень важной эффузивно-осадочной группы формаций (зеленокаменной,

альбитофировой) с сингенетичными колчеданными медными и полиметаллическими рудами. Эти месторождения принадлежат к геосинклинальному типу; в противоположность платформенному они формируются на ранней геосинклинальной стадии тектоно-магматического и седиментационного циклов, хотя не исключено образование их и в стадию перехода геосинклинали в платформу. Примеры эффузивно-осадочных месторождений меди, свинца и цинка приведены в статьях В. М. Попова (1965), Ф. И. Вольфсона и Е. М. Некрасова (1965). Положение этих месторождений геосинклинального типа во времени и пространстве хорошо известно. На примере Уральской геосинклинали и Западного Приуралья установлена генетическая связь между эндогенными месторождениями меди (со свинцом и цинком) и экзогенными. Подобного рода примеры прослеживаются до глубокой геологической древности и, как увидим дальше, имеют, вероятно, взаимообратный характер.

Другую группу металлов, образующих осадочные рудные месторождения в аналогичных или близких геологических условиях, составляет геохимическая ассоциация железа, марганца, алюминия. Н. С. Шатский считает их сопряженными, поскольку месторождения их в одинаковой степени представляют характернейшие сингенетические накопления вулканогенно-кремнистой группы, "состоящей из следующего ряда формаций: вулканогенной (зеленокаменной, альбитофировой), яшмовой, кремнисто-сланцевой отдаленной кремнистой формации" (Шатский, 1947, стр. 187), и образуются в глубоких прогибах геосинклиналей в ранние стадии их развития. Следует особо отметить, что время и место образования этих месторождений аналогичны таковым для группы колчеданных руд, о которых говорилось раньше.

Что касается платформенных формаций, то каждая из двух рассматриваемых групп металлов характеризуется одинаковой тенденцией образовывать парагенетические комплексы в содержащих их рудоносных формациях. Различия же между формациями, содержащими сульфиды и содержащими железо, марганец, алюминий, заключаются в том, что формации, к которым приурочены сульфидные (медные и полиметаллические) руды, всегда или почти всегда одинаковы по составу и, следовательно, по времени и месту образования, поскольку заключенные в них руды относятся к моноформационным образованиям. Формации же, несущие руды железа, алюминия, марганца, очень разнообразны. Они еще недостаточно изучены и характеристика их только намечается.

Другая особенность руд железа, алюминия, марганца заключается в меньшей зависимости их образования от климатических условий по сравнению с осадочными рудами меди, свинца и цинка, что в какой-то мере соответствует полиформационному характеру первых. Однако такая зависимость все же значительна, особенно для алюминия. Этим рудам в противоположность осадочным концентрациям меди, свинца и цинка благоприятствует влажный и достаточно теплый климат, сопутствующий интенсивному разложению горных пород и развитию обогащенной алюминием химической коры выветривания. Иными словами, месторождения меди, свинца и цинка характерны для геократических, железа, марганца и алюминия — для талассократических геотектонических режимов.

Важной закономерностью распределения железо-марганцево-алюминиевых руд в планетарном масштабе является впервые отмеченный Н. М. Страховым сдвиг благоприятных условий их образования с геосинклинальных областей на платформенные в диапазоне от докембрия до последующих геологических эр. В разрезе же одного тектоно-магматического цикла раньше других образуются месторождения, приуроченные к геосинклиналям, где они часто бывают связаны с вулканогенно-осадочными формациями или непосредственно или через образующуюся на эффузивах кору выветривания. В дальнейшем по мере развития трансгрессии моря и продвижения прибрежно-морской зоны на платформу, намечается то более, то менее отчетливое смещение зоны этих руд в сторону платформы. Подобные соотношения во времени и пространстве характерны также и для распределения медных и свинцово-цинковых руд. Примеры этих соотношений описывались в работе автора (Чайковский, 1968); один из них приводится ниже (рис. 2).

Менее заметны следы последующего, обратного, смещения месторождений упомянутых элементов, когда наступает регрессия моря при общем воздымании платформенной области в конечную стадию цикла. Отсутствие таких следов отступления рудоносности за береговой линией объясняется, видимо, осушением и последующим размывом платформы, после чего остаются плохо увязываемые между собой островки былого оруденения, к тому же трудно определяемого возраста.

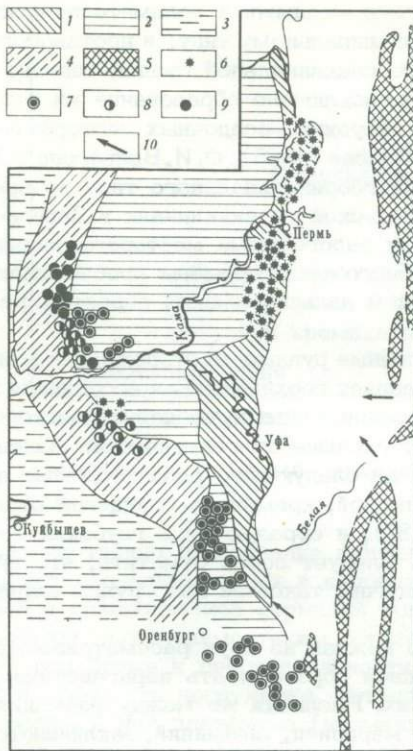


Рис. 2. Схема расположения рудопроявлений меди в Приуралье (с элементами палеогеографии) из статьи А. М. Лурье (1965) по материалам А. В. Пуркина, А. Ф. Баркова, А. М. Кутереина, В. Л. Малютина, Ю. А. Нечаева, Н. Д. Сухарева и Н. И. Чернышева.

1 - уфимская красноцветная толща; 2 - верхнеказанская красноцветная толща; 3 - верхнеказанские морские отложения; 4 - переслаивание морских и красноцветных верхнеказанских отложений; 5 - области питания медью; рудопроявления меди, залегающей; 6 - в красноцветах уфимского яруса, 7 - в красноцветах верхнеказанского подъяруса, 8 - в осадках лагун верхнеказанского подъяруса, 9 - в прибрежноморских осадках верхнеказанского подъяруса; 10 - направление сноса

Описанные закономерности свойственны в той или иной степени и древним россыпям полезных ископаемых. В 1970 г. Всесоюзным институтом минерального сырья была закончена крупная монография, посвященная главным образом россыпям титана. Последние могут считаться наиболее характерными для россыпных месторождений большинства металлических полезных ископаемых (Блинов и др., 1970 г.). Главнейшими выводами авторов монографии являются, во-первых, установление приуроченности наиболее богатых россыпей к древним отложениям и заметного ослабления россыпной титаноносности в мезозое и кайнозое; во-вторых, признание первичного происхождения более ранних титаноносных россыпей, прямо или косвенно связанных с основным вулканизмом, и роста значения вторичных или переотложенных россыпей в последующем развитии осадочного чехла Русской плиты и, в-третьих, констатации постепенного обогащения россыпей минералами-спутниками - цирконом, монацитом и др.

Наилучшей иллюстрацией изложенного может служить титаноносность центральных районов Русской плиты. Здесь наиболее крупными по масштабу являются россыпи ястребовского горизонта среднего девона. Они приурочены к Воронежской антеклизе (Воронежскому своду) на границе с Днепровско-Донецкой впадиной, где широко развиты порфириновые породы, сильно обогащенные титаном. Выше по разрезу в том или ином удалении от Воронежской антеклизы в зависимости от движения береговой линии располагаются многоэтажные россыпи более позднего возраста. Со временем в образовании россыпей начинает все более сказываться их вторичное происхождение, а в составе полезных ископаемых все большую роль начинают играть циркон, монацит, ксенотим, рутил и др.

Таковы в общем виде россыпи, характерные для южного крыла Московской синеклизы, прилегающей к Воронежскому своду. Очень вероятно, что аналогичными были условия образования и крупнейших россыпей Тимана, Северного Кавказа, источниками которых служили также основные интрузии и эффузии девонского возраста, возникавшие на рубеже каледонского и герцинского циклов по периферии Русской платформы. Можно думать, что подобным же образом формировались первичные и связанные с ними вторичные россыпи более древних возрастов. Идеальную провинцию для изучения рассматриваемых соотношений представляет западный склон Южного Урала с докембрическими титано-циркониевыми россыпями.

Другим типичным примером распространения россыпных месторождений разного возраста могут служить россыпи золота, включая и древние метаморфизованные разновидности

ности. Здесь мы должны выйти за пределы обсуждения вопросов, связанных с рудоносностью Русской платформы, поскольку древняя россыпная золотоносность, относящаяся к самой платформе или ее окружению, либо еще недостаточно изучена, либо слабо и неясно проявлена. Другая картина характерна для Сибирской платформы, которая с запада, юга и востока как бы окаймляется своеобразным поясом золотоносных месторождений самого различного типа и возраста. Именно здесь в самое последнее время открыты заслуживающие интереса золотоносные конгломераты и раньше других районов стали известны проявления древней золотоносности осадочных пород.

Идея приуроченности золота к окраинам платформы в общей форме была высказана еще 35 лет назад А.Е.Ферсманом. Сравнительно недавно В.А.Ярмолок (1963) наметил в пределах упомянутого окаймления Сибирской платформы главный золотоносный пояс Приамурья. В его работе говорится, что этот пояс пересекает различные структурные элементы от протерозойских до третичных и содержит разновозрастное, неоднократно наложенное золотое оруденение. Золотоносны здесь самые различные по составу и происхождению породы - и осадочные и магматогенные.

Как уже неоднократно писалось (Одинцов, 1958, Чайковский, 1966), месторождения золота, марганца, меди, железа известны в породах самого раннего докембрия (т.е. кристаллического фундамента) Сибирской и Китайской платформ. По М.М.Одинцову (1958), золотоносны не только протерозойские породы Байкальской области, но и диафторированные архейские породы (гнейсоиды) на юге Алданского щита. Известна практически интересная золотоносность нижнедокембрийских железистых кварцитов Криворожья. Приводились также данные о широком распространении запасов золота, меди, железа, никеля, кобальта, титана, марганца, платиноидов в архее и протерозое и высказывалось предложение называть такие металлы кратофильными (Чайковский, 1966).

Сопоставляя данные о золотоносности платформ и окружающих их геосинклиналей, геологи в последнее время все чаще приходят к выводу о взаимосвязи этих явлений. В.Т.Сургай (1959) пишет: "В частности наблюдаемая зональность в пространственном распределении ряда химических элементов (Au, Fe, Mn, Cu, P и др.) вокруг кристаллических щитов (Канадский, Африканский, Сибирский, Украинский и др.) находит объяснение с точки зрения осадочной дифференциации вещества, сносимого со щитов".

Взаимосвязь между щитами и геосинклиналями проявляется в том, что в геосинклинальных осадках широко распространяются повышенные геохимические содержания, а также и рудные концентрации именно тех металлов, которые характерны и для щитов. Именно они и создают геохимический фон в данной геосинклинальной структурно-фациальной зоне. "Прорывая осадочные формации с определенным геохимическим фоном, - говорится далее, - интрузии сами наследуют этот фон, заражаясь характерными для него химическими элементами".

Там же приводятся высказывания А.И.Тугаринова (1963), назвавшего "сквозной" ассоциацию элементов, которая, однажды возникнув в результате дифференциации вещества при осадкообразовании..., "может прослеживаться в генерируемых в них же толщах эндогенных месторождений либо отлагаться в осадках более юного возраста. При этом вполне вероятен дополнительный процесс концентрации рудного вещества при перемыве раз обогащенных им осадочных толщ". Таким образом могут быть объяснены очень важные выводы об унаследовании единожды заложенных металлогенических провинций и, как мы полагаем, специализация металлогении геосинклинальных (складчатых) областей.

Из сказанного выявляются два аспекта прослеживания несомненно существующих прямых и обратных связей между платформами и геосинклиналями. Первый - это случай высокого стояния платформ, когда можно непосредственно изучать генетическую связь геосинклинальной металлогении с металлогенией докембрийских пород фундамента. Здесь хорошо просматриваются основные металлогенические или минерогенические черты начальных этапов развития геосинклиналей, характеризующихся комплексом элементов, свойственных докембрийской стадии образования земной коры - прежде всего золота, титана, железа, марганца. Примером такой обстановки служат южные окраины Сибирского, Канадского и других щитов.

Второй аспект - случай низкого стояния платформы и трансгрессий геосинклинальных бассейнов на платформу. В этой обстановке прослеживается обратная взаимосвязь - платформенная рудоносность, связанная с магматогенными рудами геосинклиналей, что характерно уже для поздних орогенных этапов геосинклинального развития (рис.3).

Примером подобных металлогенических соотношений может служить уже упоминавшееся Приуралье с особенно отчетливой концентрацией в осадочных породах элементов халькофильной группы, марганца и др.

Интересно, что геосинклинали нередко имеют по отношению к разделяющимся ими платформам асимметричное строение: один борт граничит с платформой, находившейся во время развития геосинклинали в положении "высокого стояния", другой с платформой, находившейся во время развития геосинклинали в положении "низкого стояния". В соответствии с тектонической асимметрией и геосинклинальная рудная зональность приобретает также асимметричный характер. В окраинных зонах, прилегающих к платформам "высокого стояния", развиваются преимущественно эндо- и экзогенные руды золота, молибдена, титана, железа, в зонах противоположных окраин - цветные металлы.

Пример геосинклинальной и связанной с ней рудной асимметрии представляют металлогенические провинции Восточного Забайкалья и Колымо-Индигирского района. В первой из них роль приподнятой платформы играл Алданский щит, во второй Среднеколымский массив и Охотская глыба (рис. 3).

Разумеется, вопросы осадочной дифференциации в данной металлогенической проблеме теснейшим образом переплетаются с вопросами магматической дифференциации, действующей избирательно по отношению к разным элементам. Так, по окраине Алданского щита развитие колчеданных титаномагнетитовых, хромитовых руд приурочено к высокодифференцированным основным и ультраосновным интрузиям и не наблюдается в отсутствие последних. А происхождение упомянутых интрузий связано в свою очередь с глубинными швами, возникающими по борту приподнятых платформ или щитов, т.е. с возникновением определенных условий, характеризующих структурную зону. Таким образом, мы вновь возвращаемся к идее о геосинклинальной рудной зональности, предопределяемой зональным расположением различных тектонических структур геосинклинали.

Таким образом, на основе законов осадочной дифференциации и периодичности осадконакопления намечается важный и очень перспективный путь разработки металлогении как науки, воссоединяющей на современном научном уровне обе ее ветви - осадочную и магматическую. Такой синтез позволяет глубже и правильнее понять происхождение металлогенических провинций, зон, рудных районов, исходя из познания конкретной рудоносности доступных исследованию горизонтов земной коры. Развитие этого направления металлогении открывает широкие перспективы для дальнейшего развития наших знаний о полезных ископаемых, особенно в области выявления закономерностей их размещения, а также критериев для поисков и составления прогнозов. Руда как полезное ископаемое все больше приобретает значение не только цели, но и средства геологических исследований, с помощью которого можно устанавливать области размыта, распределение и характер структурных зон минеральных парагенезов осадочных магматических формаций, палеогеографические, фациальные, геохимические условия седиментации, магмогенеза и т.д.

Одновременно в связи с переходом металлогенической науки в новое качество расширяется и круг задач, разрешение которых обещает превратить металлогению в увлекательнейшую геологическую науку. Особенно большое значение в связи с изложенным приобретает учение об осадочных рудных месторождениях. Развитие его, как отмечалось в начале работы, происходило до последнего времени в резком несоответствии с практической ролью осадочных руд в народном хозяйстве. Решение проблем современной металлогении и, следовательно, составления металлогенических прогнозов в настоящее время просто немыслимо без точных знаний условий образования осадочных рудных концентраций, опирающихся на данные литолого-фациального анализа, основанного в свою очередь на изучении характера, состава и соотношений осадочных формаций в разных платформенных и геосинклинальных структурах, без знания палеогеографии, магматизма, палеотектоники и, наконец, без изучения вторичных изменений рудного вещества на разных стадиях литогенеза и литификации.

Очень возрастает роль геохимических исследований, изучения миграционных свойств и преобразований рудных компонентов в различных условиях проявления рудоносных осадочных и магматогенных формаций, в том числе и в мало исследованных областях металлонности метаморфогенных пород. Предстоит тонкое исследование избирательных, коллекторских и концентраторских свойств интрузивных пород разного состава по отношению к определенным металлам, а также зависимости состава интрузий от

времени их образования в тектоно-магматическом цикле и положения в той или иной структурной зоне.

На результатах этих исследований должно базироваться продолжение изучения осадочной дифференциации как в общей форме, так и в различных соотношениях между дифференциацией осадочного материала и рудного вещества в магмах, состав которых закономерно меняется во времени и пространстве.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы М. - Л., 1961.
- Барсуков В.Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. - В кн. "Химия земной коры". т. II. Изд-во "Наука", 1964.
- Бушинский Г.И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1958.
- Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Свинец и цинк. - В сб. "Металлы в осадочных толщах (Тяжелые цветные металлы)". Изд-во "Наука", 1965.
- Одинцов М.М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе. - В кн. "Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1958.
- Сургай В.Т. Выступления на объединенной научной сессии. - В кн. "Металлогенические и прогнозные карты". Изд-во АН Каз.ССР, 1959.
- Попов В.М. Медь. - В сб. "Металлы в осадочных толщах (Тяжелые цветные металлы)". Изд-во "Наука", 1965.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л.В. Осадочные полезные ископаемые - основа минерально-сырьевых ресурсов. - В кн. "Успехи в изучении главных осадочных полезных ископаемых в СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн. "Химия земной коры", т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Чайковский В.К. Новые данные о Тихоокеанском поясе. - Сов. геология, 1956, № 50.
- Чайковский В.К. Связь между эндогенной минерализацией и магматизмом в эволюции геосинклинали. - Сов. геология, 1961, № 3.
- Чайковский В.К. К вопросу о формировании металлогенических зон и провинций. - В кн. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н.С. Избранные труды, т. III. Изд-во "Наука", 1965.
- Ярмолюк В.А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. - В кн. "Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса". Изд-во АН СССР, 1963.
- Laffitte P., Permingeat F. Maguette d'une carte métallogénique de France au 2500000. Extrait du bull. de la Soc. Geol. de France, 7 ser., 1961, 3.

ЗНАЧЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Проблема осадочного рудообразования в течение двух последних десятилетий приобретает все большее значение. Это объясняется в первую очередь тем, что осадочные месторождения часто отличаются большой выдержанностью и значительными масштабами оруденения.

Л. В. Пустовалов (1961) в докладе на III Всесоюзном совещании по минералогии и петрографии осадочных пород отмечал, что одновременно с ростом общей добычи минерального сырья быстро возрастает количество добываемых полезных ископаемых осадочного происхождения; при этом последние нередко составляют основу ряда важнейших отраслей промышленности.

В науке об осадочных породах неоднократно делались попытки подойти к разработке вопросов осадочного рудообразования. Однако эти попытки, как отмечает Л. В. Пустовалов (1961), не дали существенных результатов, так как к образованию осадочных месторождений исследователи подходили с позиций современного и отчасти древнего осадкообразования, не учитывая постседиментационных изменений.

Для изучения последних необходимо рассмотреть возникающие новообразования, вторичные структуры и текстуры, формы залегания их с учетом общей геологической обстановки и других данных, помогающих понять историю формирования горной породы и связанных с нею полезных ископаемых.

Исследования рудных месторождений осадочного генезиса позволили установить ряд важнейших закономерностей в процессе осадочного рудообразования и, в частности, тесную связь рудообразования с общим ходом осадочного процесса, а также зависимость этого процесса от геотектонических, стратиграфических, фашиально-литологических, климатических и других факторов. При этом следует учитывать, что вторичные изменения осадочных месторождений нередко приводят к появлению в них признаков, сближающих слагающие их породы с магматогенными. Поэтому недооценка сущности вторичных изменений, протекающих различно в разных типах осадочных пород, часто служила причиной ошибочного отнесения измененных осадочных месторождений к магматогенным, что отрицательно влияло на поиски и разведку месторождений полезных ископаемых (Пустовалов, 1956).

В последние годы все большее число исследователей приходит к выводу о многоэтапности процесса осадочного рудообразования; при этом сингенетическому накоплению металлов в осадках отводится сравнительно незначительная роль, промышленные скопления рудных компонентов рассматриваются как результат последующих процессов. Таким образом, разработка основ теории формирования и распространения осадочных рудных концентраций должна осуществляться с учетом изменившихся геологических условий и тектонической обстановки в постседиментационный период, с которыми связаны диагенетические и эпигенетические преобразования осадочных пород, значительно влияющие на формирование осадочных рудоносных формаций.

В. М. Попов (1964) выделяет в процессе формирования пластовых месторождений меди, свинца и цинка два основных этапа: начальный – седиментационный, включающий седиментогенетическую и диагенетическую стадии осадочного рудообразования, и второй – постседиментационный, или тектоно-метаморфический.

В первый – седиментационный – этап формирования рудных концентраций основное значение имеют палеогеографические и палеотектонические факторы, определяющие положение и характер областей седиментации и место в них рудных скоплений, стратиграфическое положение рудных горизонтов в разрезе продуктивных свит, морфологические особенности и минеральный состав последних. В этот же этап закладывается ритмичность в строении рудоносной толщи и связанная с нею многоярусность оруденения, возникают вертикальная и горизонтальная зональности в строении рудных залежей, обусловленные процессами механической и химической дифференциаций.

Ко второму – постседиментационному – этапу геологического развития для стратифицированных месторождений, обусловленному более поздними процессами эпигенеза, метаморфизма, тектогенеза, а нередко и магматизма, В. М. Попов (1968) относит

месторождения, претерпевшие" . . . в большей или меньшей степени, преобразования, замаскировавшие их исходную седиментационную природу и придавшие им современный облик и элементы сходства с гидротермальными месторождениями" (стр. 325).

Уже в ходе процесса седиментации образуются рудные концентрации тяжелых металлов, но первично-осадочные скопления металла, как правило, характеризуются убогим обогащением осадка этими полезными компонентами, диффузионно-рассеянными в пласте и не образующими промышленно-ценных месторождений. Залегают седиментогенетические рудные скопления в виде неправильной формы пластов и линз различных размеров, прослеживающихся иногда на значительные расстояния. Их особенностью является выдержанность по простиранию и быстрая изменчивость по мощности пластов. Они, как правило, характеризуются невысоким, но довольно устойчивым содержанием металла, хотя количество и мощность рудоносных линз во вмещающих их осадках сильно меняются.

Закономерности формирования описываемых концентраций металла и их приуроченности к определенным породам вскрываются, как правило, методами фациального анализа. Изучение физико-географических условий формирования рудовмещающих толщ, определяющих литологический характер осадков, особенности присущей этим толщам органики, а также минералогические, геохимические и другие исследования позволяют установить палеогеографию рудоносного бассейна, климатические, орографические, тектонические и другие условия времени накопления рудоносных толщ и таким образом собрать материал, характеризующий условия оруденения. Подробные фациальные исследования способствуют также установлению положения рудоносной фашии в общем фациальном ряду, уточняя приуроченность оруденения к определенным условиям.

Накопление "первичных" рудных скоплений металла в осадках, обычно не достигающих уровня кондиционных содержаний, является обязательной стадией, предшествующей образованию значительных рудных концентраций в результате перераспределения полезных компонентов в последующие стадии. С момента, когда рудное вещество в той или иной форме попадает в осадок, оно претерпевает длительную эволюцию, приводящую к его глубокому качественному и количественным изменениям. Эти изменения происходят в определенные стадии, сменяющие друг друга во времени, — в стадии диагенетических и эпигенетических преобразований породы — и продолжаются при метаморфизме рудовмещающих пород и руд; причем промышленные скопления медных, свинцовых и цинковых руд чаще всего возникают в результате процессов рудообразования, происходящих в диагенетическую стадию, тогда как последующие процессы, характерные для стадий эпигенеза и начального метаморфизма, лишь преобразовывают и перераспределяют медно-свинцово-цинковые скопления, образуя в отдельных районах еще более обогащенные этими металлами участки.

Непосредственно химическое осаждение меди, свинца и цинка из водной среды, характеризующейся обычно низкой концентрацией этих элементов, считается маловероятным. Достаточная для осаждения металлов концентрация возникает, как правило, лишь в иловых водах, насыщающих осадок. В стадию диагенеза эти перешедшие в осадок рудные соединения, перекрываясь слоем свежесожденного осадка, оказываются в среде с недостаточным доступом кислорода, где органическое вещество способствует развитию сульфатредуцирующих бактерий, образующих сероводород. Роль органического вещества в стадию диагенеза и влияние его на процессы осаждения и концентрации металлов в донных осадках были установлены экспериментальными работами Н.Н. Ляликовой и Г.А. Соколовой (1965).

По данным В.Д. Шутова и И.П. Дружинина (1963), изучение распределения в породах меденосных толщ Джеккагана железа, валового, окисного, закисного (хлоридного) пиритного, а также остаточного органического углерода показало, что оруденение формировалось в диагенетическую стадию в участках максимального распространения захороненной органики, где происходила редукция окисных соединений.

Медь, свинец, цинк и другие халькофильные элементы, присутствующие в осадке в виде коллоидных соединений, сорбированных глинами веществ, соединений типа гидратов, основных карбонатов, сульфатов и т. д., в восстановительных условиях переходят в конечном счете в сульфидную форму. Образующиеся при этом сульфиды представлены преимущественно халькозином, борнитом, халькопиритом и ковеллином; они сопровождаются сульфидами железа, свинца, цинка, молибдена.

Процесс диагенетического обогащения осадков сульфидами меди, свинца и цинка

предполагает обязательное перераспределение этих металлов в результате стягивания рудного вещества в определенные участки, обогащенные органикой, с образованием псевдоморфоз по растительным остаткам, возникновением новообразований типа оолитов, глобулей, конкреций, концентрацией металлов в глинистых валунах (окатышах), гальках и т.д. Диагенетическими же образованиями, по-видимому, обусловлены стягивание и перемещение металлов из одних слоев в другие, где происходит накопление трудно растворимых минеральных соединений и переход минералов из состояния диффузионного рассеяния и вкрапленности в обособленные участки массивной сульфидизации. И здесь одним из основных факторов, вызывающих перераспределение рудных элементов, является присутствие в осадке неравномерно распределенного органического вещества.

Рудные скопления геохимически подвижных элементов могут возникать при распределении металла как внутри одного и того же пласта, в котором в результате неравномерного распределения органики установлена неодинаковая концентрация сероводорода и величины E_h , так и при перемещении металла в пределах рудоносных толщ, состоящих из некоторого количества пластов.

В основе перераспределения рудного материала в пласте находится стягивание, или "подток", рудного вещества от участков с низкой концентрацией сероводорода и высоким окислительно-восстановительным потенциалом к участкам с высоким содержанием сероводорода и пониженным E_h . В результате в этих участках образуются вкрапления сульфидов меди, свинца и цинка, которые при дальнейшем "стягивании" рудных минералов создают участки повышенной концентрации металла и рудные скопления.

Перемещение рудных элементов в пределах одного и того же пласта является частным случаем перемещения их в пределах целых рудоносных толщ, подчиняется, по-видимому, тем же закономерностям и обуславливается теми же причинами. Перемещение концентраций меди, свинца и цинка в рудосодержащих толщах отмечается рядом исследователей, например, в Мансфельдском месторождении медистых сланцев (Hoffman, 1924; Kautsch, 1942, а.о.), где описывается перемещение концентраций указанных металлов из красноцветной фации "Rote Fäule" в черные битуминозные сланцы. Аналогичное перемещение наблюдается, очевидно, и в пестроцветных толщах, сложенных чередованием красноцветных и сероцветных пачек, где медь, свинец и цинк в диагенетическую стадию породообразования мигрируют из красноцветных отложений в более богатые органическим веществом и, следовательно сероводородом, сероцветные пласты.

Н.М. Страхов (1962) объясняет происходящее в диагенезе перемещение рудных компонентов меди из красноцветных отложений в сероцветные "громадной разницей в растворимости основных карбонатов и сульфидов меди, свинца и цинка, вызвавшей огромное напряжение диффузионных процессов" (т.3, стр.80) и подчеркивает типичность этих явлений именно для толщ медистых песчаников. В карбонатных толщах, содержащих свинец и цинк, процессы перемещения рудных компонентов из одних горизонтов в другие выражены значительно слабее.

Явления перераспределения вещества в породе часто сопровождаются замещением обломков пород и цемента в песчаниках и алевролитах сульфидами меди, свинца и цинка. При этом структуры руд, возникающие в результате процессов перекристаллизации и замещения одних минералов другими, как правило, не отражают последовательности образования минералов. Например, при перекристаллизации кристаллы доломита в процессе роста захватывают вкрапленники сульфидов меди, свинца и цинка. Однако образующиеся при этом новые структурные особенности не отражают последовательности кристаллизации минералов. Ведь если возникновение хорошо образованных идиоморфных кристаллов доломита свидетельствует о более раннем их образовании, то наблюдающиеся в них включения рудных минералов, захваченных в процессе роста, позволяют прийти к противоположному выводу. Изложенное еще раз подтверждает мысль о том, что наблюдаемый порядок образования кристаллов, или последовательность замещения одних минералов другими, не соответствует первоначальному ходу процесса отложения вещества из раствора, и что как вмещающие породы, так и собственно рудное вещество в процессе преобразования перемещались и перекладывались. В качестве признаков формирования сульфидной минерализации при диагенезе следует назвать также приуроченность вкрапленности сульфидов к прослоям, деформированным еще до пе-



рехода осадка в породе (оползни, диагенетическая вкрапленность и др.), присутствие сульфидной вкрапленности в обломках седиментационных и внутриформационных брекчий, развитие рудных кластических даек и т.п. В результате диагенетического перераспределения рудных минералов выполняются также первичные трещины в породах (трещины усыхания, трещины, образовавшиеся при дегидратации и старении коллоидов, и т.д.).

В результате перемещения рудных компонентов в пределах одного пласта или рудоносной толщи вместо характерного для первично-осадочных (седиментогенетических) скоплений сплошного, но, как правило, небогатого обогащения металлом возникает неоднородная рудная залежь, в которой чередуются оруденелые и безрудные участки.

Таким образом, обогащение металлом некоторых слоев и участков в результате перераспределения рудного вещества сопровождается выносом части рудных элементов из первично-осадочной залежи и, следовательно, ее разубоживанием. Отсюда и характерные для большинства осадочных месторождений, возникших в стадию диагенеза, линзообразные и гнездообразные неправильные формы рудных тел, образующих пластообразные рудные залежи.

С диагенетическим перераспределением вещества в рудосодержащих толщах, по-видимому, связано и возникновение минералогической зональности рудных минералов. Она проявляется, во-первых, в последовательной смене по стратиграфическому разрезу сульфидов меди ее же соединениями, в которых возрастает содержание железа, а, во-вторых, в определенном пространственном расположении осадочных скоплений меди, свинца и цинка.

Установлено, что формирование минералогической зональности контролируется распространенностью органического вещества в осадках и что в прибрежных грубозернистых отложениях с меньшим количеством органического вещества преобладают сульфиды меди, которые в более мелкозернистой части разреза, обогащенной органикой, замещаются сульфидами железа. Смена минералов обычно происходит в следующем порядке: халькозин (с галенитом и сфалеритом или без них) замещается борнитом, затем халькопиритом и пиритом.

Смена сульфидов в вертикальном разрезе, также зависящая от содержания органического вещества в породе, иногда имеет ритмичный характер.

Минералогическая же зональность в размещении скоплений меди, свинца и цинка обусловлена приуроченностью сульфидов меди к наиболее мелководным, периферическим частям бассейна осадкообразования, расположенным поблизости от береговой линии. По мере углубления бассейна седиментации медная минерализация сменяется вначале свинцовым, а затем цинковым оруденением. Но кроме указанной пространственной зональности в размещении рудоносных отложений описываемой триады, наблюдается еще и вертикальная зональность, проявляющаяся в постепенной смене снизу вверх по разрезу медной минерализации свинцовой и еще выше цинковой (рудопроявления в Ленском районе, в Донбассе, месторождения в Присудетской моноклинали в Польше, в Мансфельде в ГДР и др.).

Минералогическая зональность в распределении рудных минералов отмечалась исследователями для различных месторождений (Бакун и др., 1958; Домарев, Богданов, 1959; Наркелюн, 1960; Страхов, 1962, 1964, и др.). При этом в работах (Garlick, 1958; Домарева, 1956, и др.) возникновение первичной минералогической зональности связывалось с изменением условий минералообразования в осадке при трансгрессии бассейна и объяснялось химической дифференциацией элементов в стадию седиментогенеза. Однако накопившийся в течение последнего десятилетия материал позволяет уверенно относить осадочные скопления меди, свинца и цинка, образовавшиеся из поступающих в бассейн седиментации взвесей основных карбонатов, к образованиям, возникшим в условиях умеренно-аридного климата. Тем самым гипотеза о возможности образования минералогической зональности в результате осадочной дифференциации, при которой металлы поступают в бассейн только в растворенном состоянии, явно не состоятельна.

Н.М. Страхов (1964) объясняет закономерность возникновения зональности медных руд физико-химическими свойствами сульфидных минералов, связывает ее с условиями генерации сульфидов и их избирательным перераспределением в стадию диагенеза.

Анализ имеющихся материалов позволил исследователям (Богданов, 1967; Попов, 1965, 1968, и др.) выделить два пути диагенетического рудообразования (главным образом для меденосных отложений осадочного генезиса).

1. Формирование месторождений и рудопроявлений преимущественно за счет преобразования седиментогенетических "первичных" рудоносных осадков с унаследованным пластовым характером залежей, с выдержанной рудоносностью, прослеживающейся по простиранию и падению на значительные расстояния, с характерными для них структурно-текстурными особенностями и другими свойственными им признаками. Эти месторождения и рудопроявления возникали в основном в тонкообломочных породах типа глинистых алевролитов, аргиллитов, реже мергелей, доломитов и известняков. Обязательным для них являлось наличие восстановительной среды, создаваемой веществом и анаэробными бактериями. В восстановительных условиях халькофильные элементы, присутствующие в осадках главным образом в виде взвесей основных карбонатов, в конечном счете переходили в сульфиды. Переотложение меди происходило преимущественно в ионной форме совместно с гидрокарбонат-ионом, имело послонный характер и обуславливало отложение сульфидов в прослоях и линзах, обогащенных органическим веществом.

Таким образом происходило образование седиментационно-диагенетических концентраций медных руд в глинисто-алевритовых и терригенно-карбонатных мелководно-морских отложениях (месторождения типа медистых сланцев).

2. Образование рудных скоплений осадочно-диагенетического типа предусматривало миграцию рудоносных растворов из тонкообломочных в более крупнозернистые пористые, обычно песчаные осадки, ранее не содержавшие рудных компонентов, при гравитационном уплотнении и литификации грубообломочных осадков. По-видимому, подобные руды (тип медистых песчаников) формировались при отсутствии в исходных мелкообломочных медистых осадках восстановительной обстановки, необходимой для сульфидообразования, и при наличии восстановительных барьеров в грубообломочных осадках (Богданов, 1967, 1968).

Рудные скопления этого типа вместо пластовой формы залегания, характерной для образований седиментогенетических и унаследовавших эти формы - седиментационно-диагенетических сланцев, образуют преимущественно линзовидные и гнездообразные тела неправильной формы и различных размеров. Оруденение исчезает и вновь появляется в пласте однородной породы, подчеркивая тем самым, что концентрация металла обусловлена не сменой литологических особенностей вмещающего пласта.

Свинец и цинк (Константинов, 1954) присутствуют в осадке и в виде осажденных электролитами карбонатных коллоидных взвесей, сорбированных глинами, и в виде выпадающих из растворов сложных соединений типа гидратов или водных карбонатов. Дальнейший путь превращения свинца и цинка в сульфидную форму аналогичен описанному выше для меденосных осадков: он также проходит в восстановительной обстановке при непременном воздействии H_2S , но не в пестроцветных образованиях, а в карбонатных толщах. При этом происходит перераспределение сульфидов свинца и цинка и концентрация их в отдельных участках.

Таким образом, в стадию диагенеза в результате перегруппировки и концентрации геохимически подвижных элементов могут возникать новые месторождения и рудные скопления меди, свинца и цинка. Н.М. Страхов (1962) пишет: "Именно в это время (в стадию диагенеза. - М.Б.) равномерное и в среднем невысокое содержание рудных элементов сменяется резко выраженным неравномерным. Из многих участков осадка медь-свинец-цинк уходят, зато в других избыточно накапливаются, создавая высокопроцентные руды" (т.3, стр.81). Аналогичного мнения придерживаются и другие исследователи (Константинов, 1954; Попов, 1965, и др.), устанавливающие, что именно к рудопроявлениям, образовавшимся в стадии диагенеза, относится основная часть промышленных скоплений меди, свинца и цинка осадочного генезиса.

К числу наиболее типичных осадочно-диагенетических концентраций меди относятся месторождения Западного Приуралья, близкими к ним считаются Джекказганское и Удоканское месторождения.

История рудного процесса, однако, не заканчивается в стадии диагенеза: Обычно рудные скопления вместе с вмещающими их породами в процессе дальнейшего геологического развития подвергаются эпигенетическим и метаморфическим изменениям.

При этом более поздние процессы преобразуют как первично-осадочные (седиментогенетические) руды и обогащенные металлом породы, так и руды и рудосодержащие породы, уже измененные диагенетическими процессами (Пустовалов, 1940; Саложников, 1955, и др.).

Интенсивность проявления этих процессов для разных частей разреза различная и зависит от особенностей изменяющихся пород. Последние, как правило, сохраняют облик осадочных образований, а заключенные в них рудные тела — свое стратиграфическое положение, первоначальную форму, количество рудоносных горизонтов в разрезе продуктивной толщи и т. д. Даже в месторождениях докембрийского возраста, подвергшихся процессам складкообразования и некоторым метаморфическим преобразованиям (Удокан), рудные тела не утратили первичные морфологические черты и сохранили приуроченность к определенным стратиграфическим уровням. Более поздние процессы обычно лишь усложняют морфологию рудных тел, а рудное вещество, как составная часть вмещающей осадочной породы, подвергается перекристаллизации. Таким образом, изменения, вызванные процессами эпигенеза и раннего метаморфизма, в ряде случаев сводятся к перераспределению и частичному преобразованию рудных накоплений, возникших в стадии диагенеза. Поэтому значительная часть исследователей (Константинов, 1952; Попов, 1964; Страхов, 1962, и др.) считает наиболее важным в формировании осадочных концентраций сульфидных руд диагенетические процессы или процессы преобразования и перемещения вещества в стадию диагенеза. Однако эти представления не являются общепризнанными. Некоторые исследователи придают большое значение эпигенетическим процессам; они считают, что в результате перекристаллизации и действия подземных вод (в зонах восстановительных сероводородных барьеров по А.И. Перельману, 1965) характер и минеральный состав осадочных пород сильно меняются.

Изменения пород, содержащих медные и свинцово-цинковые скопления, в стадию эпигенеза определяются повышенными давлением и температурой, увеличенной активностью подземных вод и другими явлениями, связанными с погружением пород при прогибании земной коры (Попов, 1965; Страхов, 1962).

При этом происходит перекристаллизация рудовмещающих пород, рудных скоплений, раскристаллизация цемента и замещение его рудными компонентами, коррозия обломков и замещение их рудными и нерудными минералами, регенерация обломочного материала, возникновение минеральных новоборазований, рост конкреций и кристаллических вкрапленников. В результате этих же процессов происходит перемещение рудных элементов подземными водами, а также минерализация трещин, зон разломов и брекчирования и выполнения жил латерально-секреционного и альпийского типов, образовавшихся в осадочных породах после литификации осадка.

Характер изменения рудных минералов и вмещающих их пород процессами эпигенеза различен. Во вмещающих породах часто возникает значительно более разнообразный и сложный комплекс минералов, чем в рудах, состав которых зависит от длительности и интенсивности преобразующих процессов. Но собственно руды, в частности сульфиды тяжелых металлов, в стадию эпигенеза и начального метаморфизма обычно подвергаются "лишь перекристаллизации и переотложению с преимущественным образованием тех же сульфидов в виде многочисленных их генераций и крайне небольшого числа новых сульфидов" (Попов, 1964, стр. 362). В качестве примера можно указать на изменения, наблюдающиеся в нижнепротерозойских породах и в содержащихся в них рудных скоплениях на Удоканском месторождении, где сульфиды меди подверглись лишь перекристаллизации, сопровождавшейся выносом части рудных минералов из меденосных пластов в жилы альпийского типа. Кроме того, там же подавляющая часть сульфидов меди входит в состав цемента песчаников, образуя скопления неправильной формы, заполняющие промежутки между обломочными зернами. В результате процессов эпигенеза и раннего метаморфизма в меденосных песчаниках и алевролитах этого месторождения наблюдались бластокластические структуры, связанные с перекристаллизацией, переотложением и переориентировкой вещества (Бердичевская, Лейтес, 1961).

Аналогичные явления наблюдались в медистых песчаниках и алевролитах месторождений и рудопоявлений Русской платформы и других территорий.

Значительно реже происходят перераспределение и перегруппировка рудного вещества, которые в основном сводятся к замещению одних сульфидов другими. Об этом свидетельствует отмечаемое М.М. Константиновым (1954) наличие галенита и сфале-

рита в виде агрегатов кристаллов в центральных частях пиритовых стяжений и пиритизированных растительных остатков, где они выполняют ядра клетчатки (Волгинское месторождение в окрестностях г. Боровичи).

Таким образом, происходящие в осадочных породах эпигенетические процессы продолжают и развивают процессы, протекающие в стадию диагенеза и в свою очередь постепенно сменяются метаморфическими преобразованиями.

Л.В. Пустовалов (1940), давая общую характеристику эпигенетических явлений, пишет: "Нетрудно видеть, что эпигенетические процессы являются прямым продолжением и дальнейшим развитием процессов раннего диагенеза и имеют с ним много общего. Существенная разница заключается лишь в том, что во время формирования осадочной породы процессы направлены в сторону установления равновесия осадка с той средой, в которой он накопился, тогда как процессы эпигенеза — с той средой, в которой пребывает порода после своего окончательного образования" (т.1, стр.337-338).

Особую группу образований, возникшую в стадии эпигенеза и начального метаморфизма (проведение границы между которыми сейчас крайне затруднительно), представляют собой рудные тела, локализующиеся в зонах нарушений и трещин, а также рудные скопления, образовавшиеся в результате "залечивания" разнообразных трещин перекристалловыми или жильными минералами. Формирование их связывается с перекристалловением полезных компонентов поровыми водами. К этим эпигенетическим образованиям относятся пластовые и другие жилы, а также их обогащенные зальбанды в залежах медистых песчаников, свинцовых и цинковых скоплениях. Они развиваются часто по трещинам сбросов, кливажа, напластования и отличаются невыдержанностью по простиранию и по падению. Часто жилы имеют линзовидную или сложную ветвящуюся форму; нередко они прерывисты.

Жильные рудные тела в продуктивных толщах представляют собой образования альпийского типа, формирование которых происходило путем перекристаллизации и перекристалловения седиментационно-диагенетических накоплений тяжелых металлов в стадии эпигенеза и начального метаморфизма. Такие жилы, как правило, располагаются среди рудоносных отложений или вблизи них. Минеральный состав их различен и зависит от особенностей района их распространения, от состава пород, в которых они развиты, и от степени изменения этих пород. Четко выделяется общность рудного состава вмещающих пород и жильных образований, когда в жилах присутствуют минеральные ассоциации сульфидов, сходные с таковыми во вмещающих медистых или свинцово-цинковоносных породах. Оруденелыми обычно являются только те жильные образования, которые пересекают рудные горизонты или находятся в непосредственной близости к ним.

Иногда рудные горизонты рассечены крутопадающими сбросами на отдельные смешанные относительно друг друга блоки, в которых сохраняются присущие рудоносным горизонтам закономерности размещения сульфидной минерализации (характер многоярусного строения, зональность оруднения и т.п.). Такая складчатая деформация рудоносной толщи вместе с подстилающими и перекрывающими ее пластами наблюдалась в Удоканском, Джезказганском и других месторождениях. Кроме того, в породах Удоканской серии северо-востока Олекмо-Витимской горной страны наблюдались кварцевые, кварц-кальцитовые и другие жилы, образование которых связано с явлениями растворения и перераспределения первичного материала. В составе этих жил наблюдается тот же комплекс минералов, что и во вмещающих породах. Среди жильных образований, пересекающих породы Удоканской серии, присутствуют прожилки и жилы кварцевого, кварц-полевошпатового, кварц-полевошпат-эпидотового, эпидотового, кальцитового, хлоритового и другого состава мощностью от нескольких миллиметров до 5-7 см. В более крупных жилах наблюдаются хорошо образованные кристаллы гематита и друзы кварца, свидетельствующие о кристаллизации в условиях свободного пространства.

Как правило, прожилки и жилы пересекают преимущественно пласты измененных песчаников; в алевролитах, аргиллитах и карбонатных породах они присутствуют значительно реже. Обычно жильные образования приурочены к трещинам отдельности и зонам локальных разрывных нарушений. Контакты жил с вмещающими породами резкие, околожильные изменения отсутствуют. Жилы и прожилки часто располагаются в пределах лишь одного слоя.

Сходство минерального состава жил с составом вмещающих пород, их приуроченность к определенным пластам и отсутствие околожилых изменений свидетельствуют об "альпийском" характере этих жил, возникших в результате растворения и переотложения материала вмещающих пород. Существенную роль в формировании жил и прожилков, по-видимому, играли процессы замещения первичных минералов новообразованными в стадии эпигенеза и метаморфизма (Бердичевская, Лейтес, 1960, 1961).

Вблизи описываемых, обогащенных рудными компонентами участков пород обычно наблюдаются зоны, обедненные этими минералами, представляющие собой области, откуда происходил вынос рудного вещества. Перемещение свинцово-цинковых руд для "залечивания" трещин в стадию эпигенеза в результате выноса вещества боковых пород отмечают М.М. Константинов (1954) и другие ученые. Согласно указанному автору, воды, движущиеся из пласта в пустоты трещин, не только переотлагали имеющиеся в рудоносной толще в виде минеральных образований свинец и цинк, но также извлекали из слагающих пласты пород сорбированные металлы и переоткладывали их в минеральной форме в пустотах, продолжая тем самым процесс рудообразования.

Таким образом, в результате процессов эпигенеза и начального метаморфизма из рассеянных полиметаллических оруденений под влиянием пластовых вод формируются относительно богатые рудные концентрации, связанные с зонами трещиноватости и нарушениями, в основном приуроченные к определенным толщам и даже пластам осадочных пород, являющихся первоисточником оруденения. Месторождения, возникающие в эту стадию формирования пород, относятся В.М. Поповым (1965) к типу осадочно-эпигенетических и осадочно-метаморфических.

Переотложение и перераспределение сульфидов меди, свинца и цинка в стадии эпигенеза и начального метаморфизма происходят при соответствующих изменениях физико-химических условий. Проведение границы между эпигенетическими и метаморфическими изменениями очень сложно. Не менее трудно отличить и низкотемпературные гидротермальные месторождения от осадочных, преобразованных указанными процессами, что нередко служит причиной ошибочного и все еще широко распространенного представления о превосходстве практического значения эндогенных, медных и полиметаллических месторождений. В спорных случаях установление первично-осадочной природы оруденения требует тщательного восстановления условий первичного рудонакопления с помощью литолого-фациального, структурно-фациального, палеогеографического и формационного анализов.

Литература

- Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. - Геол. и разв., 1958, № 5.
- Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. Некоторые особенности пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири. - В кн. "Вопросы седиментологии" (Доклады советских геологов к VI. Междун. конгрессу по седиментологии). Госгеолтехиздат, 1960.
- Бердичевская М.Е., Лейтес А.М. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ северной части Читинской области. - В кн. "Очерки по металлогении осадочных пород". Изд-во АН СССР, 1961.
- Богданов Ю.В. О роли седиментационных (поровых) вод в образовании стратифицированных месторождений меди. - Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3.
- Богданов Ю.В. Стратифицированные месторождения меди СССР и основы их прогнозной оценки. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Л., 1968.
- Домарев В.С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 8. Геол. и полезн. ископ., 1956, ч. 1.
- Домарев В.С., Богданов Ю.В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. - Геол. рудн. месторожд., 1959, № 1.

- Константинов М.М. К вопросу о роли диагенеза и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка. - Разведка недр, 1952, № 5.
- Константинов М.М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка. - В кн. "Вопросы минералогии осадочных образований", кн. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Ляликова Н.Н., Соколова Г.А. Микробиологическая характеристика некоторых рудных месторождений Центрального Казахстана. - Микробиология, 1965, 24, вып. 2.
- Наркелюн Л.Ф. Вопросы геологии и генезиса медистых песчаников Джекказгана. - Изв. АН Кирг. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 1.
- Перельман А.И. Геохимия гипергенеза. Миграция атомов в верхней части земной коры. - Природа, 1965, № 2.
- Попов В.М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. - Междун. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5. Проблема генезиса руд. Изд-во "Недра", 1964.
- Попов В.М. Медь. - В кн. "Металлы в осадочных толщах. Тяжелые цветные металлы. Малые и редкие металлы." Изд-во "Наука", 1965.
- Попов В.М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. М., 1968.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. 1-2. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. - Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Пустовалов Л.В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. - В кн. "Очерки по металлогении осадочных пород". Изд-во АН СССР, 1961.
- Сапожников Д.Г. О стадиях осадочного рудообразования. Изд-во АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1, 3. Изд-во АН СССР, 1960-1962.
- Страхов Н.М. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. - Литол. и полезные ископ., 1964, № 4.
- Шутов В.Д., Дружинин И.П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джекказгана. - В сб. "Дельтовые и мелководные морские отложения". Изд-во АН СССР, 1963.
- Garlick W.G. Structures of the Northern Rhodesi Copperbelt deposits. C.C.T.A. Yoint Meeting, Leopoldville, Publ., 1958, N 44.
- Hoffman W. Erzführung und Erzverteilung des Mansfeeder Kupferschiefer und hieraus sich ergebenden mineralbildenden und umbildenden Vorgänge im Kupferschiefer. Halle (Saale), 1924.
- Kautsch E. Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. Archiv. f. Lagerstattanforchung, 1942, N 74.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

Девон восточного склона Среднего и Южного Урала характеризуется развитием морских фаций, среди которых важное значение имеют умеренно-глубоководные и прибрежно-мелководные геосинклинальные фации, на стыке которых, по всей вероятности, и произошло зарождение и образование многочисленных мелких марганцевых месторождений.

Умеренно-глубоководные геосинклинальные фации характеризуются преимущественным развитием лав и туфов андезито-базальтового состава, кремнисто-сланцевыми, кремнисто-яшмовидными породами и яшмами вулканического происхождения (известняки играют подчиненную роль); в прибрежно-мелководных фациях преобладают терригенные осадки (рис.1).

В девонском разрезе Алапаевско-Каменской металлогенической зоны наблюдается снизу вверх от кобленцкого до фаменского яруса постепенное уменьшение карбонатных осадков и увеличение терригенных отложений, в эйфельское и живетское время заметно возрастает роль вулканогенных образований (лав и туфов андезито-базальтового состава, кремнистых пород).

Предполагается, что в конце эйфеля данная территория испытала поднятие, в результате которого живетские осадки с угловым и эрозионным несогласием легли на отложения эйфельского яруса.

К концу девона (в фамене) в восточной части рассматриваемой зоны существовали континентальные условия, в средней - прибрежно-морские и лагунные и в западной - морские.

В литологическом составе пород, слагающих район Клевакинского месторождения, наблюдается определенная цикличность: вулканогенно-осадочный цикл, выражающийся в накоплении эффузивов и туфов основного и среднего составов и на заключительной стадии кремнистых толщ, сменяется терригенно-осадочным циклом, в котором преобладают кластогенные осадки.

Фациальные особенности формирования исследованных осадков также указывают на изменение палеогеографической обстановки и физико-химического режима бассейна седиментации на протяжении девонского времени. Морские умеренно-глубоководные фации в разрезе постепенно сменяются прибрежно-мелководными.

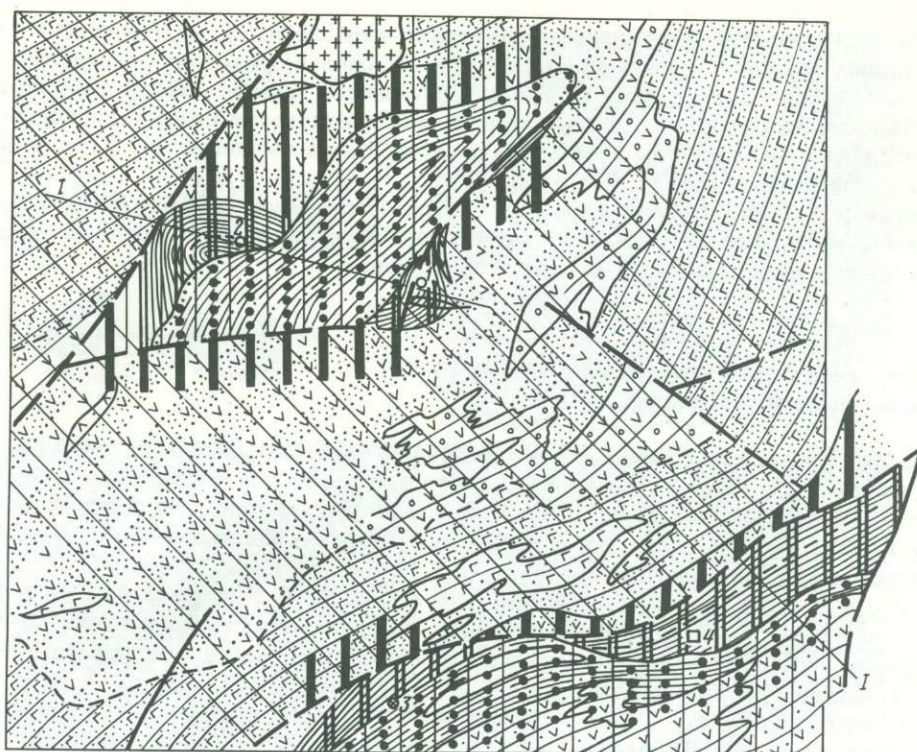
Марганценосная кремнисто-сланцевая толща Клевакинского месторождения условно отнесена к живетскому ярусу среднего девона. Формирование ее происходило на стыке умеренно-глубоководной и прибрежно-мелководной морских фаций, возможно в нижней части материкового шельфа.

Разрез марганценосной кремнисто-сланцевой толщи на центральном участке месторождения следующий (снизу вверх):

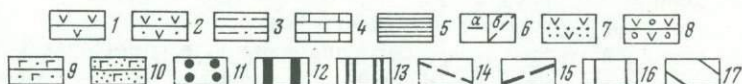
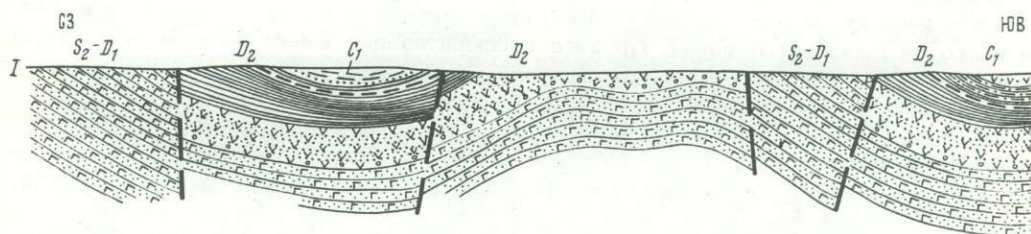
- 1) кремнистые сланцы от темно-серых до черных с зеленоватыми прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников;
- 2) кремнистые сланцы серые с редкими тонкими прослоями зеленовато-серых туффитов;
- 3) кремнистые сланцы подрудные от темно-серых до черных;
- 4) глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые рудовмещающие сланцы;
- 5) углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Рудоносная кремнисто-сланцевая толща перекрывается породами франского яруса D₃, представленными прибрежно-мелководными морским отложениями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, яшмовидными кремнистыми породами, известняками.

В тектоническом отношении район Клевакинского месторождения располагается в пределах Алапаевско-Теченского мегасинклинория, в пределах которого с запада на восток выделяются три структурные зоны, отличающиеся характером тектонических движений и литологическим составом осадков: Западная, Центральная и Восточная. Центральная зона характеризуется развитием эффузивных и эффузивно-осадочных пород, образующих брахискладки. К крыльям таких брахисинклинальных складок и приурочены марганцевые рудопроявления.

Геологоразведочными работами на Клевакинском месторождении было установлено два рудных тела, залегающих в глинисто-кремнистых сланцах. Главное из них - ниж-



0 1,0 1,5 2,0 км



Р и с. 1. Структурно-фациальная схема района Клевакинского месторождения и геологический разрез по линии I-I. Составил В.П.Рахманов по материалам Г.А.Бабенкова (1965 г.)

1 - андезитовые и андезито-дацитовые порфириты;
 2 - пирокластические образования и кластолавы андезитовых порфиритов; 3 - терригенно-карбонатные отложения, кластолиты; 4 - известняки; 5 - кремнисто-марганцевая сланцевая толща; 6 - марганцеворудные проявления: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - кристаллические туфы и туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 8 - грубообломочные пирокластические образования: туфы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники; 9 - андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, диабазы; 10 - литокластические, часто взрывного характера туфы андезито-базальтовых порфиритов, иногда туффиты; 11 - прибрежно-мелководные морские отложения; 12 - отложения морские - нижней части шельфа; 13 - умеренноглубоководные морские отложения; 14 - условные геологические границы; 15 - тектонические линии; 16 - блоки относительной стабилизации; 17 - блоки приподнятые. Участки: 1 - Клевакинский; 2 - Гусевский; 3 - Покровский; 4 - Черемшанский

нее, лежащее в основании глинисто-сланцевого горизонта, прослеживается скважинами до 150-160 м по простиранию и на несколько десятков метров по падению в север-северо-западном направлении. Длинная ось рудного тела вытягивается с юго-за-

пада на северо-восток. Оно сложено силикатно-карбонатными марганцевыми рудами, окисленными в кровле рудной залежи и у ее выходов на земную поверхность, Рудный пласт имеет форму уплощенной линзы с нарушенными дизъюнктивной тектоникой краями. Максимальная мощность его в утолщенной части достигает 9 м, к периферии она снижается до 2-3 м. С глубиной мощность руд также уменьшается. Угол падения пласта не превышает 50° .

Второе рудное тело целиком располагается в зоне коры выветривания. Оно имеет сложную конфигурацию и отделяется от первого рудного пласта прослоем окисленных и омарганцованных кремнисто-глинистых сланцев.

Петрографическое описание типового разреза Клевакинского месторождения

Породы, слагающие Клевакинское марганцевое месторождение, по литолого-стратиграфическому признаку можно условно подразделить на три толщи: а) подрудную вулканогенно-осадочную толщу среднего девона; б) рудоносную кремнисто-сланцевую толщу живетского яруса среднего девона; в) надрудную кремнисто-карбонатно-терригенную толщу верхнего девона.

Вулканогенно-осадочные и эффузивные подрудные породы. Андезитовый порфирит представляет собой тяжелую плотную темно-зеленую породу с неправильным изломом. Текстура породы однородная, массивная, структура среднезернистая.

Под микроскопом структура породы порфиристая. Количество порфировых выделений составляет от 30 до 50% от всей массы породы; они представлены ромбическим пироксеном и плагиоклазом.

Плагиоклаз имеет таблитчатые вытянутые формы сечений размером $2,5 \times 0,5$ мм и менее. По составу это андезин № 37-40. Неизменный плагиоклаз встречается редко, чаще всего он сосюртитизирован. Процесс сосюртитизации имеет зональный характер и развивается от периферии к центру сечения. Порфировые выделения плагиоклаза резко преобладают над выделениями пироксена.

Идиоморфные кристаллы пироксена нередко с периферии замещаются роговой обманкой или хлоритом (табл. I, а). В зернах пироксена изредка наблюдаются выделения плагиоклаза и рудного минерала с образованием пойкилитовой структуры (табл. I, б).

Из рудных минералов присутствует пирит, встречающийся в виде единичных мелких кристалликов и идиоморфнозернистых агрегатов.

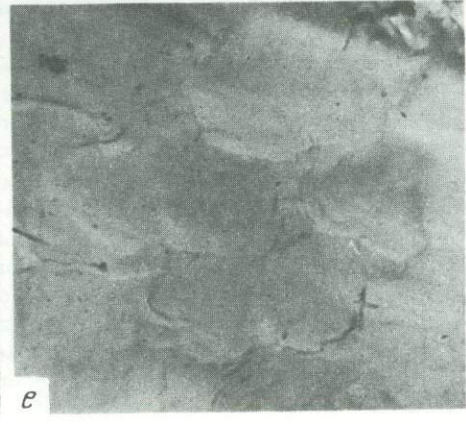
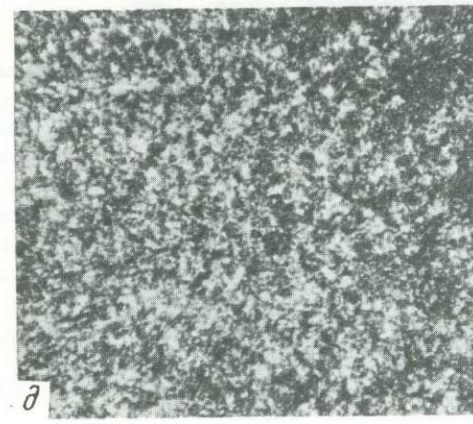
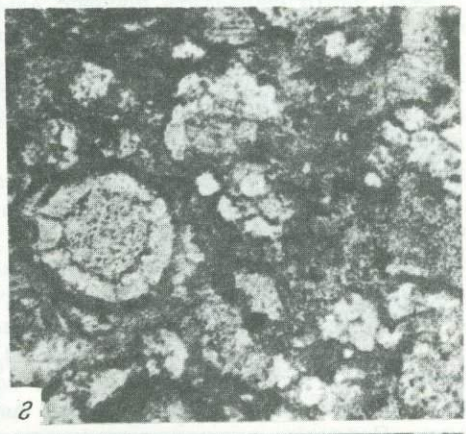
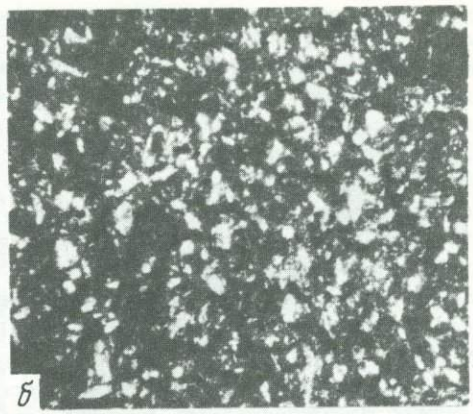
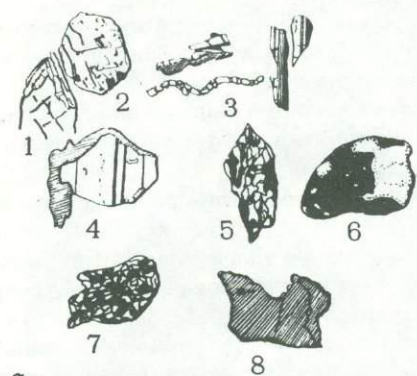
Структура основной массы чаще всего диабазовая, в отдельных случаях гиалопилитовая. По всей вероятности, в основной массе присутствовало вулканическое стекло, впоследствии раскристаллизованное в хлорит.

В андезитовых порфиритах наблюдаются многочисленные миндалины округлой или эллипсоидной формы, выполненные поздним плагиоклазом, кварцем, карбонатом, эпидотом, хлоритом, халцедоном, слюдой.

Туфоалевролиты - плотные, крепкие серо-зеленые породы с остроугольным изломом и слоистой текстурой (табл. I, б). Слоистость горизонтальная или пологоволнистая. Структура породы меняется от тонко- до мелкозернистой. Под микроскопом это прозрачная бледно-желтая порода, содержащая значительное количество (30-35%) обломков алевритовой размерности (как крупно-, так и мелкоалевритовой). Крупные обломки представлены плагиоклазом, мелкие - кварцем и плагиоклазом, по форме они остроугольные, неокатанные, тогда как крупные - полукатаны.

Цемент породы по типу базальный, сгустковый, по составу - глинисто-хлоритово-кремнистый, микро- и тонкозернистый. Текстура микрослоистая. Иногда фиксируются остатки радиолярий, замещенные глинистым веществом или хлоритом.

Выше по разрезу залегают сравнительно маломощные прослои кремнистых сланцев, содержащих примесь глинистого вещества и 1-2% алевритовых обломков. Это плотные тонкозернистые темно-серые породы со ступенчатым изломом, с микрослоистой текстурой. Сланцы этой толщи сильно карбонатизированы. В них встречены остатки радиолярий, замещенных халцедоном. Облик и текстура сланцев говорят о том, что их образование происходило в водной среде, в области слабых течений.



Т а б л и ц а I

а - рисунки к петрографическому описанию пород: 1 - псевдоморфоза роговой обманки по пироксену; 2 - пойкилитовая структура пироксена; 3 - обломки кристаллов плагиоклаза в туфогенных породах; 4 - плагиоклаз с каймой хлорита; 5 - псевдоморфоза слюды по плагиоклазу; 6 - выделения пирита (черное) в кварц-плагиоклазовом песчанике; 7 - псевдоморфоза альбита по плагиоклазу; 8 - выделение спессартина в руде; б - туфоалевролит мелкозернистый; в - пепловая структура андезитовых порфиритов (прозрачный шлиф 90/68, увел. 72, с анал.); г.- радиоларии в туфе андезитовых порфиритов, замещенные карбонатом (прозрачный шлиф 94/68, увел. 140, с анал.); д - мелкозернистый кремнистый сланец (прозрачный шлиф 287/68, увел. 72, с анал.); е - почковидные выделения опала в родохрозитовой руде (прозрачный шлиф 133/68, увел. 72, с анал.)

Вверх по разрезу сланцы сменяются туфами андезитовых порфиритов.

Макроскопически это плотные светло-серые породы с остроугольным изломом, неслоистые, чаще всего среднезернистой структуры. Местами туфы интенсивно пиритизированы, а также содержат примазки и гнезда кальцита.

При изучении под микроскопом представляется, что данную породу следует назвать кристалло-витрокластическим туфом андезитовых порфиритов. Туф содержит зерна псаммитовой размерности.

Кристаллообласты представлены обычно плагиоклазом, имеющим длиннопризматические таблитчатые формы сечений размером 1,6–0,7 мм. Количество обломков составляет от 40 до 50% от всего объема породы. Неизменный плагиоклаз очень редок. Он обычно в той или иной степени серицитизирован, соссюритизирован, карбонатизирован. На отдельных зернах состав его определен как олигоклаз-андезин. Замещение часто развивается зонально, когда более кислая периферическая часть замещена серицитом, а центральная (основная) – агрегатом соссюрита. На неизменных разрезах плагиоклаза можно часто наблюдать процесс альбитизации андезина (табл. I, а4). В этих случаях вокруг кристаллов плагиоклаза образуются каймы хлорита. Изредка можно наблюдать псевдоморфозы биотита по плагиоклазу (табл. I, а5).

Кристаллы плагиоклаза часто несут на себе признаки, подчеркивающие их вулканическое происхождение: они оплавлены, разбиты поперечными трещинками, залеченными карбонатом; образуют остроугольные, клиновидные обломки (табл. I, а3).

Обломочный кварц встречается очень редко. К акцессорным минералам относится апатит, имеющий характерные длиннопризматические формы сечений. Из рудных минералов встречается пирит в виде кубических кристаллов и гипидиоморфных выделений.

В некоторых шлифах встречены выделения вулканического стекла неправильной формы, раскристаллизованного в альбит-хлоритовый агрегат.

В туфах встречены остатки радиолярий диаметром 0,1–0,2 мм, замещенные глинистым веществом и иногда кальцитом (табл. I, г).

Основная масса очень тонкозернистая, по составу альбито-хлоритовая. Сохранность пепловой структуры очень плохая. Можно видеть реликты рогулек стекла, замещенные карбонатом. Пепловые частицы представлены также выделениями альбита, развившимися, видимо, по вулканическому стеклу, а также гидрослюдой.

Для туфов андезитовых порфиритов очень характерна более поздняя карбонатизация.

Марганценовые кремнисто-сланцевые породы и марганцевые руды. На вулканогенно-осадочную толщу с постепенными переходами ложится рудовмещающая кремнисто-сланцевая толща, которую условно можно подразделить на нижнюю (безрудную), представленную пачкой серых и темно-серых кремнистых сланцев, и верхнюю (рудоносную), сложенную глинисто-кремнистыми, глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненным количеством кремнистых сланцев. К низам этой верхней пачки и приурочен горизонт глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с прослоями и линзами силикатно-карбонатных марганцевых руд.

В основании кремнисто-сланцевой толщи залегают серые кремнистые сланцы, сливные, неслоистые, с раковистым изломом.

Под микроскопом это бесцветная, однородная, микрозернистая порода (табл. I, д) с размером зерен менее 0,01 мм. Структура породы микрогранобластовая, состав халцедоновый. Халцедон имеет светло-серые интерференционные окраски и волнистое угасание, зерна его ксеноморфные, изометричные. В основной массе породы тонко распылены пелитовые частицы.

Отдельные образцы кремнистых сланцев имеют микрослоистую текстуру, обусловленную наличием остатков радиолярий и спикул губок. Эти последние выполнены обычно халцедоном, редко кварцем и опалом.

Выше по разрезу залегают марганценовые глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы. Это тонкозернистые, слоистые породы серого цвета.

Под микроскопом это прозрачная светло-желтая, тонкослоистая порода. В скрещенных николях она обычно изотропна; слабая анизотропия возникает за счет мелких чешуек слюды.

Кремнисто-глинистые сланцы содержат до 5% алевритовых зерен, располагающихся параллельно общей слоистости. Обломки представлены обычно плагиоклазом, реже кварцем и рудным минералом. Встречаются также остатки радиолярий, выполненных обычно глинистым веществом, реже хлоритом или карбонатом. В основании пласта

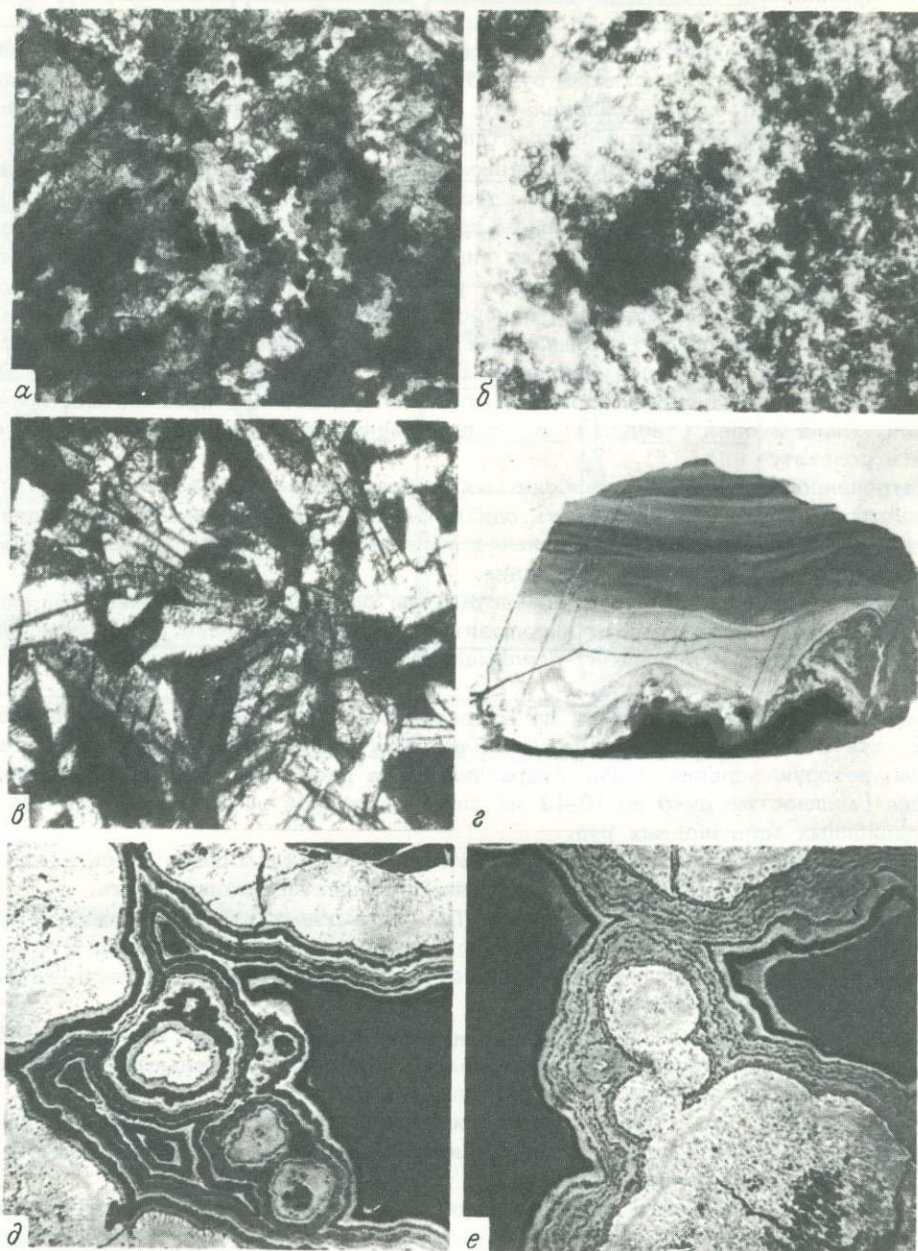


Таблица II

а - ксеноморфные выделения родохрозита в силикатно-карбонатной марганцевой руде (прозр. шлиф 417/67, увел. 72, с анал.); б - микрозернистые точечные скопления спессартина в силикатно-карбонатной марганцевой руде (белое - кварц, темное - хлористо-глинистый материал; прозр. шлиф 433/67, увел. 140, с анал.); в - кристаллические выделения родонита в силикатно-карбонатной марганцевой руде (прозр. шлиф 417/67, увел. 140, с анал.); г - силикатно-карбонатная марганцевая руда разнополосчатой текстуры (границы между слоями неровные, извилистые; штурф, Клеванское месторождение, Центральный участок); д - колломорфные выделения псиломелана (черное - поры и пустоты; окисленная марганцевая руда; шурф I, полир. шлиф 335/68; увел. 115); е - концентрически зональное строение псиломелановых почек (черное - поры и пустоты; окисленная марганцевая руда, полир. шлиф 335/68, увел. 115, шурф 1).

глинисто-кремнистых сланцев залегают линзы первичных силикатно-карбонатных марганцевых руд.

К первичным марганцевым рудам относятся силикатно-карбонатные (аллеганиит-родохрозитовые) руды, основными рудообразующими минералами которых являются: родохрозит (табл. II, а), манганокальцит, аллеганиит. К редко встречающимся марганцевым силикатам относятся спессартин (табл. II, б) и родонит (табл. II, в).

На минералы ряда родохрозит-манганокальцит приходится 55-65%. На остальную часть, представленную аллеганиитом, спессартином, родонитом, - 35-45%. Из примесей около 20% приходится на минералы группы кварца. Кроме того, присутствует тонкий пелитовый материал, состоящий из гидрослюд и каолинита, а также эпидот и хлорит, углистое вещество. Общую текстуру руды можно определить как слоистую, включающую ее различные модификации: неяснослоистую, прерывистослоистую, линзовиднослоистую и т.д. (табл. II, г). Общий цвет руд розовато-серый.

Таким образом первичные марганцевые руды Клевакинского месторождения в основном карбонатные (родохрозитовые), местами существенно кремнистые, содержащие халцедон, кварц и опал (табл. I) и в переменных количествах аллеганиит, спессартин и родонит.

Приуроченность силикатно-карбонатных марганцевых руд к горизонту глинисто-кремнистых сланцев может служить одним из поисковых признаков при условии его четкого стратиграфического определения в пачке углисто-кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев.

Окисленные марганцевые руды представлены окисными и гидроокисными соединениями марганца (псиломеланом, пиролюзитом, вадом). Наиболее распространенный тип окисленной руды - пиролюзит-псиломелановый с преобладанием то одного, то другого минерала.

Окисленные марганцевые руды на Клевакинском месторождении образовались близ поверхности в коре выветривания, развивающейся по марганценосным кремнистым сланцам, которую условно можно подразделить на две зоны: верхнюю и нижнюю. Верхняя зона (мощностью от 0 до 10-12 м) характеризуется развитием остаточно-инфильтрационных марганцевых руд.

В нижней зоне снижается активность атмосферного кислорода. Здесь распространены остаточные марганцевые руды, сохраняющие реликтовую слоистость.

Окисленные руды имеют черный цвет. Для остаточных руд характерны реликтовополосчатые текстуры, унаследованные от первичных марганцевых руд. Инфильтрационные же руды дают чаще петельчатые, сетчатые, колломорфные натечно-скорлуповатые и другие текстуры (табл. II, д, е).

Окисленные марганцевые руды Клевакинского месторождения в значительной мере разубожены глинисто-кремнистым материалом, слагающим отдельные сланцевые прослои в невыветрелых силикатно-карбонатных рудах.

Представляется, что с точки зрения промышленной классификации правильнее относить окисленные марганцевые руды Клевакинского месторождения к бедным кремнистым железо-марганцевым рудам.

На рудоносном горизонте залегают углисто-кремнистые, углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы, черные, слоистые, сильно пиритизированные. Все углистые сланцы содержат обычно большое количество ископаемых радиолярий, выполненных криптокристаллическим кварцем, иногда халцедоном, реже хлоритом или глинистым веществом. В промежутках между радиоляриями располагается темно-серая углистая масса. В скоплениях углистого вещества иногда встречаются обломки древесины. В большом количестве в этих сланцах встречаются пирит, образующий идиоморфные кристаллы, микросферолиты и послонные мелкозернистые выделения.

Терригенно-осадочные надрудные породы. С размывом угловым несогласием на пачке углисто-кремнистых сланцев залегают толща терригенно-осадочных пород, представленных кремнисто-карбонатными породами, вишневыми глинисто-кремнистыми сланцами, яшмовидными кремнистыми породами, полевошпатовыми песчаниками.

Залегающие в основании толщи кремнисто-карбонатные породы представляют собой глинистые, алевролитистые или кремнистые известняки, серые, неяснослоистые, мелкозернистые. Карбонат в них представлен в основном кальцитом с небольшой примесью доломита. Глинистое вещество, тонкораспыленное в породе, иногда образует сгустки.

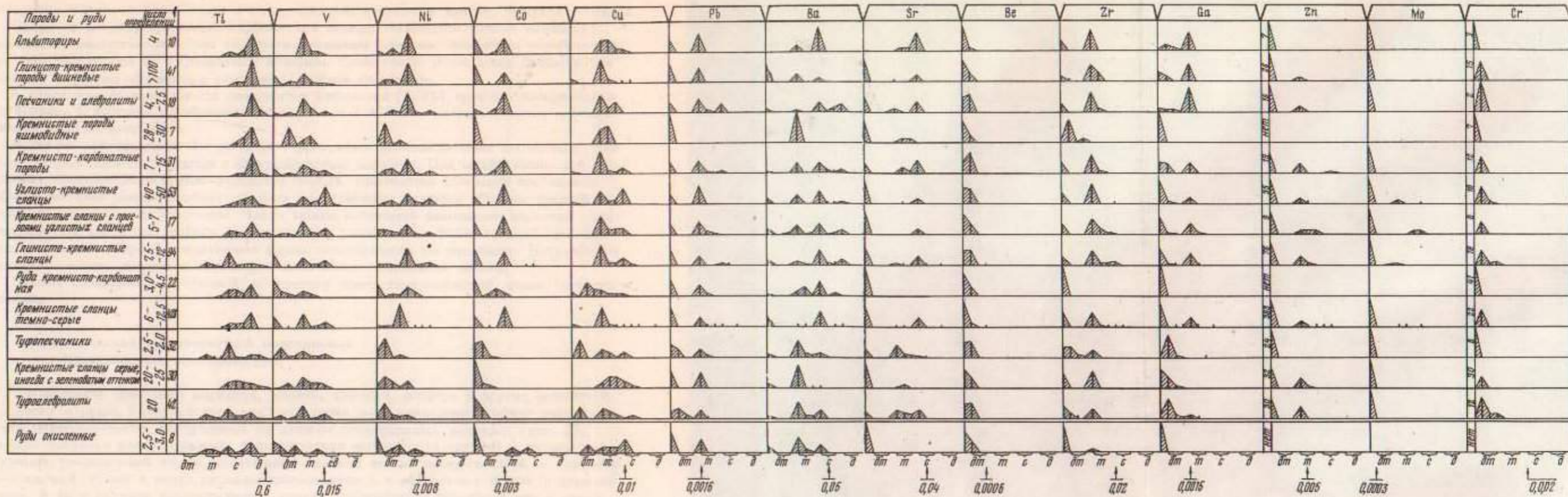
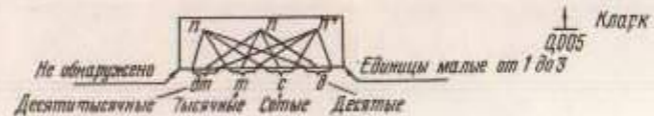


Рис. 2. Схема изолиний абсолютных масс марганца в условных единицах (вес. % X мощность) по рудной пачке для Грушевого участка

Фациальные марганцеворудные зоны (с вмещающими породами): 1 - глинисто-песчаные и глинисто-алевритовые; 2 - песчано-глинистые окисные с песчано-глинисто-алевритовыми карбонатными рудами; 3 - глинисто-песчано-алевритовые карбонатные; 4 - песчано-алеврито-глинистые карбонатные; 5 - алеврито-глинистые карбонатные; 6 - направление сноса рудного и терригенного материала; 7 - безрудные отложения внутри рудной залежи; 8 - границы зон



Алевритовая примесь представлена обломками плагиоклаза и кварца, чешуйками слюды.

Вверх по разрезу кремнисто-карбонатные породы сменяются толщей вишневого кремнисто-слюдисто-глинистых гематитизированных сланцев. Это очень тонкозернистая слоистая порода со ступенчатым изломом. Слоистость обусловлена большей или меньшей степенью обогащения отдельных слоев гематитом.

В описанных сланцах иногда содержится небольшая (3-4%) примесь алевритового материала, в котором преобладают остроугольные обломки кварца. Сланцы местами сильно карбонатизированы.

Выше по разрезу залегают прослои терригенных полевошпатовых песчаников. Это светло-серые слоистые породы с полураковистым изломом. Под микроскопом это прозрачная, бледножелтая крупно-зернистая порода. Количество обломков составляет 50-55% от всей массы породы; обломки представлены главным образом плагиоклазом (андезином), плохо окатаны. Часто можно наблюдать замещение андезина среднезернистым альбитом; иногда по плагиоклазу развивается более поздний криптокристаллический кварц с сохранением формы замещаемого им минерала. Встречаются единичные зерна апатита и крупнокристаллические выделения пирита.

Цемент базальный, сгустковый, по составу глинисто-кремнистый, очень тонкозернистый.

Геохимическая характеристика марганцевых руд Клевакинского месторождения

При изучении поведения марганца, железа, кремния, фосфора и других элементов в породах и рудах Клевакинского месторождения были приведены графики распределения микроэлементов, построенные по данным спектральных анализов (рис. 2). Графики наиболее полно отражают геохимические особенности средней - рудоносной - кремнисто-сланцевой толщи, охватывают нижнюю часть перекрывающей ее терригенно-осадочной толщи и верхи вулканогенно-осадочных и эффузивных пород подрудной толщи. В ряде случаев подсчитывались кларки концентрации элементов как в самих марганцевых рудах, так и во вмещающих их породах с целью установления закономерностей в накоплении одних и рассеянии других элементов, происходящих в тех или других литологических разностях пород. При расчете кларков концентрации различных элементов были взяты средние кларки земной коры по А.В. Виноградову.

Марганец является главным промышленным элементом в рудоносной кремнисто-сланцевой толще Клевакинского месторождения. В первичных кремнисто-карбонатных марганцевых рудах содержание марганца колеблется от 8,7 до 44,2%, что выражается в кларках концентрации от 87 до 442, составляя в среднем по месторождению 23,2% или 232 кларка.

На разрезе, построенном вкрест простирания марганцево-рудной толщи Клевакинского месторождения (рис. 3) видно, что кларки концентрации марганца в породах колеблются. В пластах туфов андезитовых порфиритов, туфо-алевролитов, туффилов, кремнистых сланцев, включающих тонкие зеленовато-серые прослои туфогенного материала, концентрация марганца составляет около трех кларков.

В зоне окисления кларк концентрации марганца в подрудных серых кремнистых сланцах с тонкими прослойками пирокластов возрастает и колеблется от 1-3 до 100 кларков и более. От 3 до 30 кларков концентрации марганца наблюдается в темно-серых кремнистых сланцах, в кровле которых залегают кремнисто-карбонатные марганцевые руды.

В сланцах зоны окисления в выщелачивании кларк концентрации марганца возрастает до 40 и более.

В кремнисто-карбонатных марганцевых рудах аллеганиит-родохрозитового и аллеганиит-манганокальцитового составов кларк концентрации марганца достигает почти 500. В окисленных марганцевых рудах содержание марганца колеблется от 31,2 до 56,7%, составляя в среднем по месторождению 38,3%. В кларках концентрации эти величины соответственно выразятся от 312 до 567 и 383 кларков.

В рудовмещающих глинисто-кремнистых сланцах содержание марганца колеблется от 3 до 30 кларков, увеличиваясь в зоне окисления до 40 и более.

Далее, вверх по разрезу, кларковые концентрации марганца падают и колеблются в углисто-кремнистых сланцах на уровне кларка, а часто и ниже его, в кремнисто-кар-

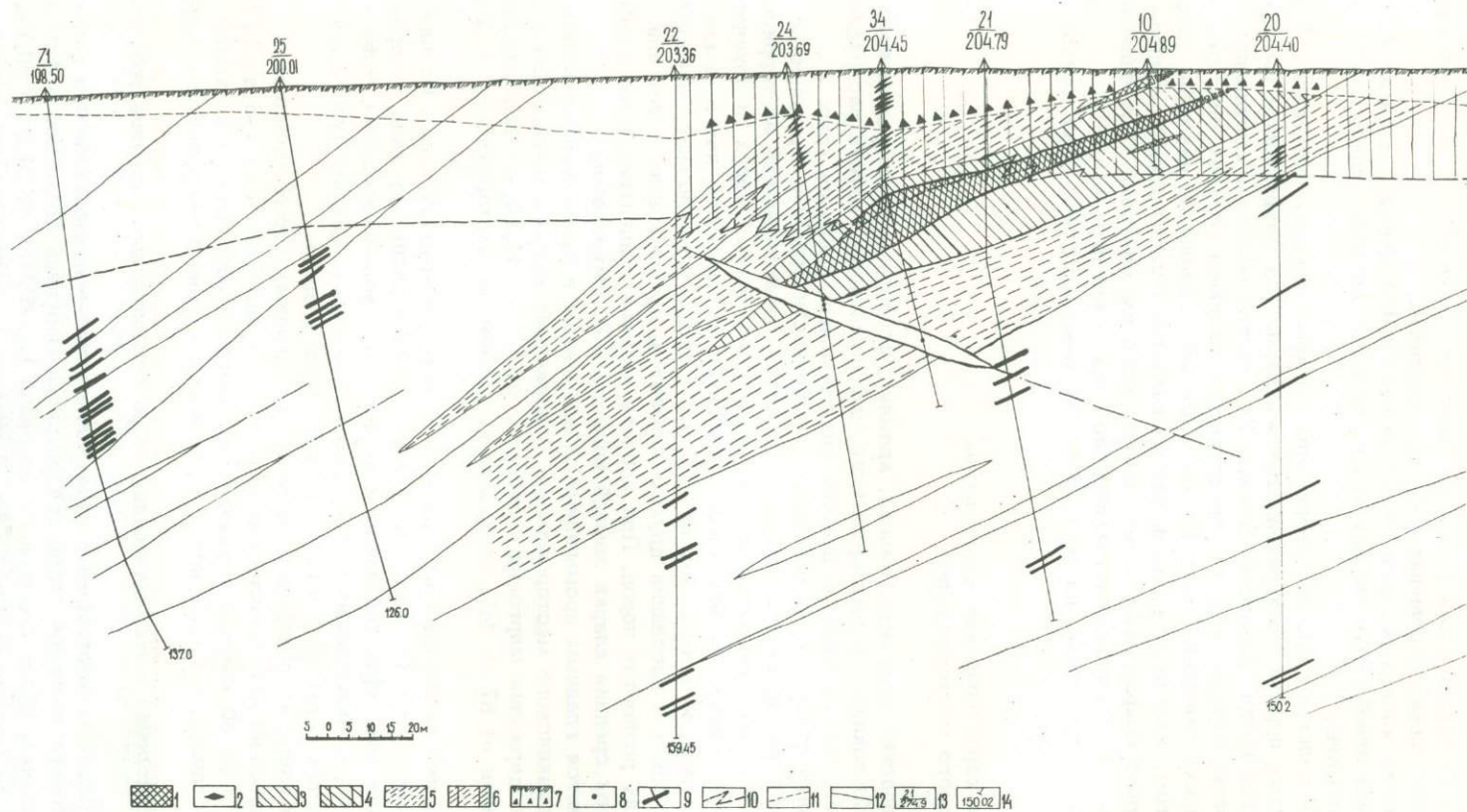


Рис.3. Распределение марганца в разрезе марганцеворудной толщи Клевакинского месторождения (содержание марганца дано в кларках концентрации)

1 - от 140 до 500 и более (в марганцеворудных телах); 2 - от 20 до 160 (в коре выветривания глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев); 3 - от 3 до 30; 4 - от 10 до 40 и более (в зоне окисления и выщелачивания рудовмещающих кремнистых пород); 5 - от 1 до 3; 6 - от 1 до 170 (в зоне окисления выщелачивания перекрывающих и подстилающих кремнистых пород); 7 - от 4 до 125 (в зоне интенсивной дезинтеграции, выщелачивания и окисления кремнистых пород); 8 - от 3 до 8; 9 - от 1 до 3; 10 - нижняя граница зоны окисления, 11 - нижняя граница интенсивно дезинтегрированных и выщелоченных пород; 12 - границы литологических разновидностей пород; 13 - номера скважин и абсолютные отметки их устья; 14 - глубина пробуренных скважин (в метрах)

бонатных породах, кремнистых прослоях яшмовидного облика, песчаниках и алевролитах, пестроцветных алеврито-глинисто-кремнистых породах - в среднем от 1 до 3.

Кларк концентрации марганца в андезито-базальтовых порфиридах и их туфах, лежащих в основании вулканогенно-осадочной толщи, подстилающей рудоносную кремнисто-сланцевую толщу Клевакинского месторождения, равен 2.

Суммируя все сказанное, можно констатировать, что средние значения кларка концентрации марганца для вулканогенно-осадочной и эффузивной нижней толщи разреза Клевакинского месторождения составляют 2, рудоносной, кремнисто-сланцевой (исключая марганцевые руды) от 3 до 5, а верхней, терригенно-осадочной - от 1 до 3.

Железо. Кремнисто-карбонатные и окисленные марганцевые руды Клевакинского месторождения безжелезистые. Они содержат железо в количествах, обычно не превышающих его кларковой величины, редко 1,5 кларков. В кремнисто-сланцевой же рудовмещающей толще, особенно в подстилающих рудные тела пластах серых и темно-серых кремнистых, глинисто-кремнистых и кремнисто-хлоритовых сланцев кларк концентрации железа увеличивается до 2-3. В коре выветривания кремнисто-сланцевых пород происходит очень незначительное накопление гидроокислов железа, происходящее при инфильтрационных процессах. Однако количество его редко превышает величину 2, оставаясь, как правило, на кларковом уровне.

Кларковый уровень содержания железа характерен и для всей подрудной вулканогенно-осадочной толщи среднего девона и для терригенно-осадочных отложений верхнего девона, перекрывающих кремнисто-сланцевую среднедевонскую рудоносную толщу Клевакинского месторождения.

Кремний. Среднее содержание кремнезема в силикатно-карбонатных марганцевых рудах колеблется от 46,1 до 26% (в среднем 33,9%). Во вмещающих эти руды глинисто-кремнистых сланцевых породах количество кремнезема резко увеличивается и колеблется обычно в пределах 68,0-87,0%. Кремний в первичных марганцевых рудах входит в состав аллеганиита, кварца, халцедона, хлорита, серицита, эпидота и других силикатов. Кремнистые сланцы состоят главным образом из кварца и халцедона.

Фосфор. Количество фосфора в силикатно-карбонатных марганцевых рудах невелико и колеблется от 0,01 до 0,06%, т.е. едва достигает кларка. Еще более оно снижается в остаточно-инфильтрационных марганцевых рудах коры выветривания (от следов до 0,03%). В рудовмещающих углисто-кремнистых сланцах содержание фосфора достигает 0,3%. Кларк концентрации фосфора в этих случаях возрастает до 4. Среднее содержание фосфора в кремнистой сланцевой толще 0,09-0,1%.

Сера. Наиболее заражены серой углисто-кремнистые сланцы, залегающие в надрудной кремнисто-сланцевой толще Клевакинского месторождения. Отдельные прослои их содержат от 1,8 до 3,7% серы. Подавляющая часть серы связана в пирите, реже в пирротине, халькопирите и других сульфидах. Содержание серы в силикатно-карбонатных марганцевых рудах колеблется от десятых до сотых долей процента.

В остаточно-инфильтрационных окисленных марганцевых рудах, расположенных в самых верхних зонах коры выветривания, содержание серы заметно уменьшается.

В глинисто-кремнистых и кремнистых сланцах содержание серы несколько снижается и колеблется от 0,1 до 0,2%.

Кальций и магний. Распределение кальция и магния в марганцеворудном разрезе Клевакинского месторождения имеет одну и ту же закономерность. Наблюдается некоторое уменьшение содержаний кальция и магния в марганценосной кремнисто-сланцевой толще по сравнению с вмещающей ее терригенно-осадочной верхней и подстилающей вулканогенно-осадочной нижней толщами.

Более дифференцированно происходило распределение кальция в рудоносной кремнисто-сланцевой толще. В силикатно-карбонатных марганцевых рудах содержание CaO колеблется обычно от 2,3 до 6,2% (среднее - 2,0-3,0%), MgO - от 1 до 1,5%. В окисленных рудах происходит резкое снижение их концентрации - до десятых долей процента.

Кальций в силикатно-карбонатных рудах входит в состав рудных минералов: кальциевого родохрозита и манганокальцита, а также кальцита. Магний в виде изоморфной примеси тоже присутствует в решетках марганцевых карбонатов, хотя и в незначительных количествах.

Натрий и калий. Содержание натрия несколько уменьшается в средней марганценосной части и увеличивается в породах терригенно-осадочной и эффузивно-осадоч-

ной серии. В первой содержания натрия составляют от следов до десятых долей процента, в последних $>1\%$.

Калий же, напротив, характерен для марганцевых руд зоны окисления, что, по-видимому, связывается с его вхождением в состав псиломелана. В силикатно-карбонатных рудах его количество уменьшается и колеблется от следов до $0,3-0,4\%$ K_2O .

Углерод. Максимальное количество углерода (около 1%) соответствует углисто-кремнистым сланцам. В подрудных и надрудных кремнистых сланцах оно несколько ниже, чем в силикатно-карбонатных рудах ($0,35\%$). Вниз по разрезу количество углерода уменьшается. В подрудной толще его содержится не более 1% .

Т и т а н. Надрудная часть разреза, включающая терригенно-осадочные породы, содержит десятые доли процента титана. Количество титана в первичных кремнисто-карбонатных марганцевых рудах также колеблется на этом уровне. Напротив, породы, тяготеющие к нижней вулканогенно-осадочной и эффузивной толще, содержат сотые доли ($0,01-0,03\%$) титана. Таким образом, предпочтительнее накопление титана в терригенных отложениях по сравнению с нижней толщей вулканогенно-осадочных и эффузивных отложений.

Хром. В первичных кремнисто-карбонатных марганцевых рудах и в рудах, развитых в зоне окисления, хром не был установлен. В породах верхней терригенно-осадочной толщи и в пластах кремнистых сланцев, вмещающих рудные тела, хром обнаруживается в десятитысячных долях процента.

Ванадий. Количество ванадия в марганцевых рудах и вмещающих их породах Клевакинского месторождения составляет десятитысячные доли процента. В терригенно-осадочных породах, перекрывающих рудные залежи, и в подстилающих кремнистых отложениях с пропластками туфоалевролитов и туфов содержание ванадия колеблется от $0,001$ до $0,003\%$. В вулканогенно-осадочных и эффузивных породах, лежащих в основании разреза, содержание ванадия колеблется в пределах $0,015-0,03\%$, т.е. от 1 до 2 кларков.

Никель и кобальт. В кремнисто-карбонатных марганцевых рудах, а также и в окисленных содержание никеля не превышает 1 кларка ($0,008\%$). В подрудной вулканогенно-осадочной и эффузивной толще содержания никеля составляют десятитысячные доли процента, увеличиваясь в верхах этой толщи до первых тысячных долей процента.

В терригенно-осадочных породах надрудной толщи никель содержится в количествах $0,001-0,003\%$.

Та же закономерность наблюдается и в распределении кобальта.

Медь. Для кремнисто-сланцевой рудовмещающей толщи пород характерны кларковые и нижекларковые ($0,001-0,01\%$) содержания меди. В породах подрудной вулканогенно-осадочной толщи содержание меди колеблется от десятитысячных до первых единиц сотых долей процента.

В окисленных марганцевых рудах содержание меди колеблется от десятитысячных до первых единиц сотых долей процента, т.е. не превышает одного кларка.

Свинец и цинк. Около половины всех выполненных спектральных анализов свинец не обнаружили. По данным остальных анализов, содержание свинца в рассматриваемом разрезе Клевакинского месторождения находится на кларковом уровне.

Цинк также содержится в рудовмещающих породах Клевакинского месторождения в концентрациях не выше кларковой.

Барий и стронций. В марганценоносной части разреза, представленной толщей кремнистых сланцев, содержание бария колеблется от тысячных до сотых, а иногда и десятых долей процента (в среднем первые сотые доли процента). В вулканогенно-осадочной толще средние значения содержаний бария колеблются в тысячных долях процента. В толще терригенно-осадочных пород в среднем содержится $0,01-0,03\%$ бария, в глинисто-кремнистых вишневых сланцах и яшмовидных породах его количество уменьшается до тысячных долей процента.

Стронций в марганцевых рудах Клевакинского месторождения обнаружен не был. В рудовмещающих кремнисто-сланцевых породах его содержание колеблется на уровне кларка. В терригенно-осадочных породах надрудной толщи количество стронция колеблется от тысячных до сотых долей процента. В подстилающей вулканогенно-осадочной толще содержатся тысячные доли процента, или $0,1$ кларка стронция.

Бериллий. В породах и рудах Клевакинского месторождения бериллий содержится в количестве первых единиц десятитысячных долей процента, причем большая часть спектральных анализов бериллий не обнаружила.

Цирконий. В кремнисто-карбонатных марганцевых рудах цирконий не обнаружен. Во всех остальных породах разреза Клевакинского месторождения количество циркония редко достигает 1 кларка и колеблется обычно от 0,001 до 0,003 %.

Галлий. В первичных кремнисто-карбонатных марганцевых, а также и окисленных рудах галлий не обнаружен.

В рудовмещающих породах Клевакинского месторождения он содержится в тысячных долях процента (0,001-0,003%), т.е. колеблется на кларковом уровне.

Молибден. В марганцевых рудах, терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных породах молибден не обнаружен. Он был установлен единичными определениями в углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых сланцах в количествах от тысячных до сотых долей процента.

Подводя итоги распределения отдельных элементов в вертикальном разрезе пород и марганцевых руд Клевакинского месторождения, можно сделать следующие выводы.

1. В терригенно-осадочной верхнедевонской толще пород, характеризующейся прибрежно-морскими, мелководными фациями осадков, редко обнаруживаются сверхкларковые накопления отдельных элементов. Геохимические особенности этого комплекса пород тесно связаны с континентальной пенеппенизированной сушей, с которой в основном и поступал дезинтегрированный материал в виде механической взвеси и химических осадков.

2. В рудоносной кремнисто-сланцевой толще среднего девона, в центральной ее части, в пачке глинисто-кремнистых сланцев залегают линзы силикатно-карбонатных марганцевых руд. Марганцеворудный процесс в кремнисто-сланцевой толще заключался в резком скачкообразном увеличении кларков концентрации марганца от 1 до 30 в подрудных темно-серых кремнистых сланцах, до 300-450 и более в силикатно-карбонатных марганцевых рудах. Микроэлементы - Ti, Cr, V, Ni, Co, Pb, Zn, Cu, Sr, Be, Zr, Ga, Mo обнаруживаются в рудах в количествах, не превышающих кларка.

3. Подрудная вулканогенно-осадочная толща, верхняя пачка которой, представленная переслаиванием кремнистых сланцев с туффидами, туфами андезитовых порфиритов и туфоалевролитами, геохимически охарактеризована довольно полно. Распределение микроэлементов среди эффузивных и пирокластических образований представляет интерес с точки зрения их образования (а не практической значимости). Вероятный источник их возникновения - гидротермы, связанные на глубине с вулканическим очагом.

Марганцеворудный процесс, протекавший в среднем девоне в районе Клевакинского месторождения, характеризовался кратковременным импульсным поступлением кремнисто-марганцевистых растворов в бассейн седиментации. Многочисленная гамма микроэлементов, парагенетически связанная с силикатно-карбонатными марганцевыми рудами, содержалась в тех же растворах в количествах, не превышающих их кларковых величин.

Условия образования среднедевонских марганцеворудных концентраций Клевакинского месторождения

При рассмотрении генезиса обращает на себя внимание стратиграфическое положение марганцевых руд, локализующихся на контакте вулканогенно-осадочных и нормально-осадочных, большей частью терригенных пород. Зона контакта, как уже отмечалось, сложена кремнисто-сланцевой толщей, в которой марганценосным является горизонт глинисто-кремнистых сланцев. Марганцеворудные тела, как правило, располагаются в основании этого горизонта.

С точки зрения формационного подхода к вопросу об образовании марганцеворудных концентраций в живетское время кажется наиболее правильным отнести марганцевые руды к вулканогенной формации, крайним членом которой является рудовмещающая кремнисто-сланцевая толща Клевакинского месторождения.

Изучение всего собранного фактического материала указывает на несомненную генетическую связь силикатно-карбонатных руд Клевакинского месторождения с морски-

ми вулканогенными геосинклинальными осадками. Их положение в стратиграфическом разрезе, фациальная приуроченность к кремнистым отложениям нижней части шельфа, характерная рудная парагенетическая минеральная ассоциация свидетельствуют о том, что формирование силикатно-карбонатных марганцевых руд происходило при благоприятном сочетании ряда факторов, прежде всего таких, как тектонический, вулканический и физико-химический.

С тектоническим фактором связаны оформление и эволюция геосинклинальной структуры района, в частности регрессивный характер накапливающихся в среднем и верхнем девоне осадков в связи с постепенным общим обмелением морского бассейна.

Вулканизм, сопровождавший тектоническое развитие района, в нижнем и частично среднем девоне по своему характеру был основным и средним. Нижнедевонские лавы и туфы Клевакинского месторождения, лежащие в низах разреза и подстилающие марганценосную кремнисто-сланцевую толщу, по своему составу являются андезито-базальтовыми. Затухающий этап вулканической деятельности приходится на средний девон, когда происходили периодические эксгалиционные выбросы кремнекислых и марганцевых соединений из глубинного магматического очага в придонные слои воды.

В результате еще в седиментогенезе среди кремнистых осадков появились отдельные прослои и линзы силикатных и карбонатных гелей. В диагенетическую стадию произошло оформление текстур и структур марганцевых руд со всеми присущими им особенностями: волнистой и пологоволнистой слоистостью, линзовидными сгущениями опалового рудного вещества, замещением опаловых раковин радиоларий халцедоном и кварцем и т.д.

С метаморфизмом связывается появление в рудах многочисленных мелких идиоморфных кристалликов спессартина и крупнокристаллических выделений родонита, образование вторичного родохрозита, кварца и кальцита. Выявленные под электронным микроскопом чешуйки слюды и каолинита в силикатно-карбонатных рудах свидетельствуют о том, что источником пелитового материала была выветривающаяся суша, с которой в бассейн седиментации поступал тонкий глинистый материал. Попадая в зону слабых течений, гидрослюды и каолиновые частицы задерживались и осаждались в западинах морского дна, разубоживая тем самым формирующиеся здесь силикатно-карбонатные марганцевые осадки.

Марганец и кремнекислота выносились главным образом ювенильными водами из вулканического очага. Безусловно, важную роль в марганцевом рудообразовании играл и биогенный фактор, с которым связывается частичное поступление в рудные осадки кремнезема (кремневые скелетики радиоларий), кальция и углекислоты. Обнаружение остатков радиоларий, захороненных в рудных осадках, свидетельствует о существовании в живетское время на Среднем Урале теплого климата, так как известно, что жизнедеятельность этих планктонных организмов протекает в слоях морской воды нормальной солености, со средними годовыми температурами от 2,5 до 3,5°C.

Все подсеченные при разведочных работах марганцеворудные тела - линзы - не выдержаны по простираю и падению. Они быстро выклиниваются или фациально замещаются глинисто-кремнистыми осадками; нарушены системой сдвигов и сбросов.

Физико-химические условия осаждения руд характеризовались недосыщенностью водной среды кислородом. Среди первичных марганцевых руд можно выделить силикатную и карбонатную рудные фации. Расположенная выше по разрезу пиритовая фация, ассоциирующая с углисто-кремнистыми осадками, свидетельствуют о дальнейшем прогрессирующем развитии анаэробных условий в бассейне и его сероводородном заражении.

В физико-химической лаборатории ЛОПИ. были произведены измерения кислотно-щелочного показателя и окислительно-восстановительного потенциала силикатно-карбонатных марганцевых руд Клевакинского месторождения.

Результаты показали, что все исследованные рудовмещающие породы обладают слабощелочной реакцией ($pH=7,16-7,5$; $Eh=326-398$ мв). Физико-химические свойства первичных силикатно-карбонатных и вторичных пирролюзит-псиломелановых руд существенно отличаются от вмещающих их кремнистых отложений. Закисные соединения марганца и железа присущи силикатно-карбонатным марганцевым рудам (Eh их равен +419 мв, $pH=7,44$). Окислы и гидроокислы марганца и железа обильно насыщают марганцеворудную шляпу Клевакинского месторождения, образуя пирролюзит-псиломелановые руды.

Одной из геохимических особенностей первичных кремнистых силикатно-карбонатных марганцевых руд является их стерильность, т.е. отсутствие обычно хорошо улавливаемых спектроскопически в других типах концентраций различных микроэлементов.

Такие элементы, как титан, ванадий, никель, кобальт, мадь, находятся в этих рудах в количествах, не превышающих их кларковой величины. Стронций, бериллий, цирконий, галлий, цинк, молибден и хром в первичных марганцевых рудах установлены не были.

Как видим, своеобразие первичных силикатно-карбонатных марганцевых руд Клевакинского месторождения, вулканогенно-осадочных по происхождению, заключается в почти полном отсутствии при их формировании ряда специфических элементов, обычно сопровождающих гипогенное марганцевое рудообразование. Едва уловимые сверхкларковые концентрации свинца и бария в марганцевых рудах свидетельствуют о зачаточном, эмбриональном характере выбросов этих элементов при подводных эксгальциях в придонные, богатые марганцем и местами железом слои воды.

Если рассматривать с геохимических позиций всю подрудную кремнисто-сланцевую толщу, то следует отметить ее повсеместное слабое заражение марганцем, причем содержание марганца в кремнистых сланцах возрастает по мере приближения к подошве силикатно-карбонатных марганцеворудных тел.

Со времени завершения герцинской фазы складчатости горные сооружения Среднего Урала подверглись механическому разрушению и выветриванию. В мезо-кайнозой на пепленезированных участках усилились химическое разложение и выветривание с образованием кор выветривания.

На марганецсодержащих породах стали образовываться марганцевые шляпы. В районе Клевакинского месторождения на марганценосных глинисто-кремнистых сланцах образовалась кора выветривания. Силикатно-карбонатные марганцевые руды под воздействием поверхностных и грунтовых вод, насыщенных кислородом, в зоне окисления превратились в остаточные пиролюзит-псиломелановые марганцевые руды. Часть марганца была переотложена в виде остаточно-инфильтрационных марганцевых руд, заполняющих полости, поры и трещинки в дезинтегрированных и выветрелых кремнистых сланцах. Сравнивая химические составы окисленных марганцевых руд со свежими невыветрелыми разностями силикатно-карбонатных марганцевых руд, можно установить растворение и вынос одних компонентов и накопление других.

Существовавшая в мезо-кайнозой физико-химическая обстановка в поверхностной и приповерхностной зонах месторождения благоприятствовала выносу из первичных руд солей кальция, магния и натрия. В остаточных, образовавшихся *in situ* марганцевых рудах происходило накопление главным образом марганца и железа, и отмечалась частичная концентрация алюминия, калия и фосфора. Силикатные минералы марганца разрушались, кремнекислая часть их выносилась грунтовыми водами.

Таким образом, в настоящее время на Клевакинском месторождении установлены два основных генетических типа марганцевых руд: вулканогенно-осадочный, представленный спессартин-аллеганиит-родохрозитовыми рудами, и остаточно-инфильтрационный, образовавшийся в коре выветривания и состоящий из окислов и гидроокислов марганца с примесью гидроокислов железа (пиролюзита, псиломелана, вада, гидрогетита).

Литература

- Варенцов И.М. О главнейших марганцевых формациях. - Труды ГИН АН СССР, вып. 70, 1962.
- Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гаврилов А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. Изд-во "Наука", 1967.
- Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд. 2-е, перераб. и доп. Изд-во "Недра", 1969.
- Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды I Уральск. петрограф. сов., т. 1. Свердловск, 1963.
- Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - Проблемы сов. геол., №1, 1933.

- Рахманов В.П., Ерошев-Шак В.А. Некоторые особенности эпигенетического минералообразования в марганцевых рудах Усинского месторождения. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Рахманов В.П. Марганцевые руды. - В кн. "Успехи в изучении осадочных полезных ископаемых за советский период". Изд-во "Наука", 1967.
- Рахманов В.П. Марганцеворудная кора выветривания Усинского месторождения. - В кн. "Марганцевые месторождения СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Сапожников Д.Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколова Е.И. Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. Изд-во "Наука", 1968.
- Суслов А.Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. - В кн. "Марганцевые месторождения СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Шатский Н.С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. - Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

О ФОРМИРОВАНИИ НИКОПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Никопольское месторождение марганца, связанное с олигоценовыми отложениями харьковской свиты, расположено на южном борте Украинского щита. Оно разделяется выходами гранитоидов на две площади, достигающие каждая 20 км по простиранию и падению (рис. 1). Рудные залежи приурочены к углублениям докембрийского фундамента, образующим локальные меридиональные депрессии, и очень полого погружены к югу. На глубине 100–200 м на подрудных слоях наблюдаются снизу вверх по разрезу монтмориллонитовая, каолиновая, гидрогетит-гипбситовая, бокситовая коры выветривания, развитые по докембрийским амфиболитам, гранитоидам и пр. (Басс, 1964; Лисицына, 1966).

Марганцеворудная пачка содержит пласты глинисто-песчаных и глинистых пиролозит-манганит-псиломелановых руд в северных частях залежей, совместно окисных и карбонатных руд в центральных участках залежей и почти исключительно карбонатных (преимущественно манганокальцитовых) руд на их южных площадях. Мощность руд достигает 4–5 м, в среднем 2–2,5 м. Вмещающими являются алевритовые, песчаные, глинистые породы, в низах рудной пачки дресвянники и конгломераты. Роль песчаных пород уменьшается снизу вверх по разрезам и к югу; в нижней части пачки преобладают песчано-алевритовые породы, в верхней – глинистые. Руды являются по существу песчаными, алевритовыми, песчано- и алеврито-глинистыми породами, обогащенными марганцем (от 10 до 50%).

Рудные пачки, наиболее обогащенные грубо- и крупнозернистым песчаным материалом, развиты на северо-западных флангах залежей, приближенных к источникам сноса терригенного и рудного материала. Они сложены преимущественно песчаными и глинисто-песчаными пиролозит-псиломелановыми рудами; в низах пачки часто отмечаются кварцевая, гранитная, иногда и псиломелановая галька, а в основании надрудных слоев – пески, нередко косослоистые, с кварцевой галькой, иногда с прослоями галечников. Содержание марганца в рудной пачке мощностью 1–1,5 м превышает 15–20%.

Севернее залежей местами наблюдаются слабомарганцевистые бедные крупнозернистые пески мощностью 0,5–1 м.

Разрезы рудной пачки, характеризующиеся несколько меньшим, но все еще значительным содержанием песчаного материала, особенно в нижней половине, и пиролозит-псиломелановыми и псиломелановыми конкреционными и пизолитовыми рудами, наблюдаются вдоль северных бортов залежей; ширина полосы руд 1–1,5 км, содержание марганца в рудной пачке увеличивается до 35%, а мощность до 2,5 м.

К югу рудная пачка обедняется песчаным материалом. Она сложена песчано-глинистыми конкреционными, сливными, пизолитовыми, оолитовыми псиломелановыми, вернадит-манганит-псиломелановыми рудами; верхняя часть пачки представлена глинистыми, сажистыми, пизолитовыми рудами с прослоями глин. Мощность пачки увеличивается до 3 м. Ширина полосы достигает уже 5–6 км. В центральных частях залежей в низах рудной пачки появляются прослойки и пласты желваковых карбонатных руд, обогащенных песчано-алевритовым, а южнее – глинистым материалом. Ширина полосы этих руд составляет около 1 км.

Наиболее южные разрезы рудной пачки сложены песчано-глинистыми, а в удаленных от источников сноса разрезах – глинистыми карбонатными рудами с увеличением мощности до 4,5 м; содержание марганца, наоборот, снижается до 20% и менее.

Итак, уменьшение количества песчаного материала в рудной пачке наблюдается от северных к центральным и южным частям залежей и снизу вверх по разрезам; в этом же направлении и вверх по разрезам на фоне обеднения рудной пачки марганцем отмечается повышение роли хемогенных карбонатов марганца и глинистого материала.

В рудной пачке отмечаются песчаные, алевритовые, глинистые породы, окисные и карбонатные руды; среди руд выделяются цементационные, сливные, конкреционные, пизолитовые, оолитовые разности (табл. I–II).

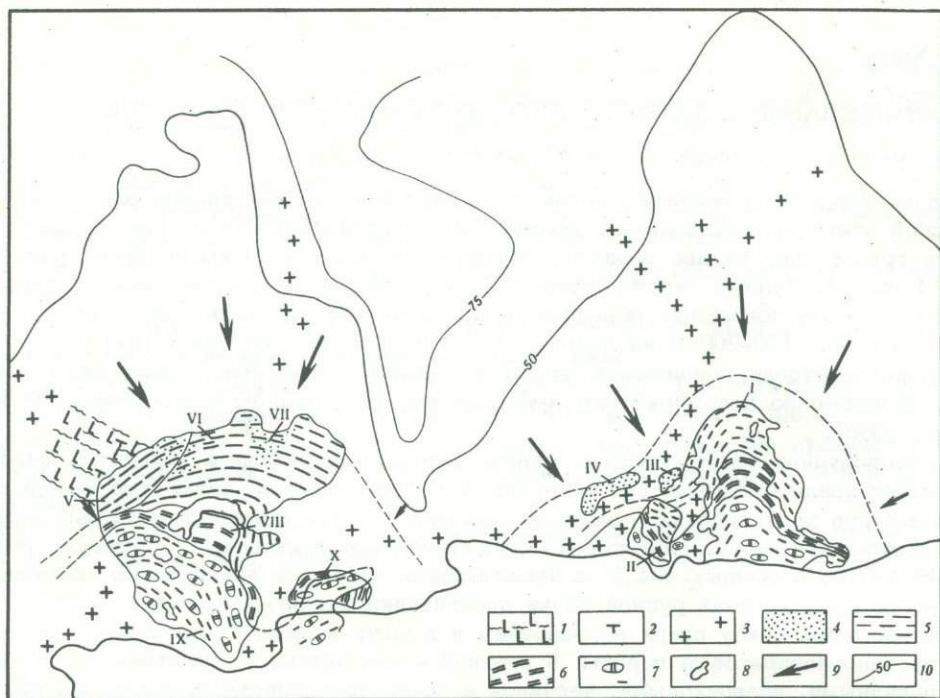


Рис. 1. Фациальная схема Никопольского месторождения

1 - выходы докембрийских амфиболитовых пород; 2 - элементы залегания амфиболитовых пород; 3 - выходы докембрийских гранитов; 4-8 - отложения рудной свиты: 4 - существенно песчаные окисные руды и вмещающие породы, 5 - песчано-глинистые окисные руды и вмещающие породы, 7 - карбонатные руды и вмещающие породы, 8 - безрудные отложения внутри рудной залежи; 9 - направление сноса рудного и терригенного материала; 10 - изогипсы поверхности докембрийских пород.

Участки: I - Грушевский, II - Марьевский, III - Новоселовский, IV - Максимовский, V - Александровский, VI - Богдановский и Шевченковский, VII - Восточный, VIII - Алексеевский, IX - Покровский, X - Сулицкий

Песчаные породы наблюдаются обычно в нижней части пачки, слагая прослоечки и пласты до 0,2 м среди песчаных и глинисто-песчаных руд. Породы большей частью рыхлые, слоистые с примесью известкового и марганцевого материала. Обломочный материал на 90% сложен кварцем; отмечаются обломки полевых шпатов, в основном плагиоклазов, плохо окатанного циркона, рутила, сфена, амфиболов, биотита. Выделяются песчаные породы: а) с кальцитовым цементом, обычно в северных частях залежей с грубозернистым обломочным материалом, б) существенно глауконитовые, большей частью в низах пачки, в) существенно глинистые и г) со значительным количеством псиломелановых вкраплений.

Исходя из петрографического изучения пород и данных гранулометрических анализов, можно сделать вывод о плохой и неравномерной отсортированности - «мусорности» - обломочного материала: $Q_1=0,15-1,5$; $Q_3=0,004-0,17$; $M_d=0,05-0,7$; $S_0=\frac{Q_1}{Q_3}=4-80$; $S_k=\frac{Q_1 \cdot Q_3}{M_d^2}=0,06-4$.

Алевритовые, глинисто-алееритовые породы наблюдаются по всему разрезу среди площадей развития окисных и карбонатных руд. Они слагают прослоечки и пласты до 0,5 м и более среди алевритовых, глинисто-алееритовых окисных и карбонатных руд. Иногда эти породы сцементированы кальцит-гидрослюдисто-монтмориллонитовым цементом. Основная часть обломков, слагающих алевриты, как и пески, представлена кварцем. Алевриты, как и пески, плохо и неравномерно отсортированы: $Q_1=0,006$; $Q_3=0,00-0,2$; $M_d=0,002-0,04$; $S_0=3,5-35$; $S_k=0,4-1,2$.

Глинистые и алеврит-глинистые породы широко развиты в рудной пачке, особенно в ее верхней половине. Они образуют прослои, линзочки, вкрапления среди глинисто-

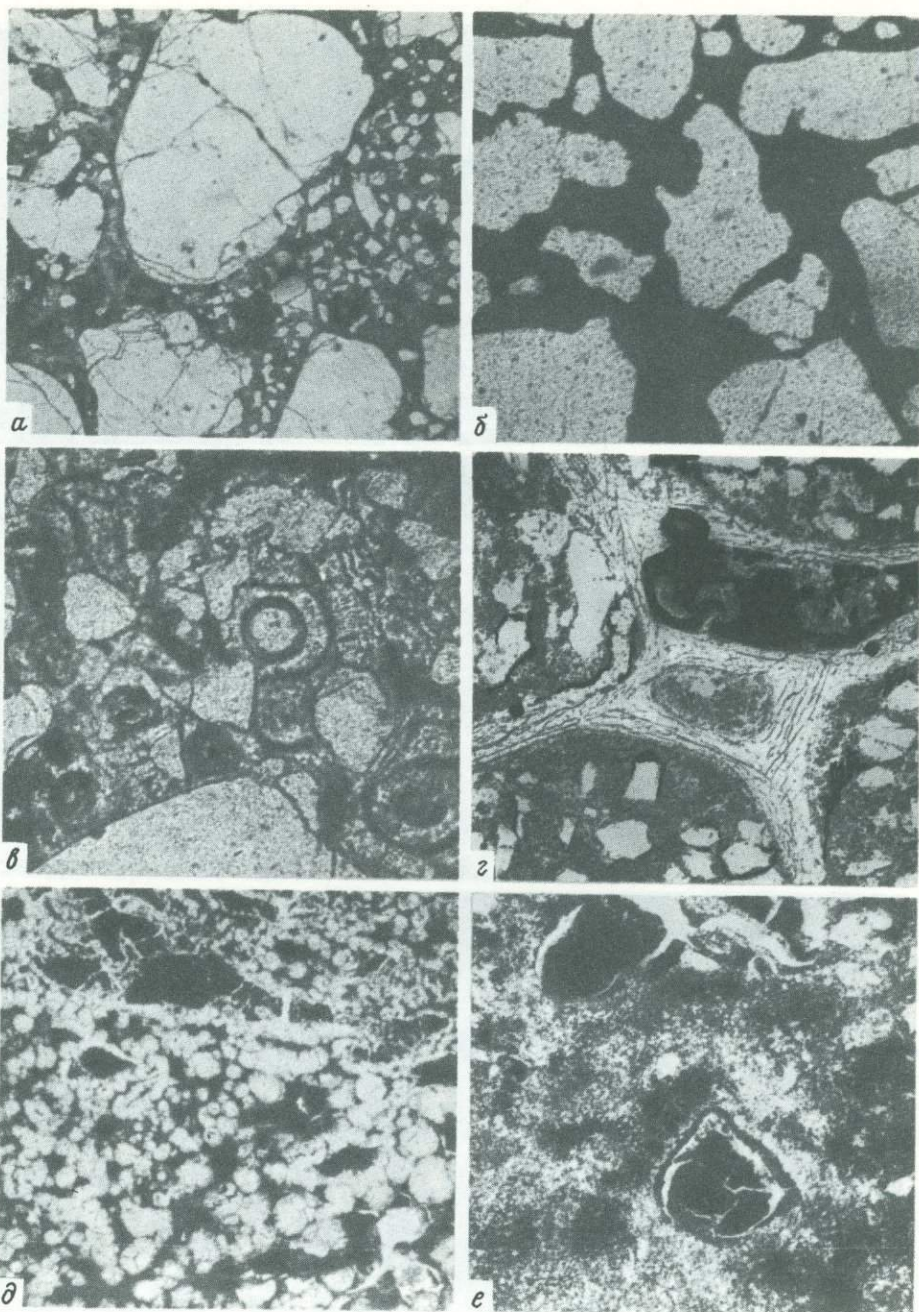


Таблица I

а - уплотненный крупнозернистый кварцевый песок подрудной пачки с кальцитовым базальным цементом (в плохо округленных обломках кварца - следы дробления; шлиф, увел. 20); б - крупнозернистый уплотненный кварцевый песок нижней части рудной пачки с псиломелановым базальным цементом (видно разъедание обломков кварца цементом; шлиф, увел. 42); в - алевритовый кварцевый прослой нижней части рудной пачки с кальцитовым базальным цементом (видны кольца раскристаллизации цемента, а также более крупные обломки кварца; шлиф, увел. 84); г - глинисто-алевритовая порода нижней части рудной пачки с плохоокатанными обломками кварца, полевых шпатов (в середине - выделения вторичных цеолитов типа десмина; шлиф, увел. 42); д - сферолитовая цеолитовая (десминового типа) порода рудной пачки (темное - вкрапления монтмориллонита и окислов железа; шлиф, увел. 42); е - округлые выделения гидроокислов железа (черное) - в глине нижней части рудной пачки (видна раскристаллизация глинистого материала и обломки кварца, полевых шпатов, шлиф, увел. 84)

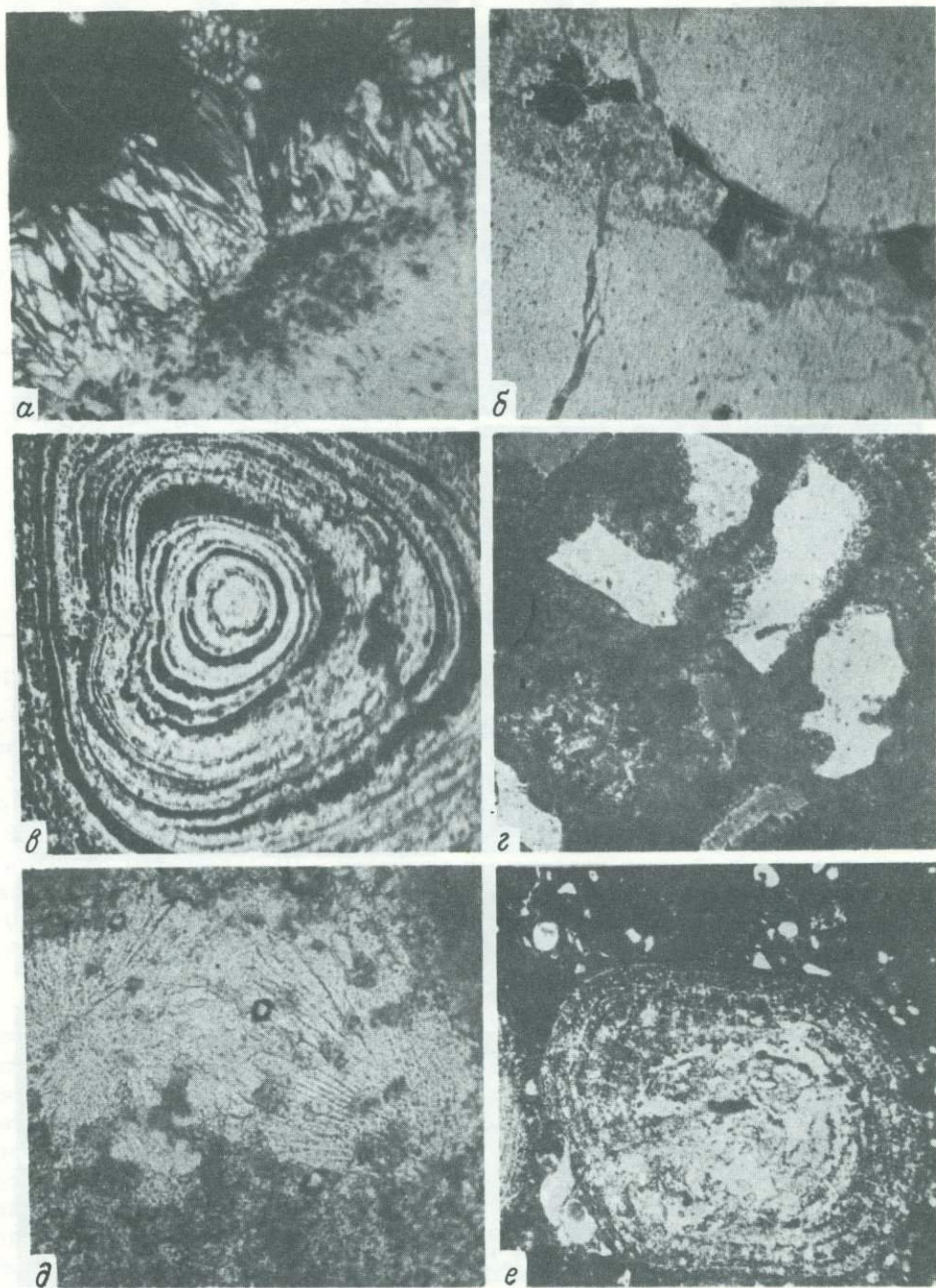


Таблица II

а - пирролизит-псиломелановая конкреция с концентрическими прослоями, сложенными кристалликами полианита (заметно двуотражение, поперечная спайность; аншлиф, неполностью скрещенные николи, увел. 270); б - псиломелан-пирролизитовая сливная руда с мелкокристаллическими выделениями полианита (аншлиф, увел. 70); в - пирролизит-манганитовый пизолит (аншлиф, увел. 70); г - алевроитовая тонкокристаллическая манганокальцитовая руда нижней части рудной пачки (видно разъедание обломков кварца карбонатом; шлиф, увел. 154); д - выделение сноповидных агрегатов кристалликов цеолитов типа десмина в тонкокристаллической карбонатной руде (шлиф, увел. 82); е - манганокальцитовая оолитовая руда с мелкокристаллической сгустковой структурой (видны мелкие обломки кварца; шлиф, увел. 20)

алевритовых и глинистых конкреционных и сажистых окисных руд, а также среди карбонатных руд. Цвет пород буроватый, серый, зеленоватый. Обычно они тонко-, пугано-слоисты; местами наблюдается обилие выделений глауконита. Глинистая масса буроватая. В шлифах можно видеть изогнутые чешуйки гидрослюды и монтмориллонитов. Химические анализы глин, проведенные в ЛОПИ, показывают значительное содержание в них железа (5–10% Fe_2O_3), незначительное – окисей магния (2–3,5%), кальция (1–2%), натрия (0,5–0,7%); фосфора меньше, чем в рудах. Алеврито-глинистые породы, как и песчано-алевритовые, плохо и неравномерно отсортированы: $Q_1=0,007-0,1$; $Q_3=0,007-0,005$; $M_d=0,001-0,2$; $S_o=5-20$; $S_k=0,56-4,9$.

Переходя к рудам, отметим, что в нижней части рудной пачки они обогащены песчано-алевритовым материалом; представлены цементационными, сливными, конкреционными, пизолитовыми разностями; в верхней части пачки руды обычно сливные, конкреционные, пизолитовые, оолитовые, сажистые.

Цементационные окисные руды слагают прослойки среди алеврито-песчаных пород, обычно в нижней части рудной пачки. Рудное вещество, большей частью псиломелан и пиролюзит (с полианитом), образует цемент базального типа и заполнения пор; местами отмечается манганитовый цемент.

Сливные окисные руды значительно более распространены. Они образуют протяженные до сотен метров пласты мощностью до 0,5 м, прослойки среди песчаных и алевритовых, реже глинистых пород, отличаются от цементационных руд большим содержанием марганца – до 50%. Они наблюдаются по всему разрезу рудной пачки, преобладая в ее нижней части среди глинисто-песчаных и алевритовых пород. Отмечаются псиломелановые, псиломеланманганитовые, манганитовые разности; две последние распространены несколько шире. Основная рудная масса слабо раскristализована; в ней развиты участки, сложенные кристалликами полианита или манганита.

Широко развиты конкреционные окисные руды, слагающие выдержанные пласты мощностью до 0,3 м. Конкрекции до 0,1 м, реже 0,2 м, в диаметре располагаются в песчано-глинисто-алевритовой и алеврито-глинистой массе. Пиролюзит-псиломелановые конкрекции развиты сравнительно ограничено в нижней части рудной пачки среди глинисто-песчаных пиролюзит-псиломелановых сливных руд у северного борта некоторых участков. Манганит-псиломелановые и манганитовые конкрекции развиты значительно шире. Они тяготеют к более глинистым частям разрезов, удаленных от северных бортов залежей. Основная масса конкреций слабо раскristализована. Их характерной особенностью является наличие колломорфных структур с дугами роста и прослойками, сложенными кристалликами полианита или манганита.

Пизолитовые и оолитовые руды образуют прослойки, линзы, иногда пласты мощностью до 0,2 м среди песчано-глинисто-алевритовых и глинистых пород, преимущественно в верхней части рудной пачки. Пизолиты и оолиты содержатся в песчано-глинистой и в вернадит-псиломелановой глиноподобной массе. Пиролюзитовые пизолиты и оолиты обычно приурочены к северным бортам залежей, манганитовые – к несколько отодвинутым от бортов залежей площадям. Манганитовые пизолиты и оолиты наблюдаются также в карбонатных рудах нижней части рудной пачки в зоне фициального сочленения их с окисными рудами. Пизолиты и оолиты, как и конкрекции, характеризуются колломорфными дугами роста и наличием в них раскristализованных прослоев. Отмечаются кальцитовые манганит-псиломелановые разности оолитовых руд с кальцитовым цементом. Периферические части оолитов нередко сложены манганитом и кальцитом, замещающими местами и центральную часть оолитов. Манганитовые, псиломелан-манганитовые пизолиты и оолиты карбонатных руд соответственно сцементированы манганокальцитом.

Сливные руды, конкрекции, пизолиты, оолиты, отмеченные выше, характеризуются высокими содержаниями марганца [$(MnO + MnO_2)$ 45–88%], незначительными – различными примесей (в %): SiO_2 3–30, TiO_2 до 0,3, Al_2O_3 1–6, Fe_2O_3/FeO 2–6, MgO 0,2–1, CaO до 2, P_2O_5 до 0,5, Na_2O до 0,5, K_2O 0,1–1,5, S до 0,2.

Сажистые вернадит-псиломелановые руды образуют прослойки и пласты мощностью до 0,5 м среди алеврито-глинистых пород верхней части рудной пачки, местами – и в нижней. Нередко руды, являясь по существу марганцевыми глинами, включают значительное количество манганит-псиломелановых и псиломелановых пизолитов, оолитов, в меньшей степени мелких конкреций. Глинистая масса, представленная гидрослюдами, монтмориллонитами, сильно загрязнена пелитовыми частицами гидроксидов и окис-

лов марганца, нередко окисленным карбонатом марганца. В ряде случаев отмечается тонкая перемежаемость первичных псиломелановых и манганокальцитовых прослоек, последние почти нацело окислены, в силу чего обычно наблюдается сплошная вернадито-псиломелановая масса.

Манганокальцитовые и кальциево-родохрозитовые руды развиты в виде желваков и прослоев по всему разрезу рудной пачки среди алевроито-глинистых и глинистых пород центральных и южных частей залежей. В северных частях залежей карбонатные руды развиты обычно только в низах рудной пачки. В базальных частях пачки прослои руд иногда обогащены обломочным материалом; в них развиты удлиненные солиты, сложенные зеленовато-бурым глинистым аморфным веществом, а на периферии манганокальцитом. Карбонатная масса микро- и тонкокристаллическая, нередко сгустковая, реже псевдоолитовая. В этих рудах отмечается значительное количество кремнезема (40-60%), а также глинозема (4-9%), железа ($FeO + Fe_2O_3$ 4-7%).

Глинистые минералы пород и руд, характеризующиеся дифрактограммами фракций менее 0,001 мм, представлены устойчивой ассоциацией монмориллонитов и гидрослюд; часто отмечается незначительная примесь плохо раскристаллизованного каолинита, а также дисперсных разностей псиломелана, манганита, вернадита. Монмориллониты с рефлексами до 12,6 кХ соответствуют существенно натриевыми, выше (до 14,7 кХ) - существенно магниевыми разностями, что подтверждается и спектроскопическими определениями. Следует подчеркнуть крайне слабое развитие хлоритов. Фракции, сложенные каолинитом, но без гидрослюды и монмориллонитов, отмечаются лишь в подрудных слоях. В нижней и средней частях рудной пачки преобладают монмориллониты в ассоциации с гидрослюдами. В верхней части пачки и в надрудных слоях отмечаются смешанно-слоистые (гидрослюды-монмориллониты) в надрудных слоях и чисто гидрослюдистые разности без монмориллонитов. Отмеченное расположение минералов глинистых фракций зеркально отражает переотложение горизонтов коры выветривания докембрийских пород.

Площади с повышенным (более 20%) средними содержаниями марганца на Никопольском месторождении сдвинуты на 0,3-1 км от северных бортов к югу - в сторону песчано-глинистых типов разрезов пачки. Площади же максимальных (в среднем по пачке) содержания марганца, составляющих более 30%, контролируются интенсивными направлениями выноса рудного материала с севера, северо-запада и северо-востока.

Пониженные содержания марганца, менее 15%, располагаются обычно сравнительно узкой полосой у северных бортов залежей - в зоне песчаных местами и глинисто-песчаных окисных руд, а также в южных краевых частях залежей среди карбонатных руд.

Абсолютные массы марганца распределены несколько иначе. Поля их максимальных значений (свыше 50 усл. ед.), как и максимальные средние содержания, приурочены преимущественно к песчано-глинистым окисным рудам, прослеживаясь местами до зоны глинистых карбонатных руд (рис. 2).

При переходе от песчаных типов разрезов к песчано-глинистым и при увеличении при этом общего содержания марганца намечается тенденция к увеличению его содержания от 10-25% в нижней части рудной пачки до 30-37% в ее верхней части. Южнее - в более глинистых разрезах и при появлении в низах пачки карбонатных руд - намечается иная картина распределения марганца: наиболее повышенные содержания (более 30%) наблюдается местами в средней части пачки при пониженных содержаниях марганца в ее низах, а также в верхней части рудной пачки - в глинистых окисных рудах (здесь концентрация марганца составляет 15-20%). Нередко при увеличении мощности карбонатных руд в нижней части рудной пачки ее верхняя половина характеризуется несколькими более повышенными (более 20%) содержаниями марганца.

Что касается распределения в рудной пачке фосфора, то можно считать, что его повышенные средние содержания (более 0,25%) связаны с полями повышенных содержаний марганца и сдвинуты от северного борта залежей к югу в сторону песчано-глинистых окисных и отчасти карбонатных руд. Поля максимальных значений фосфора приурочены, как правило, к периферическим концам полей максимальных содержаний марганца, т.е. несколько сдвинуты по направлению потока выноса рудного и сопутствующего материала в более центральные части залежей. Нередко поля максимальных содержаний фосфора расположены параллельно бортам залежей среди песчаных окисных и карбонатных руд.

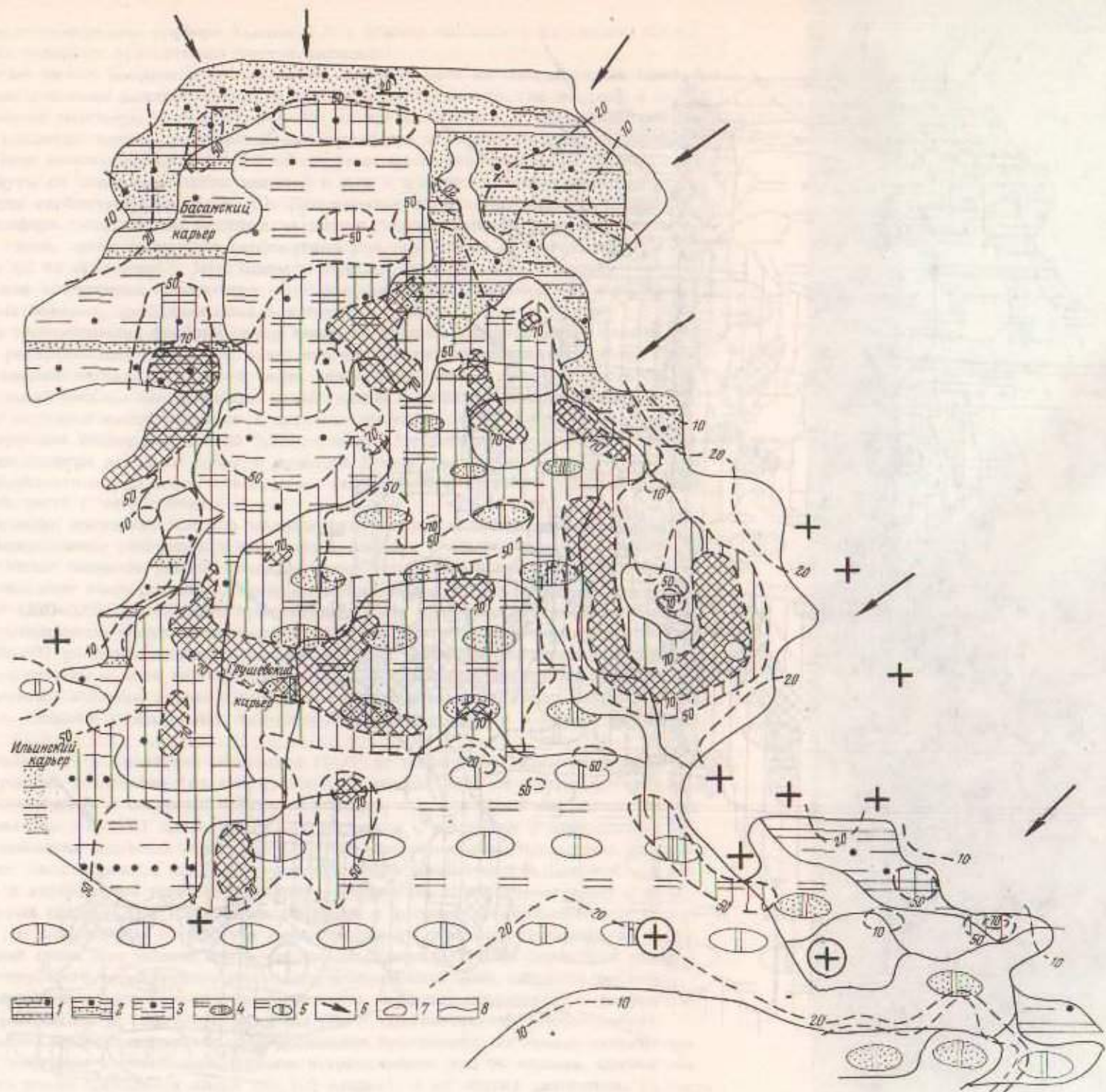


Рис. 2. Графики распределения микроэлементов в породах и рудах Клевакинского месторождения (по данным спектральных анализов). Составлены В.П. Рахмановым и Е.М. Харловой: высота черных столбиков - количество анализов в процентах от общего числа анализов, принятых за 100% и указанных слева цифрой

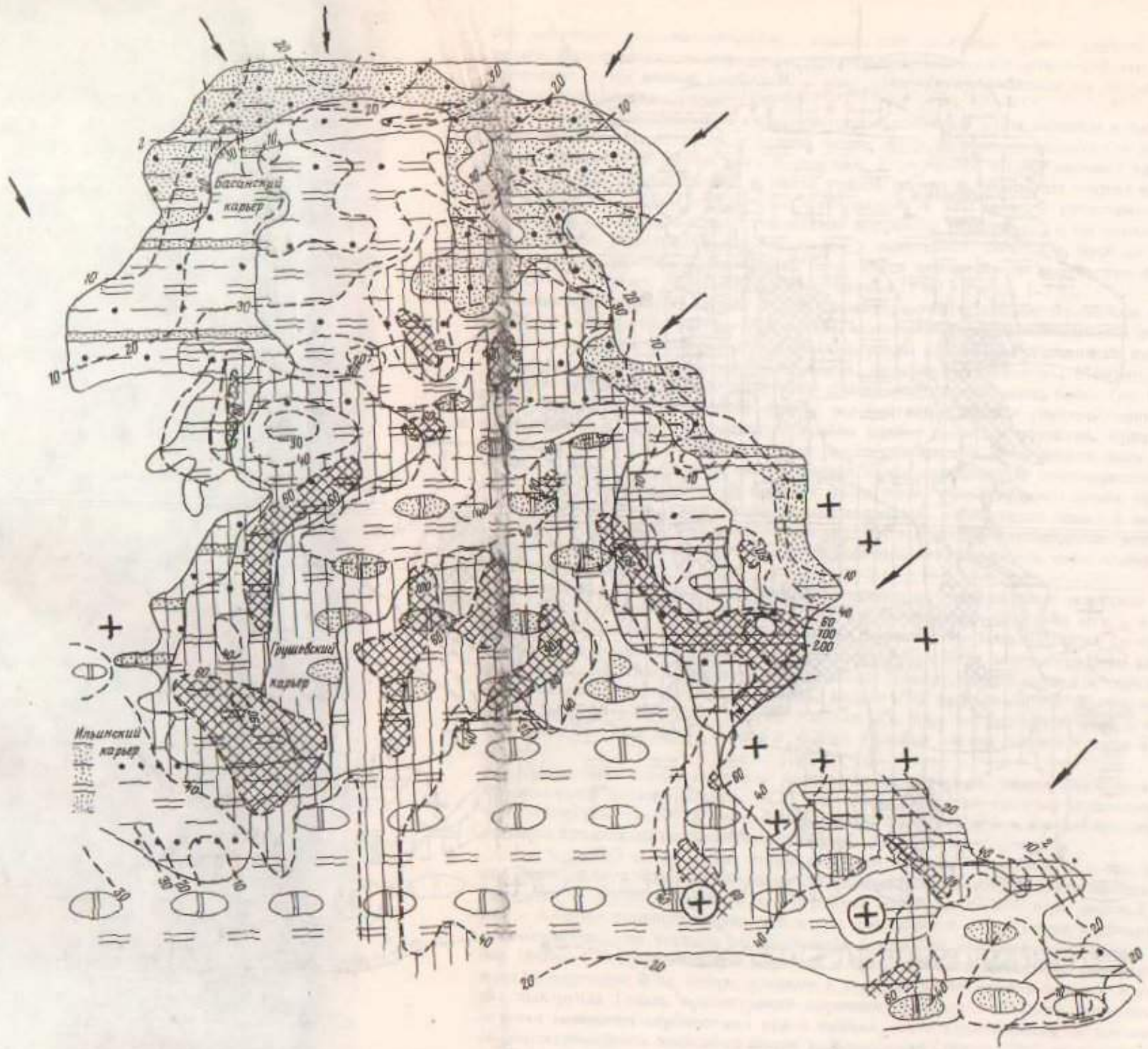


Рис. 3. Схема изополей абсолютных масс фосфора в условных единицах (сотые вес. % x мощность) по рудной пачке для Грушевского участка. Условные обозначения см. на рис. 2

Пониженные содержания фосфора (менее 0,1%) обычно связаны с песчаными окисными рудами северных бортовых частей залежей.

Абсолютные массы фосфора в рудной пачке, как вытекает из составленных нами схем по всем участкам месторождения, в основном распределены так же, как и абсолютные массы марганца, хотя и отмечается их приуроченность к зоне менее песчаных руд, развитых южнее существенно песчаных руд с максимальными массами марганца. Поля максимальных значений абсолютных масс фосфора (более 40 усл. ед.) также сдвинуты от северных бортов залежей к югу – в зону песчано-глинистых окисных и отчасти карбонатных руд (рис. 3). Протяженные поля максимальных абсолютных масс фосфора расположены местами на южных бортах залежей, отдаленных от источников сноса, среди глинистых карбонатных руд, что также свидетельствует о сдвинутомости их по сравнению с марганцем в сторону менее песчаных фаций.

Наименьшие содержания абсолютных масс фосфора обычно связаны с северными и восточными бортами, приближенными к источникам сноса.

Характер распределения фосфора снизу вверх по разрезам рудной пачки сходен с характером распределения в них марганца: его содержания увеличиваются вверх по разрезам, большей частью до средней части пачки. Отмечается приуроченность больших концентраций фосфора по сравнению с марганцем к более глинистым фациям. При переходе от песчаных типов разрезов к песчано-глинистым отмечается увеличение общего содержания фосфора от 0,1 до 0,25% и выше. Местами наблюдается тенденция к увеличению фосфора вверх по разрезу в целом. Южнее песчано-глинистых типов при появлении карбонатных руд более повышенные содержания фосфора обычно наблюдаются в верхней части рудной пачки.

Для выяснения критериев поисков малофосфористых руд и их прогнозной оценки были проанализированы соотношения марганца и фосфора в намеченных структурно-фациальных типах разрезов рудной пачки, а также в различных типах руд вмещающих пород и по площади месторождения, показанные на схемах. Повышенные значения отношений Mn/P (220–200), образующие протяженные поля, сдвинуты от северных бортов залежей и расположены среди песчано-глинистых окисных руд. Локальные поля этих значений (Mn/P) рассеяны также среди окисных руд. Минимальные отношения Mn/P (150–100) приурочены к зоне карбонатных, иногда – окисных и карбонатных руд, а также к песчаным окисным рудам с небольшим содержанием марганца (до 15%) у бортов залежей; сходные минимальные значения Mn/P отмечаются и в других местах залежей.

Общая тенденция в изменении отношений Mn/P по различным типам разрезов рудной пачки следующая: увеличение (от 100 до 150–200, иногда 220) от песчаных типов разрезов, расположенных у северных бортов залежей, к югу – к более глинистым типам и уменьшение (до 150–100) далее к югу – к разрезам с окисными и карбонатными рудами. Уменьшение значений Mn/P (до 150–100) связано с тем, что массы фосфора в отличие от масс марганца концентрируются в более южных частях залежей – в зоне окисных и карбонатных руд. На площадях же развития глинисто-песчаных и песчано-глинистых окисных руд содержания марганца и фосфора увеличиваются от северных бортов по направлению к югу, что свидетельствует о едином источнике их выноса с северной суши. При резкой смене физико-химических условий осаждения рудного и сопутствующего терригенного материала в переходной зоне развития песчано-глинистых окисных и карбонатных руд содержания марганца снижаются, а фосфора, наоборот, увеличиваются (при этом значения Mn/P соответственно уменьшаются).

Образование руд Никопольского месторождения происходило на повышенном кларковом фоне марганца с отчетливым резким отграничением его от железа, концентрации которого редко превышают кларк (до 1,5 кларка), и от других элементов. Существенные концентрации отмечаются иногда лишь у таллия, серебра, иттербия (до 10 кларков) в рудах и породах, у мышьяка (до 50 кларков) в надрудных глинах. Понижение содержания марганца в рудной пачке обычно отражается на некотором повышении концентраций Fe, Al, Ti, V, Mg, Be, Zr, Na, Y. Фон концентраций Ga, Pb, Cu, Ba, Sr, Ca, Na, Cr достаточно стабилен. Для глинистых фракций, алеврито-глинистых пород и руд характерно обогащение Mg, V, Pb, Cu, Ni, Sn, иногда Co, обеднение Ba. Концентрации Sn в глинистых фракциях при обеднении Mn увеличиваются в десятки раз, т.е. при стерилизации глинистого материала от окислов марганца. При обеднении пород Mn глинистые фракции обедняются Zr, Be, Y, Na, Sr. Сливные и конкреционные окисные руды, окисные пизолиты, оолиты также обеднены отмеченными элементами.

Намечаются три типа отношений марганца с другими элементами пород рудной пачки и подстилающих пород, а также руд.

Первый тип соотношений, отмечаемый для Mn с Fe, а также с Ca, Cu характеризуется слабыми колебаниями их концентраций от увеличения Mn. В отложениях, покрывающих рудную пачку, содержания Fe несколько увеличиваются, а Ca, Cu уменьшаются. Изложенное свидетельствует о значительном привносе марганца в период отложения пачки независимо от привноса железа, который был более или менее однообразным и несколько усилился после отложения рудной пачки.

Второй тип соотношений, наблюдаемый для Mn с Al, Ti, Pb, V, Si, характеризуется равномерным гиперболическим уменьшением их концентраций при увеличении Mn. В породах, лежащих выше рудной пачки, содержания этих элементов снижаются.

Третий тип соотношений, фиксируемый для Mn с P, Ba, Mg, Co, Ni, Cr, Zr, Be, характеризуется увеличением их концентраций от увеличения Mn, что свидетельствует о наличии единых источников и импульсов выноса. В породах, залегающих над рудной пачкой, содержания Mg, Zr, Cr увеличиваются, а P, Co, Be снижаются.

Геохимически процесс образования никопольских руд марганца, как и сходного петрогенетического типа нижеудинских докембрийских марганцевых руд, является глубоко марганцевым в отличие от процесса образования известково-кремнистых руд марганца и железа месторождения Каражала (Центральный Казахстан), где он является железо-марганцево-серебряным (Ходак и др., 1966), и карбонатных руд марганца Усинского месторождения Кузнецкого Алатау, где он является мышьяково-марганцево-серебряным (Ходак, Разманов, 1966).

Теперь перейдем непосредственно к вопросу образования залежей марганцевых руд месторождения. При трансгрессии, медленно наступающей с юга на сушу Украинского щита, эрозионные углубления фундамента соответствовали вдающимся лиманам (до 50 км и более), соединявшимся со значительно развитой дренированной речной системой. В дорудное время в прибрежных частях лиманов, эрозионных понижениях фундамента происходило накопление сношенного реками материала с образованием лагунно-озерных буроугольных, песчано-глинистых и каолиновых пород; нередко отмечаются глауконитовые глинистые пески, известковые глины с богатой мелководной солоноватоводной и теплолюбивой морской фауной.

До образования руд на расположенной севернее суше продолжалось образование коры выветривания, обогащенной марганцем, особенно по амфиболитам.

Источник марганца следует искать в регионально развитых докембрийских метаморфических толщах, среднее содержание марганца в которых составляет около 0,5%, т.е. 5 кларков. О повышенном содержании марганца в докембрии имеются многочисленные данные [(от 18% в зоне окисления марганцевых известняков Хошеватского района до 2,7% в гарбургитах, 1,6% в чарнокитах, 0,7–0,8% в амфиболитах близ Никополя, севернее (Варенцов, 1964)]. Содержание марганца в подрудных породах киевской свиты эоцена достигает 1,7%, что подтверждает его значительный вынос из коры выветривания в море еще в эоцене. Об этом свидетельствует и наличие уплощенной окатанной псиломелановой гальки, являющейся продуктом разрушения палеогеновых подрудных пород в базальных слоях рудной пачки близ северных бортов залежей месторождения.

Из сравнения химических анализов и петрографического состава невыветрелых и выветрелых пород района Никопольского месторождения следует, что при выветривании широко развитых гранитоидов происходит обогащение их Al, Fe, Mn, Ti, а также переход этих элементов из связанных в минералах форм в состояние более свободных окислов; отмечается обеднение гранитоидов Mg, Ca. Выветривание регионально развитых амфиболитов приводит к концентрации и переводу в состояние более свободных окислов Al, Fe, Mn, Ti; наблюдается обеднение Si, Mg, Ca. При выветривании локальных массивов серпентинитов, как и в основных породах, отмечается концентрация и перевод в более свободное состояние Al, Fe, Mn, Ti, Ni, резкое обеднение Mg.

Наличие подрудных лагунно-озерных и морских глауконитовых отложений, характер их распространения и залегания, фашиальной смены к северу континентальными отложениями в меридиональных эрозионных депрессиях Никопольского месторождения и в прилегающих площадях бассейнов рек Базурук и Ингулец, близ г. Запорожья и пос. Большой Токмак, перекрытие бучакскими отложениями палеоцена мезозойской каолиновой коры выветривания докембрийских пород свидетельствуют о медленном

продвижении трансгрессии к северу и о формировании еще задолго до олигоцена структурно-геоморфологического плана залежей месторождения, заполнении их дорудными лиманными осадками. Ширина каждой из двух лиманных систем месторождения близ сочленения их с открытым морским бассейном 80–90 км.

Водная среда лиманного бассейна южнее зоны развития глинистых окисных руд за счет стоков с севера обогащается, как показывают расчеты, значительным количеством растворенного материала (в значительной степени рудного) – примерно 15000 т из песчаной зоны развития рудной пачки и порядка 35000 т из глинистой зоны окисных руд Грушевского участка восточной части месторождения. Количество выносимого материала (в основе растворенного и взвешенного), если принять, что лишь половина его марганцеворудного, достаточно для формирования руд с учетом предела растворимости марганцевых компонентов и на фоне значительного привноса глинистых взвесей. Этот предел достигается при поступлении все новых порций материала и разбавлении лимановых вод пресными речными с уменьшением величины рН до 6 и Eh до 0,1 (Листова, 1961; Krumbein, Garrels, 1952).

Время выпадения марганцеворудных осадков на всей площади залежей месторождения можно оценить, рассчитав пути прохождение и выпадения терригенных частиц совместно с рудными компонентами. Если принять средний диаметр терригенных частиц равным 0,01 мм, а пути его осаждения по воздействию влекомых (к югу) течений водного потока и гравитации равными 20 км (длина рудных залежей), то можно считать, что время осаждения рудных осадков месторождения будет составлять сотни лет. За это время речными потоками в Грушевский участок с севера могло быть вынесено несколько миллиардов тонн вещества (учитывая примерный вынос его Днепром), что согласуется с запасами руд по участку и средними содержаниями марганца в размываемых докембрийских породах.

С учетом поступления все новых и новых порций выносимого материала, сформировавшихся в итоге песчано-глинистый рудный пласт мощностью в 1–2 м и более, время накопления всей массы рудного и сопутствующего терригенного материала оценивается промежутком времени порядка 1 млн. лет. Это свидетельствует о длительном постоянстве фашиально-климатических, структурно-геоморфологических, физико-химических и иных условий выноса, отделения марганца от других компонентов, в основном от железа (Грязнов, Романенко, 1963; Краускопф, 1963; Листова, 1961), а также его концентрации в водных осадках среди обломков и глинистых частиц. В связи с этим весьма интересным является то, что в последнее время ряд исследователей склоняется к мнению не об олигоцене, а о верхнеэоценовом возрасте харьковских отложений, к которым приурочена рудная пачка месторождения, в связи с чем ставится вопрос о размерах сокращения морского бассейна и увеличении размеров суши севернее рудных залежей. Теплый влажный климат, предшествовавший образованию рудной пачки, благоприятствовал концентрации марганца за счет выноса компонентов из меловой латеритной коры выветривания докембрийских пород (как и на месторождениях Нсута, Моанда, Мадхиа Прадеш и др.), промышленная марганцеворудная кора выветривания которых сформировалась в сходном климате по обогащенным марганцем докембрийским метаморфическим породам. Здесь же, на Никопольском месторождении, мы имеем более сложный комплекс процессов обогащения марганцем значительно более обедненных им и переотложенных продуктов разрушения докембрийских метаморфических пород.

О значительном обогащении коры выветривания марганцем свидетельствуют существенные концентрации марганца в песчано-глинистых породах киевских отложений верхнего эоцена, образовавшиеся за счет размыва докембрийской коры выветривания. Не исключена возможность формирования смытых сейчас более марганцевых прибрежных лиманных осадков киевской свиты, развитых севернее месторождения. Представляется, что еще более благоприятные условия для концентрации марганца создавались в начале харьковского века в структурно-фашиальной обстановке медленно наступающего моря на сушу с оформившимися лиманными и приустьевыми депрессиями. Этому способствовал менее жаркий, мягкий субтропический климат харьковского времени с наименее щелочными, даже слабокислыми условиями (Лисицына, Дубченко, 1966). В связи с этим интересны находки В.И. Грязновым (1964) многочисленных остатков раковин усоногих раков *Valanus cf. crenatus Brug.* и десятиногих раков (крабов) – типичных обитателей прибрежных скал и камней в рудном пласте, указывающих на

крутой (местами) и близкий к рудным залежам берег харьковского моря лимановых заливов у выхода изогипсы древнего фундамента 50 м. Об этом свидетельствует также наличие в рудной пачке кварцевых, гранитных, а особенно псиломелановых галек, легко разрушающихся в краевых северо-западных разрезах месторождения, наиболее обогащенных грубозернистым песчаным материалом, прослой базальных конгломератов в низах рудной пачки и непосредственно подстилающих ее отложениях.

В северных частях рудных залежей в пределах развития окисных руд выносимые с близрасположенной северной суши марганцевые соединения в основной массе выпадали в осадок в виде гелевидных сгустков гидроокислов и гидратов марганца, соединяясь с терригенной (глинисто-песчаной) и хемогенной (преимущественно кальцитовой) частями осадков. Этому способствовали и редкая смена физико-химической обстановки водного раствора, смешение пресных и морских вод, вынесенных взвесей, гелей.

Широкое развитие в краевых северных частях месторождения рудовмещающих песчаных и алевроитовых пород с базальным и поровым седиментационным кальцитовым цементом, а также парагенетически связанных с ними оолитовых окисных руд марганца с промежутками между оолитами, выполненными кальцитом, свидетельствует о слабощелочной (рН около 7,5-8) и слабо окислительной (E_h около 0,5) обстановке.

Седиментационность основной массы кальцита подтверждается тонко-, нередко и микрокристаллическим, сравнительно равнотернистым характером кальцитового цемента; типом цемента - базальным, поровым (любопытно, что крустификационный цемент, который является вторичным, не наблюдается); широким развитием сгустковых структур, сложенных микрокристаллическим кальцитом; значительным развитием органогенных остатков, нередко детритусовых, состоящих также обычно из микрокристаллического кальцита; тесным срастанием кальцитового цемента с тонкораспыленным первично-осадочным пелитовым веществом - глинистым, железистым, марганцевистым; отсутствием прослоев, выполненных крупнокристаллическим кальцитом; приуроченностью пород и руд с кальцитовым цементом к северным частям рудных залежей и к определенным горизонтам рудной пачки (преимущественно к ее нижней части).

Отметим хорошо сохранившиеся седиментационные черты плотных, цементационных, сливных прослоевых псиломелановых и манганитовых руд, имеющих слабораскристаллизационную структуру затвердевшего золя гидроокислов и гидратов марганца. Наблюдаются тончайшие, нередко неравнослойные текстуры, отражающие последовательность осаждения марганцевых гелей. В шлифах, аншлифах, электроноскопических угольных репликах видно тесное срастание слабораскристаллизационной псиломелановой и манганитовой массы с мельчайшими чешуйками терригенных глинистых - гидрослюдистых и монтмориллонитовых, местами смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов. В этих рудах наблюдаются и значительные участки, сложенные вторичными кристалликами полианита и манганита.

Тесное срастание слабораскристаллизованных землистых, сажистых разностей псиломелана, манганита, верладита, обезвоженного (в процессе последующего уплотнения осадка) пиролозита с глинистыми минералами отмечается также в обогащенных глинистым материалом окисных рудах и рудоносных породах. Это свидетельствует в пользу того, что существенная часть рудной массы является седиментационной.

Седиментационный характер части псиломелана и манганита на месторождении намечается в цементационных и сливных тонкослойных слабо-раскристаллизационных мономинеральных рудах. Седиментационность этих руд подтверждается: приуроченностью псиломелановых руд, образующихся в наиболее окислительных условиях E_h от 0,5 до 0,8 при уменьшении рН с 7 до 2 (Краускопф 1963), к более песчаным фациям нижней части рудной пачки в наиболее северных площадях рудных залежей; локализацией манганитовых руд, характерных для более восстановительной обстановки осаждения гелей гидроокислов и особенно гидратов марганца (E_h до 0,4) к менее песчаным, алевроитовым фациям той же нижней части пласта (эти фации несколько сдвинуты к югу - к более центральных зонам морского залива).

Представляется, что индикатором среды седиментации являются также конкреционные, пизолитовые, оолитовые разности псиломелановых и манганитовых руд, являющиеся продуктами стягивания рудного вещества, его нарастания вокруг концентра или концентров в раннем диагенезе без существенного изменения химического состава (Amstutz, 1964).

В сажистых глинистых рудах наблюдается сростание золей, выпавших в обстановке, сходной с обстановкой совместного осаждения гелей гидроокислов марганца псиломеланового типа и гидратов манганитового типа. По всей вероятности, коллоидальный вернадит, характеризующийся наличием лишь четырехвалентного марганца, находящийся в тесном сростании с крайне слабонакристаллизованными золями псиломелана и манганита и со значительным количеством гидрослюдистых, монтмориллонитовых, смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых, каолинитовых минералов, также несет черты своей седиментационности.

Седиментационный характер носят и карбонатные-манганокальцитовые и кальциево-родохрозитовые руды, принципиально в этом отношении не отличаясь от окисных руд. Интересно отметить сходство многих сингенетических признаков кальцитового цемента окисных руд и вмещающих пород, с одной стороны, и манганокальцитовых и кальциево-родохрозитовых руд, с другой.

Обстановка осаждения карбонатов марганца, точнее минеральных изоморфных смесей ряда родохрозолит-кальцит, характеризуется постепенным изменением физико-химических условий в сторону более восстановительных (Eh от 0,4 до -0,2; Краускопф, 1963). Скорее всего, при интенсивном выносе с суши марганцевых соединений в несколько удаленной от нее зоне имелась значительно большая часть растворенного марганца (в виде не взвесей и гелей, а коллоидальных и истинных растворов). В силу этого придонная вода насыщалась $Mn(HCO_3)_2$, из которого и выпадал манганокальцитовый и кальциево-родохрозитовый осадок; процесс усиливался при уменьшении щелочности раствора и превращении его в нейтральный и даже слабо кислый (Листова, 1961), что в свою очередь протекало при менее восстановительных условиях и значениях Eh около 0,1-0 (Краускопф, 1963).

Не исключена возможность металлоколлоидной природы части рассматриваемых карбонатов марганца и кальция, о чем могут свидетельствовать наличие сгустков, микрокристалличность, алевритовидный, раковистый излом карбонатных руд.

Основную массу гидрослюдов, монтмориллонитов, каолинита рудной пачки следует считать терригенными тонкодисперсными образованиями. Терригенный характер гидрослюдов и монтмориллонитов подчеркивается ориентированным их распределением по слоистости пород, в том числе и в песчаных разностях, где они облекают обломки кварца, полевых шпатов.

В пользу терригенной природы отмеченных глинистых минералов говорит и зональность их расположения снизу вверх по разрезу рудной пачки месторождения. Глинистые фракции пород, сложенные в основном каолинитом и не содержащие гидрослюдов и монтмориллонитов, отмечаются лишь в подрудных песках. Они представляют продукт переотложения верхних (каолинитовых же) горизонтов коры выветривания докембрийских пород. Глинистые фракции, состоящие главным образом из монтмориллонита в ассоциации с гидрослюдами, слагают нижнюю и среднюю части рудной пачки; смешаннослойные же гидрослюды - монтмориллониты - отмечаются лишь в верхней, иногда в средней части рудной пачки. Чисто гидрослюдистые разности глинистых фракций наблюдаются в самых верхах рудной пачки и в надрудных глинах. Таким образом, вертикальная зональность глинистых минералов соответствует вертикальной зональности коры выветривания докембрийских пород, продукты которой переотлагались при размыве в морском бассейне, где и распределялись соответствующим образом.

Наиболее интенсивный вынос марганца, как показывают данные Н.А. Лисицкой (1966), а также преимущественная ассоциация марганца с гидрослюдисто-монтмориллонитовыми минералами свидетельствует о тесной генетической связи формирования руд с размывом не верхних (каолинитовых), а более нижних горизонтов коры выветривания основных первично обогащенных марганцем пород.

Одним из характерных диагенетических минералов рудной пачки подрудных и надрудных слоев месторождения является глауконит. Мы имеем дело с наиболее железистым и калиевым темновато-зеленым глауконитом, агрегаты зерен которого формируются совместно с фосфатами железа в основном за счет обломочных чешуек магниево-железисто-калиевых слюдов при формировании гидрослюдов в значительно приближенных к берегу местах морского бассейна с нормальной соленостью.

В породах и рудах рудной пачки отмечаются вкрапления и линзовидные прослои цеолитов десминового типа, являющихся, по мнению ряда исследователей, индикаторами щелочной или нейтральной восстановительной среды иловых вод начальных стадий диагенеза песчаных пород.

Резюмируя изложенное, подчеркнем первичную седиментационную природу терригенного, в том числе глинистого и рудного материала (Пустовалов, 1940, 1965; Страхов, 1964), вынесенного речными потоками с северной суши в прибрежные морские лиманы и закономерно распределенного как по разрезам рудной пачки месторождения, так и по его площади.

Литература

- Варенцов И.М. К познанию условий образований Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1.
- Грязнов В.И., Романенко Г.Н. Об отделении марганца от железа в коре выветривания кристаллических пород Украинского щита в мезо-кайнозое. - Литология и полезные ископаемые, 1963, № 3.
- Костышева Н.В. Минералогия глин Никопольского марганцеворудного месторождения. Изд. Днепропетровск. горн. ин-та, 1959.
- Краускопф К.П. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. - В сб.: "Геохимия литогенеза" ИЛ, 1963.
- Лисицына Н.А. К методике изучения кор выветривания. - Литология и полезные ископаемые, 1966, № 1.
- Лисицына Н.А., Дубченко И.Ю. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород. - Литология и полезные ископаемые. № 6, 1966.
- Листова Л.П. Физико-химические исследования условий образования окисных, карбонато-окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, 1961.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, т. 1, 2. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л.В. Изученность и геологические перспективы рудоносности осадочного чехла Русской платформы. - В сб. "Рудоносность Русской платформы", Изд-во "Недра", 1965.
- Рахманов В.П. Марганцевые руды. - В сб. "Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Страхов Н.М. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна юга СССР. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1.
- Ходак Ю.А., Рахманов В.П., Ерошев-Шак В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. Изд-во "Наука", 1966.
- Ходак Ю.А., Грибов Е.М., Сынгаевский Е.Д., Гуревич М.А., Ерошев-Шак В.А. Марганцеворудные и железорудные концентрации Джайльминской мульды. Изд-во "Наука", 1966.
- Чайковский В.К., Рахманов В.П., Ходак Ю.А. Марганценозные формации и составление прогнозно-металлогенических карт на марганцевые руды. Изд-во "Недра", 1972.
- Amstutz G. C. ed a Introduction Sedimentology and ore genesis. Elsevier. Amsterdam, 1964.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classifications of chemical sediments in terms of PH and oxidation-reduction potentials. - J. Geol., 1952, 60, N 1.

РУДНЫЙ ГОРИЗОНТ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КРЫЛА
ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

К рудному горизонту северо-восточного крыла Воронежской антеклизы (рис. 1) мы относим бурые железняки липецкого типа, сидериты и тесно связанные с ними по условиям образования песчано-глинистые породы, залегающие на породах девона и нижнего карбона до бобринского горизонта включительно и перекрывающиеся среднеюрскими (верхнебатскими) и более молодыми отложениями. Этот горизонт широко распространен на северо-восточном крыле Воронежской антеклизы, к югу, западу и северу от Липецка. Площадь его распространения составляет около 50-60 тыс. км².

Изучению рудного горизонта посвящена обширная печатная и фондовая литература. Однако и сейчас еще нередко к нему ошибочно относят в той или иной степени ожелезненные песчано-глинистые породы, сидериты или сидеритовые песчаники различных стратиграфических подразделений, залегающие выше или ниже его. Объясняется это тем, что на границе рудного горизонта с подстилающими и перекрывающимися образованиями наблюдаются сильные размывы, сопровождающиеся выпадением из разреза нередко одного или нескольких стратиграфических подразделений, малыми мощностями стратиграфических подразделений, залеганием их на различных гипсометрических уровнях и т.д. Например, на липецких рудниках к рудному горизонту часто относились сильно ожелезненные валанжинские песчаники с содержанием железа до 35% и более, залегающие в кровле рудного горизонта или на известняках в местах отсутствия последнего. За рудный горизонт часто принимаются и барремские сидеритовые песчаники при залегании их на девонских известняках и т.д. Кроме того, имеются различные мнения исследователей по поводу возраста и условий образования рудного горизонта. Так, первые исследователи середины XIX столетия рассматривали тульско-липецкие железные руды как нормальные осадочные породы, образовавшиеся в послекарбонное время (Еремеев, 1853; Романовский, 1863). Затем с выходом в свет работы П.А.Земятченского (1889) по изучению железных руд центральной части Европейской России получила всеобщее признание гидрхимическая гипотеза образования этих руд, что подтверждалось появлением большого количества работ, авторы которых твердо придерживались метасоматической теории образования железных руд (Каракаш, 1899; Краснопольский, 1902; Никитин, 1897, 1898; Кудрявцев, 1890, и др.). При рассмотрении липецких и тульских руд с этих позиций не мог, конечно, серьезно ставиться вопрос об их возрасте.

Первые возражения против метасоматической гипотезы образования тульско-липецких железных руд сделал Я.В.Самойлов (1900), который высказал предположение об озерно-болотном их происхождении. Затем появились критические заметки С.И.Чарноцкого (1908). Однако тяготение к метасоматической теории образования железных руд центра России после опубликования указанных работ не ослабло. Эта теория нашла свое отражение в работах М.Пригоровского (1918), Ф.Н.Шклярковского (1922), Д.И.Покровского (1930), И.И. Никшича и Я.А. Олейникова (1929) и др.

Работа П.А.Земятченского несмотря на ряд неправильных, на наш взгляд, положений, тем не менее представляет большой интерес и в настоящее время: во-первых, П.А.Земятченским была доказана первично-сидеритовая природа тульско-липецких руд; во-вторых, в его работе заключен огромный фактический материал по изучению рудного горизонта в центральных областях Русской платформы.

В 1931 г. были начаты научно-исследовательские работы по изучению липецких и тульских железных руд под руководством Л.В.Пустовалова (1933). Краткие выводы этих исследований сводятся к следующему.

1. Рудоносные породы залегают несогласно на елецко-лебедянских, угленосных продуктусовых и, по-видимому, московских слоях.
2. Рудоносные породы возникли в послекарбонное и доверхнеюрское время, т.е. во время великого палеозойского континентального перерыва.
3. Рудные породы составляют самостоятельную стратиграфическую единицу южного крыла Подмосковного бассейна.
4. Рудные скопления имеют гнездовый характер.

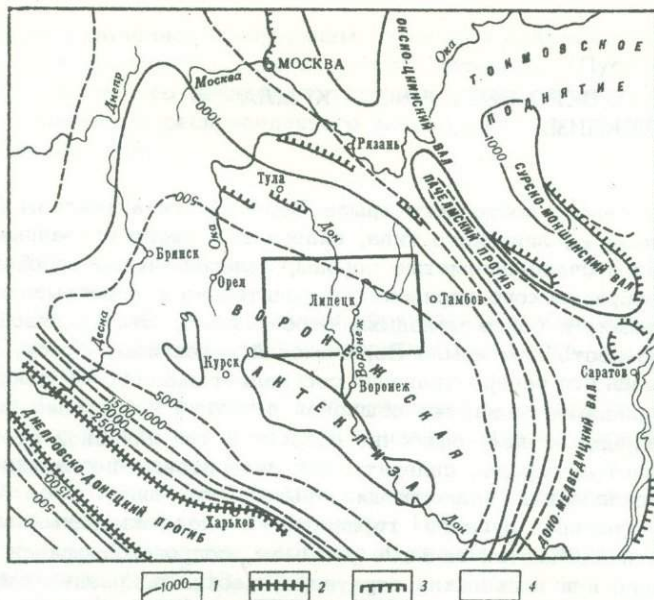


Рис. 1. Обзорная карта района исследований

1 - стратозигогипсы кровли фундамента; 2 - глубинные разломы; 3 - флексуры (складчатые нарушения); 4 - район исследований

5. Все коренные рудные образования слоисты, что обусловлено перемежаемостью рудного материала с "пустыми" породами. Они представляют собой нормальные осадочные образования с резко выраженными свойствами мелководной фации.

6. Первоначальные нормальные условия залегания озерных руд нарушены в ряде линз Липецкого района в результате последующих карстовых провалов, имеющих место в послерудное время.

7. Метасоматические руды имеют ничтожное значение вследствие своей малой массы и нигде не образуют самостоятельных промышленных скоплений.

Осадочная гипотеза образования тульско-липецких руд Л.В.Пустовалова со временем получила всеобщее признание и разделяется большинством исследователей и в настоящее время.

В 1940 г. липецкие железные руды изучались сотрудниками Днепропетровского НИИ Г.С.Момджи и С.Г.Шавло. Эти авторы, как и П.А.Земятченский, пришли к правильному выводу о первично-сидеритовой природе липецких руд. Однако они считают сидериты осадочными, а не метасоматическими образованиями, тем самым разделяя точку зрения Л.В. Пустовалова.

Несколько позже появляется ряд работ по изучению рудного горизонта Б.П.Елифанова. В наиболее ранней из них (Елифанов, Бабушкина и др., 1946) он приводит данные, подтверждающие осадочную точку зрения образования железных руд липецкого типа, высказывает соображения о верхнетурнейском их возрасте и допускает их первично-сидеритовый генезис. Основными источниками железистых соединений при образовании железных руд, по его мнению, являются железистые кварциты и богатые гематитовые руды полосы Курской магнитной аномалии.

В 1949 г. появилась работа Б.П.Кротова, в которой липецкие железные руды рассматриваются как первично-сидеритовые озерные образования.

В 1949-1951 гг. изучением липецких железных руд занимался М.С.Точилин. Этот исследователь, как и Л.В.Пустовалов, пришел к выводу об осадочных условиях их образования. Однако вслед за П.А.Земятченским Г.С.Момджи, Б.П.Елифановым и Б.П.Кротовым он признавал и их первично-сидеритовую природу. По условиям образования железные руды М.С.Точилин относит к мелководно-морской сидерит-гидрогетитовой фации.

Кроме того, изучением липецких железных руд при проведении поисково-разведочных и геологосъемочных работ занимались В.Г.Пименов, В.И.Ягодкина, А.В.Осокин, Ф.Я. Волочаев и др.

Последнее время изучению рудного горизонта посвящены статьи Б.П.Епифанова (1956-1958, 1961, 1964), М.С.Точилина (1950, 1951, 1956), Ф.Я. Волочаева (1962, 1970) и др.

Переходим к описанию рудного горизонта, подстилающих и перекрывающих его пород.

Породы, залегающие в основании рудного горизонта в пределах рассматриваемой территории, представлены преимущественно карбонатными отложениями девонской системы, начиная с семилукского горизонта, карбонатными турнейскими и терригенными средневизейскими отложениями каменноугольной системы (рис. 2). При этом девонские и турнейские отложения изучены достаточно хорошо, и нет необходимости останавливаться на их подробной характеристике. Что касается средневизейских отложений, то они изучены еще весьма слабо, и полученные в последнее время новые данные заслуживают более подробного их рассмотрения.

Семилукский горизонт франского яруса представлен в нижней части разреза известняками, в верхней - мергелями с прослоями известняков мощностью от 23 м на западе до 39 м на северо-востоке рассматриваемой территории. Бурегский горизонт франского яруса характеризуется глинистыми, алевролитистыми, песчанистыми и карбонатными отложениями мощностью от 1,6 до 13 м на севере района. Воронежский горизонт франского яруса подразделяется на нижне- и верхневоронежский подгорizontы. Нижневоронежский подгорizont представлен глинами и известняками на юге территории и мергелями и известняками на севере; мощность их достигает 32 м. Верхневоронежский подгорizont сложен переслаивающимися известняками, мергелями и глинами мощностью 15 м на юге и известняками с прослоями глин мощностью до 37 м на севере. Евлановский горизонт франского яруса сложен преимущественно известняками мощностью он нуля на юге до 56 м на северо-востоке территории. Ливенский горизонт франского яруса представлен главным образом известняками мощностью от нуля на юге до 33,6 м на северо-востоке района. Задонский горизонт фаменского яруса сложен глинисто-карбонатными или глинисто-песчаными отложениями в нижней части разреза, верхняя часть разреза существенно карбонатная на юге и преимущественно карбонатная - на севере описываемой территории. Мощность горизонта изменяется от нуля в южной части района до 18-20 м в северной. Елецкий горизонт фаменского яруса представлен преимущественно известняками мощностью от нуля на юге района до 102 м на северо-востоке. Лебедянский горизонт фаменского яруса сложен известняками, доломитами, мергелями и глинами. Мощность его изменяется от нуля примерно на широте г. Ельца до 34,6 м на северо-востоке района. Данковский горизонт фаменского яруса представлен всеми толщами и распространен в северной половине рассматриваемой территории. Так, мценская толща сложена доломитами и известняками мощностью до 10-12 м. Киселевоникольская толща представлена доломитами, доломитизированными и глинистыми известняками и мергелями с максимальной мощностью на северо-востоке до 25 м. Орловско-сабуровская толща не имеет сплошного распространения и сложена карбонатными породами с зернами кварца. Мощность ее достигает 6 м. Тургневская толща представлена известняками, доломитами и мергелями мощностью до 26-30 м на северо-востоке. Кудеяровская толща сложена доломитизированными известняками и доломитами мощностью до 12 м.

Каменноугольная система на рассматриваемой территории представлена только нижним отделом - турнейским и визейским ярусами. Заволожский горизонт (нижнее турне) известен на крайнем севере этой территории. Сложен он известняками, мергелями и доломитами. Мощность его достигает 60 м.

Бобриковский горизонт средневизейского подъяруса распространен в северной части описываемой территории, главным образом в районах пос. Лев Толстой, г. Данков и в большой излучине р. Красивой Мечи, восточнее и северо-восточнее г. Ефремова. Он сохранился от размыва в виде пятен в древних эрозионных долинах и в карстовых воронках (рис. 2) и представлен песчано-глинистыми образованиями в континентальных фациях. Преобладающие в его разрезе глины обычно пестроцветные (серые, темно-серые, черные, бурые, коричневые, зеленые с различными оттенками), жирные, тяжелые, иногда сланцеватые, нередко сильнопесчаные. Пески, образующие в глинах линзовидные прослои, светло-серые, белые, темно-серые до черных, мелко- и тонкозернистые, часто глинистые. В глинах и песках содержатся прослои с большим количеством растительных, нередко обугленных остатков, придающих породе темную окраску.

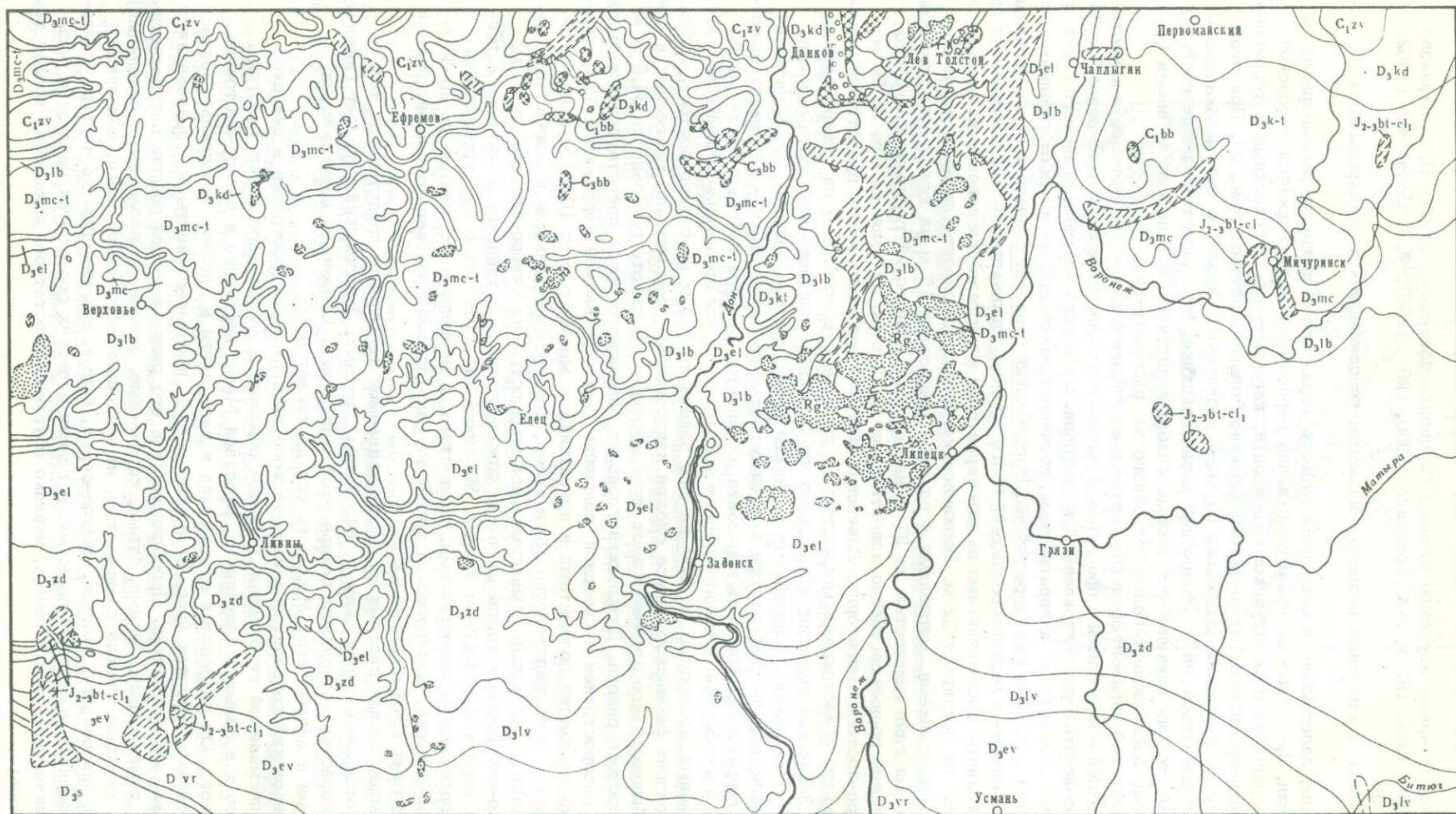


Рис. 2. Геологическая карта досреднекейловских отложений. Условные обозначения см. на рис. 11

Встречаются конкреции пирита и отдельные кристаллы гипса. Характерным для этих отложений является присутствие в них кремней в виде угловатых или слабо окатанных обломков. Цвет их темно-серый, дымчатый. Мощность прослоев песков не более 5 м, чаще до 1 м. Общая мощность горизонта достигает 22,0 м, в среднем около 10 м.

Минеральный состав тяжелой фракции, по данным И.А.Сычева (скваж. 325), характеризуется высоким содержанием циркона (до 46%), затем ставролита (до 20%), дистена (до 25%), турмалина (10-12%) и иногда рутила (3-14%). Из рудных наблюдается высокое содержание пирита. Содержание тяжелой фракции очень низкое - в среднем около 1-2%. Легкая фракция состоит исключительно из кварца. Полевые шпаты практически отсутствуют.

Для этих отложений характерно и высокое содержание в глинах Al_2O_3 . В образце глин из обнажения в овраге южнее дер. Репец, по данным автора (обр. 60), определены следующие химические компоненты (в %): SiO_2 - 49,0, TiO_2 - 0,7, Al_2O_3 - 20,67, Fe_2O_3 - 10,58, FeO - нет, MnO - 0,5, MgO - 1,69, CaO - 1,09, K_2O - 3,16, п.п.п. - 12,42, сумма - 99,81.

Бобриковский возраст описанных отложений подтверждается споровопыльцевым спектром, полученным И.А.Сычевым при изучении их в кернах скв. 326, 80 и 637 (288) и других, пробуренных в пос. Лев Толстой. Отсюда описаны: *Stenozonotriletes literatus* Naum., *St. micropunctatus* (Andr.) Naum., *Euryzonotriletes variabilis* Naum., *E. graniferus* Naum., *Trachytriletes basius* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.), *Trematozonotriletes punctatus* Naum., *Tr. bialatus* (Waltz), *Camarozonotriletes granulatus* Jusch. (определение ГУЦР, Н.И. Умновой). Примерно такой же споровопыльцевой спектр из этих же отложений в указанных скважинах получен и сотрудниками Воронежского университета.

В районе излучины Красивой Мечи бобриковские отложения, по нашим представлениям, залегают как в карстовых воронках, так и в древних долинах (рис. 2). Сложны они жирными пестроцветными (серыми, зелеными, белыми, желтыми, реже черными с розоватыми, красноватыми, фиолетовыми и другими оттенками) глинами с линзовидными прослоями белых, сырых и серовато-желтых мелко- и тонкозернистых песков. В глинах встречаются угловатые обломки темно-серых кремней.

Минеральный состав тяжелой фракции этих отложений характеризуется здесь повышенным содержанием тех же минералов, что и в районе пос. Лев Толстой: циркона, ставролита, турмалина, дистена, рутила при заметном преобладании циркона, содержание которого почти всегда составляет 50-60%.

В овраге Студеный Лог близ г. Липецка бобриковские отложения залегают в карстовой воронке (диаметром до 10 м) под горизонтально лежащими породами рудного горизонта (рис. 3). Представлены они песками с прослоями глин. Пески светло-серые, белые, участками коричневато-желтые, тонкозернистые. В этих песках также отмечается высокое содержание минералов легкой фракции - до 99,84%, состоящей почти целиком из кварца (полевых шпатов 1,5%) и низкое содержание тяжелой фракции - 0,16%. Из минералов тяжелой фракции доминируют циркон (27,5%), турмалин (25,4%), ставролит (12,7%) и др. Глина голубовато-зеленая, зеленая, темно-серая, фиолетовая, жирная, тонкослоистая. Мощность прослоев до нескольких десятков сантиметров. Именно в этих отложениях в 1929 г. Б.Н.Семихатовым был найден остаток лепидодендрона. В отобранных нами пробах из глины и песков споры и пыльца не обнаружены.

К западу от г. Ефремова аналогичные отложения мощностью 15-20 м, по данным Б.А.Яковлева (1961 г.), вскрыты несколькими скважинами (см. рис. 2). Залегают они, по его мнению, в эрозионных долинах, врезанных в породы девона на глубину до 25-30 м. Их мощность 15-20 м. Они представлены пестроцветными (темно-зелеными, охристо-желтыми, голубовато-серыми, мясо-красными, кирпично-красными), местами жирными глинами с тонкими прослоями глинистых песков. Для тяжелой фракции терригенной части этих отложений и здесь характерно высокое содержание циркона (72%), затем турмалина (до 26%) и дистена (до 10%), гранат отсутствует.

Наиболее широко бобриковские отложения распространены к северу и северо-западу от рассматриваемой территории (Барятинский, Спас-Деменский, Сухиничский и другие районы). Известны они в районе КМА. Отличительной особенностью их в этих районах, особенно в Московской синеклизе, является присутствие нескольких пластов угля.

Таким образом, для бобриковского горизонта описываемой территории и смежных с ней районов (Московской синеклизы и КМА) характерно развитие осадков в кон-

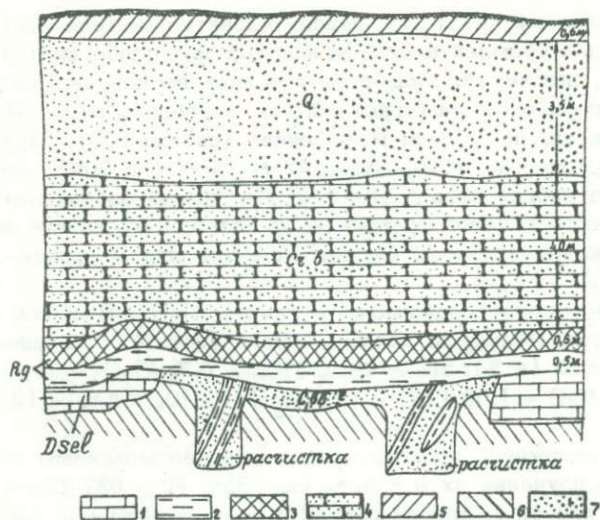


Рис. 3. Зарисовка расчистки в овраге Студеный Лог

- 1 - известняки; 2 - глина;
 3 - руда; 4 - песчаники;
 5 - суглинки; 6 - осыпь;
 7 - пески (значение индексов см. на рис. 11)

тинентальных фациях, высокое содержание в них легкой фракции и низкое содержание тяжелой. Полевые шпаты в легкой фракции составляют обычно доли процента. В тяжелой фракции преобладают циркон, турмалин, ставролит, дистен. Такое сочетание минералов, как будет показано ниже, не характерно для отложений мезозоя.

Тульский горизонт средневизейского подъяруса в пределах описываемой территории выделяется нами условно. Он, как и бобриковский горизонт, развит в континентальных фациях и примерно на той же площади, однако встречается значительно реже.

В районах пос. Лев Толстой и г. Данкова тульский горизонт залегает с размывом на подстилающих его отложениях верхнего девона и, по-видимому, бобриковского горизонта (см. рис. 2). Залегает он и в карстовых воронках. Тульский горизонт сложен преимущественно песками, глины имеют подчиненное значение. Пески серые, светло-серые, белые с желтоватыми и буроватыми оттенками, тонко- и мелкозернистые, иногда слюдястые, глинистые, часто с тонкими линзовидными прослоями серых, темно-серых, кремеватых, жирных глин. Местами порода напоминает слоеный пирог. Глины серые, темно-серые до черных, пластичные, жирные, иногда сильнопесчаные, нередко с тонкими прослоями пылеватых песков. По минеральному составу пески тульского горизонта почти не отличаются от песков бобриковского горизонта. Для тульских отложений также характерно повышенное содержание в тяжелой фракции таких минералов, как циркон (до 49%), рутил (до 10%), турмалин (до 10%), дистен (до 15%), ставролит (до 29%). Очень низкое содержание в этих отложениях и тяжелой фракции (до 1,0%). Легкая фракция здесь состоит также почти исключительно из кварца (полевых шпатов до 1,0%).

Данных о возрасте описанных отложений еще немного. В одной из скважин (1085), пробуренной примерно в 9 км к северо-востоку от г. Данкова, в черных глинах мощностью 4,4 м на глубине 64,0-68,4 м, по данным И.А. Сычева, определены единичные споровые зерна тульского облика, представленные видами: *Acanthotriletes spinosus* Naum., *A. rerispinosus* Naum., *Trachytriletes punctylatus* (Waktz) Isch., *T. minutus* Naum. (определение Р.С. Холмовой, Воронежский университет).

Ниже черных глин с обломочным материалом в основании (мощностью 0,2 м) залегают бобриковские пестроцветные глины (мощностью 8,7 м); выше - пески (мощностью 6,6 м) преимущественно серые, тонкозернистые, в средней и нижней частях с прослоями кремевато-серых пластичных глин. Таким образом, черные глины (с единичными тульскими спорами) и перекрывающие их пески, вероятнее всего, тульского возраста.

В районе большой излучины р. Красивая Меча тульские отложения выходят на дневную поверхность в оврагах и вскрываются отдельными скважинами. Залегают они в карстах и эрозионных долинах. Мощность их в отдельных пунктах достигает 25 м. Впервые тульские отложения были выделены здесь и определены как каменноугольные Е.А. Ивановой. Позже они изучались М.И. Яковлевым, автором (1956, 1970) и др. Петрографически эти отложения в данном районе представлены также в основном

тонко- и мелко-зернистыми, слюдистыми, иногда слабоглинистыми песками белого, реже желтого, бурого, красного цветов с розоватыми и фиолетовыми оттенками. К пескам приурочиваются прослой пестроцветных глин мощностью в среднем до 2,0–3,0 м.

В Одоевском овраге у с. Орловка Воскресенского района М.И.Яковлевым наблюдались черные пластичные глины с линзочками бурого угля. Длина линзочек по простиранию 3,0–4,0 м, мощность до 0,8 м. В глинах Л.А.Юшко определен комплекс спор, характерный для каменноугольных отложений. Сажистые и углистые глины отмечены также в Матусовом и Овечьем оврагах. Обугленные растительные остатки в глинах в этом районе наблюдаются и в других местах.

К северу и северо-западу от описываемой территории (Щекинский, Спас-Деминский, Нелидовский и другие районы) тульский горизонт, по данным К.К.Рождественской, характеризуется изменчивым литологическим и фаціальным составом осадков. Наряду с континентальными здесь развиты морские и переходные фации. Однако минеральный состав терригенных отложений по существу тот же. В тяжелой фракции отмечается высокое содержание циркона (46–70%), меньше – турмалина (7–23%), дистена (5–14%), рутила (4–12%), ставролита (4–10%).

Поверхность описанных выше девонских и нижнекаменноугольных (до бобриковских включительно) отложений к моменту накопления осадков рудного горизонта представляла собой слабо расчлененную закарстованную равнину. Например, в центральной и южной частях Липецкого железорудного района поверхность девонских известняков, как видно на карте (рис. 4), выровнена с незначительными повышениями и понижениями в рельефе. Абсолютные высоты ее изменяются от 140–145 м на юго-западе и северо-западе до 130 м на востоке и юго-востоке. При этом максимальные ее высоты отмечаются на западе и северо-западе (150 м), минимальные – на востоке и юго-востоке (125 м). Таким образом, максимальная амплитуда колебания высот поверхности известняков достигает 25 м, обычная – не превышает 10–15 м. Общий наклон поверхности известняков на восток и юго-восток около 0,6 м/км. Неровности в рельефе представлены буграми и разделяющими их понижениями в виде замкнутых котловин и вытянутых ложбин площадью до 10 км², а иногда и более. Форма и ориентировка этих возвышенных и пониженных участков самая разнообразная.

Примерно такая же картина наблюдается и на Корсунском железорудном месторождении (рис. 5). На сравнительно ровной поверхности девонских известняков и здесь отчетливо вырисовываются возвышенные и пониженные участки. Первые имеют форму бугров высотой до 10 м, иногда (реже) выше 10 м, вторые – замкнутых котловин и ложбинообразных понижений. Площадь их обычно – до нескольких квадратных километров. На севере и юге в рельефе вырисовываются долинообразные понижения. Максимальные абсолютные высоты поверхности известняков в пределах месторождения отмечаются на севере, западе и юго-западе (220–225 м) и в районе дер. Верхняя Залегошь (236 м), минимальные – на юго-востоке (192–197 м) и северо-востоке, северо-восточнее дер. Верхняя Залегошь (184–187 м). Отсюда максимальная амплитуда колебания высот поверхности известняков достигает 52 м, обычная на коротких расстояниях – до 5–10 м. Основная промышленная залежь, расположенная около села Первое Корсунское, находится как бы в котловине, открывающейся в юго-восточном направлении. Абсолютные высоты поверхности известняков составляют здесь от 206 до 211 м. Изменения их на расстояниях 0,4 – 0,8 км не превышают 2–3 м. По существу это ровная поверхность с уклоном в юго-восточном направлении до 1,3 м/км.

Рассмотренные карты, однако, дают лишь общее представление о рельефе поверхности пород, подстилающих рудный горизонт, причем главным образом о его крупных формах размером в десятки и сотни квадратных километров, вскрываемых многочисленными выработками. Мелкие же формы рельефа площадью в десятки и сотни квадратных метров и меньше, как правило, не отражены на подобных картах, так как они вскрываются одиночными выработками или располагаются между этими выработками. Более того, многие отметки, полученные в случайных точках, не характерны для поверхности того или иного участка. Это хорошо видно в липецких шахтах, где рудный горизонт вскрывается горными выработками по простиранию на десятки метров. Здесь нередко можно наблюдать, как на коротких расстояниях (до 10–20 м) размах рельефа достигает 2–3 м и более. Встречаются и скальные выступы известняков, часто с крутыми стенками. Высота их иногда достигает 10 м, обычно не более 2–3 м.

Рудный горизонт представляет собой отдельные залежи, линзы и гнезда, повторяя все формы палеорельефа. Однако отложения его отсутствуют как на резко приподнятых,

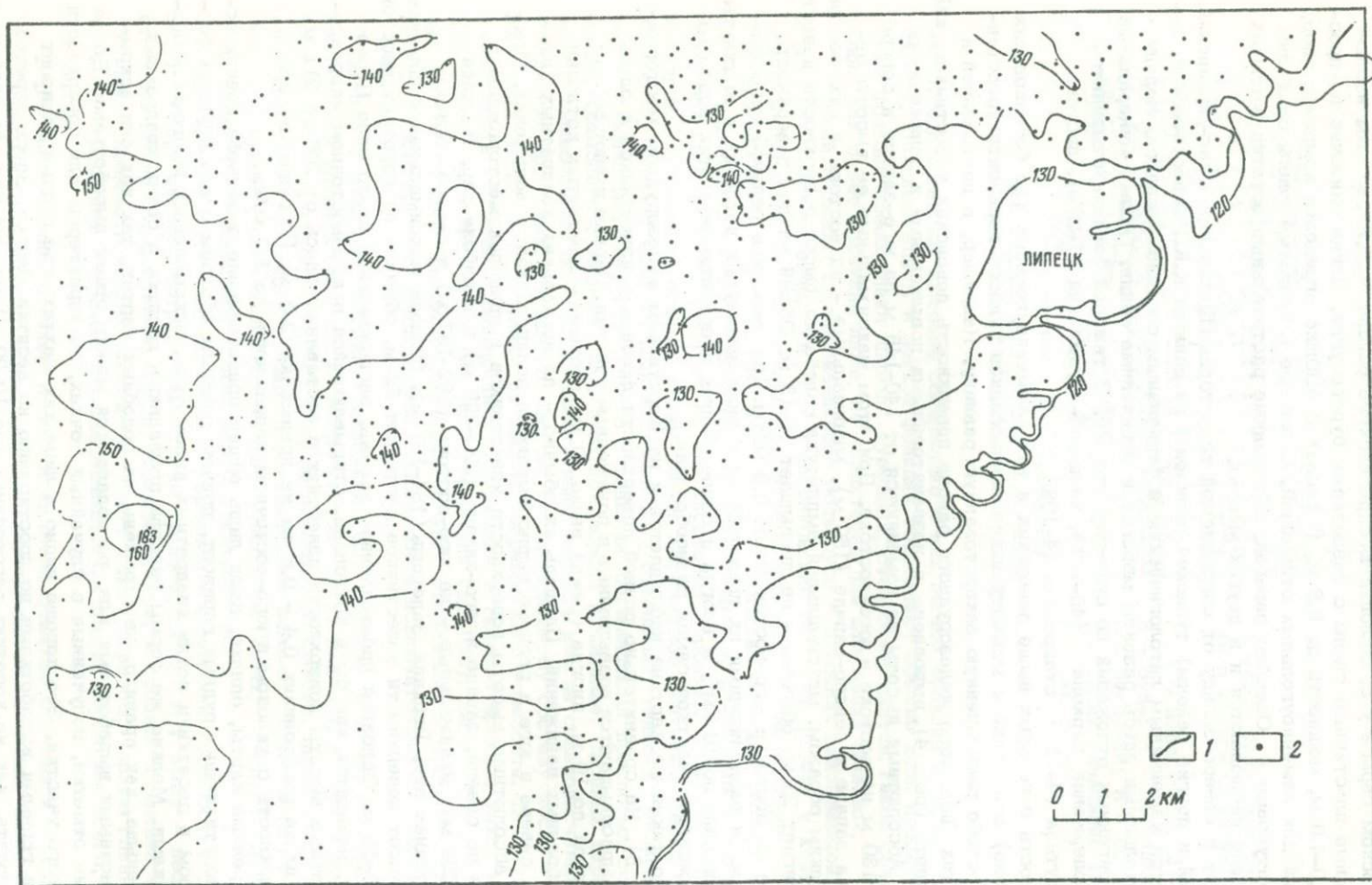


Рис. 4. Карта дорудного рельефа поверхности девонских отложений в центральной и южной частях Липецкого железорудного месторождения

1 - изогипсы поверхности девонских отложений; 2 - буровые скважины

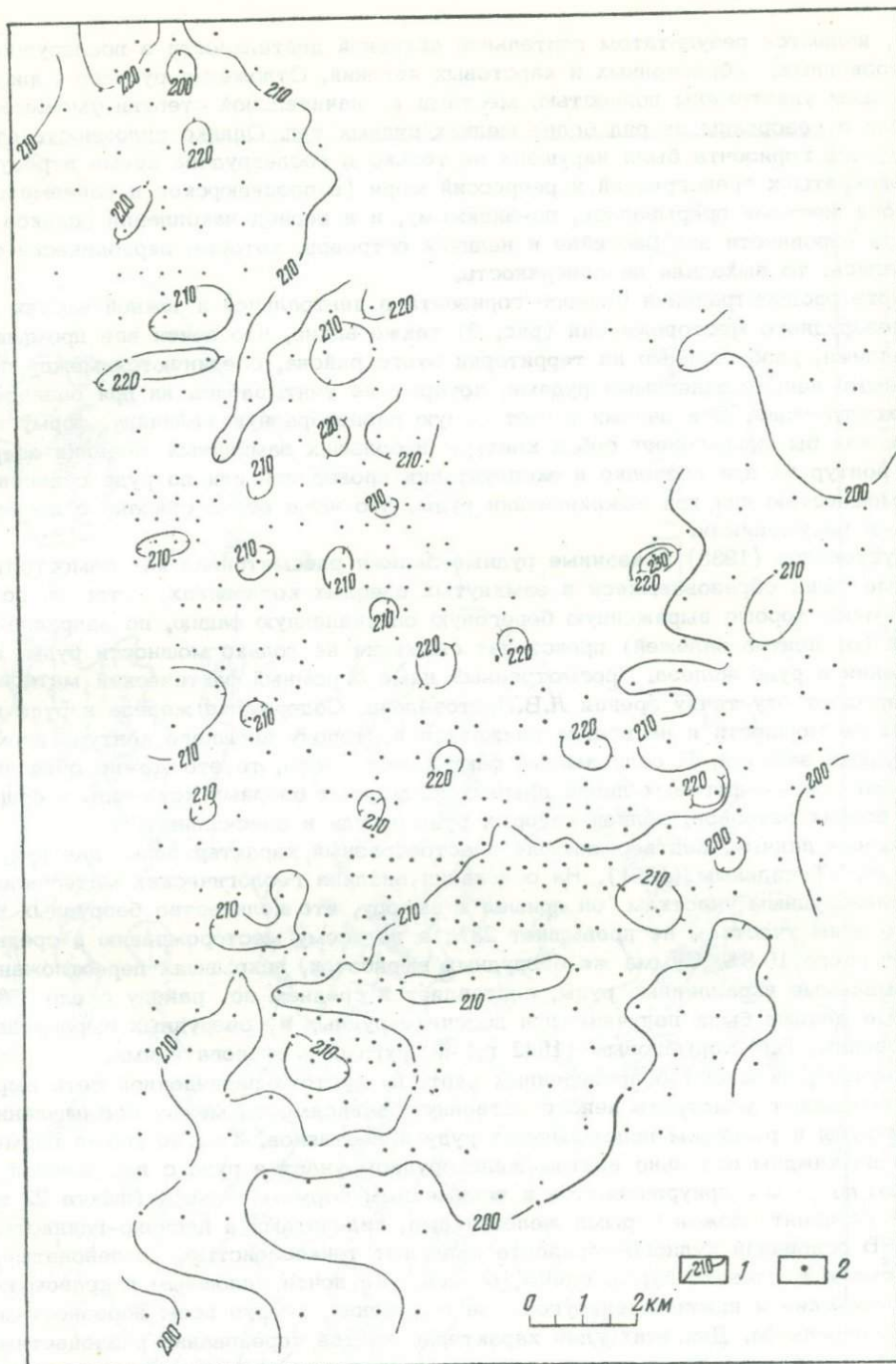


Рис. 5. Карта дорудного рельефа поверхности девонских отложений Корсунского железорудного месторождения (условные обозначения см. на рис. 4)

так и на резко пониженных участках (севернее Липецка, главным образом в районе с. Зенкино, т.е. на площади распространения бат-келловейских песчано-глинистых отложений и в других местах).

Современный размер и конфигурация рудных тел, как видно на геологической карте досреднекелловейских отложений (см. рис. 2) и на более крупномасштабных картах распространения рудного горизонта в центральной и южной частях Липецкого (рис. 6) и Корсунского (рис. 7) железорудных месторождений и Юрьево-Алисовского участка

(рис. 8), являются результатом длительной активной деятельности в послерудное время эрозионных, абразионных и карстовых явлений. Отложения рудного горизонта местами были уничтожены полностью, местами в значительной степени уменьшены в размерах и разорваны на ряд более мелких рудных тел. Однако сплошность отложений рудного горизонта была нарушена не только в послерудное время в результате многократных трансгрессий и регрессий моря (в позднеюрское и раннемеловое время), она местами прерывалась, по-видимому, и в период накопления осадков вследствие неровности дна бассейна и наличия островов, которые периодически то затопливались, то выходили на поверхность.

На карте распространения рудного горизонта в центральной и южной частях Липецкого железорудного месторождения (рис. 6) также видно, что почти все промышленные рудные залежи, разбросанные на территории этого района, соединяются между собой маломощными непромышленными рудами, которые не учитывались ни при разведке, ни при эксплуатации. Эти залежи имеют самую разнообразную величину, форму и ориентировку и как бы напоминают собой контуры небольших замкнутых древних озер. Внешний контур их при разведке и эксплуатации проводился или по руде с некондиционной мощностью или при выклинивании руды, что чаще всего связано с послерудными карстовыми нарушениями.

Л.В.Пустовалов (1933) указанные рудные залежи рассматривал как самостоятельные рудные тела, образовавшиеся в замкнутых озерных котловинах, которые, по его мнению, имеют хорошо выраженную береговую опесчаненную фацию, по направлению к которой (от центра залежей) происходит снижение не только мощности руды, но и содержания в руде железа. Просмотренный нами огромный фактический материал не подтверждает эту точку зрения Л.В.Пустовалова. Содержание железа в руде не зависит от ее мощности и не всегда снижается в сторону внешнего контура промышленных рудных залежей. И если данный факт имеет место, то это можно объяснить не наличием здесь береговых линий древних замкнутых озерных котловин, а существованием в озерах островов, вблизи которых руды могли и опесчаниваться.

Интересные данные, подтверждающие пластообразный характер залегания руд, получены и М.С.Точиным (1951). На основании анализа геологических материалов по девяти железорудным участкам он пришел к выводу, что количество безрудных выработок по этим участкам не превышает 23%, а по всему месторождению в среднем составляет всего 10,8%. Сумма же безрудных выработок, вскрывших перетолженные и так называемые вкрапленные руды, составляет в среднем по району около 35%. Аналогичные данные были получены при подсчете рудных и безрудных выработок Д.И.Покровским, Б.М.Кармановым (1932 г.) и другими исследователями.

К сожалению, ни масштаб приведенных карт, ни густота разведочной сети выработок не позволяют усмотреть непосредственную зависимость между промышленными участками руды и рельефом подстилающих руду известняков. Тем не менее подмечается, что на каждом отдельно взятом железорудном участке руда с повышенной мощностью (до 9 м) приурочивается к пониженным формам рельефа (шахта 22 и др.).

Рудный горизонт сложен бурыми железяками, сидеритами и песчано-глинистыми породами. В основании рудного горизонта залегают тонкослоистые, зеленватые, коричневатые и желтовато-бурые глины, облегающие почти сплошным покровом подстилающие их девонские и нижнекаменноугольные отложения, следуя всем неровностям их погребенного рельефа. Для этих глин характерно частое чередование разноцветных полосок, обычно быстро выклинивающихся и сменяющих одна другую по простиранию, и присутствие в них тонкой горизонтальной, иногда волнистой слоистости. Мощность глин от нескольких миллиметров до 1,0 м, реже более. Контакт их с известняками резкий, несогласный. Известняки на контакте с глинами имеют тонкую мучнистую корочку толщиной редко более 1,0 см.

Глины обычно пластичные, слабепесчанистые. Под микроскопом они пелитовые или алевроглистые волнисто- и линзовидно-микрослоистые, неравномерно ожелезненные. Окрашены в бледно-желтый, желтый и красноватый цвета. Неравномерно окрашенные участки в глинах в виде полос иногда ориентированы наклонно относительно общего направления слоистости. Глины, не обогащенные гидроксидами железа, обнаруживают тонкочешуйчатое строение. Глинистое вещество в отдельных прослоях имеет в основном псевдокристаллическое угасание, хотя встречаются линзочки и прослои с беспорядочной оптической ориентировкой и более высоким двушреломлением в оранжево-желтых тонах.

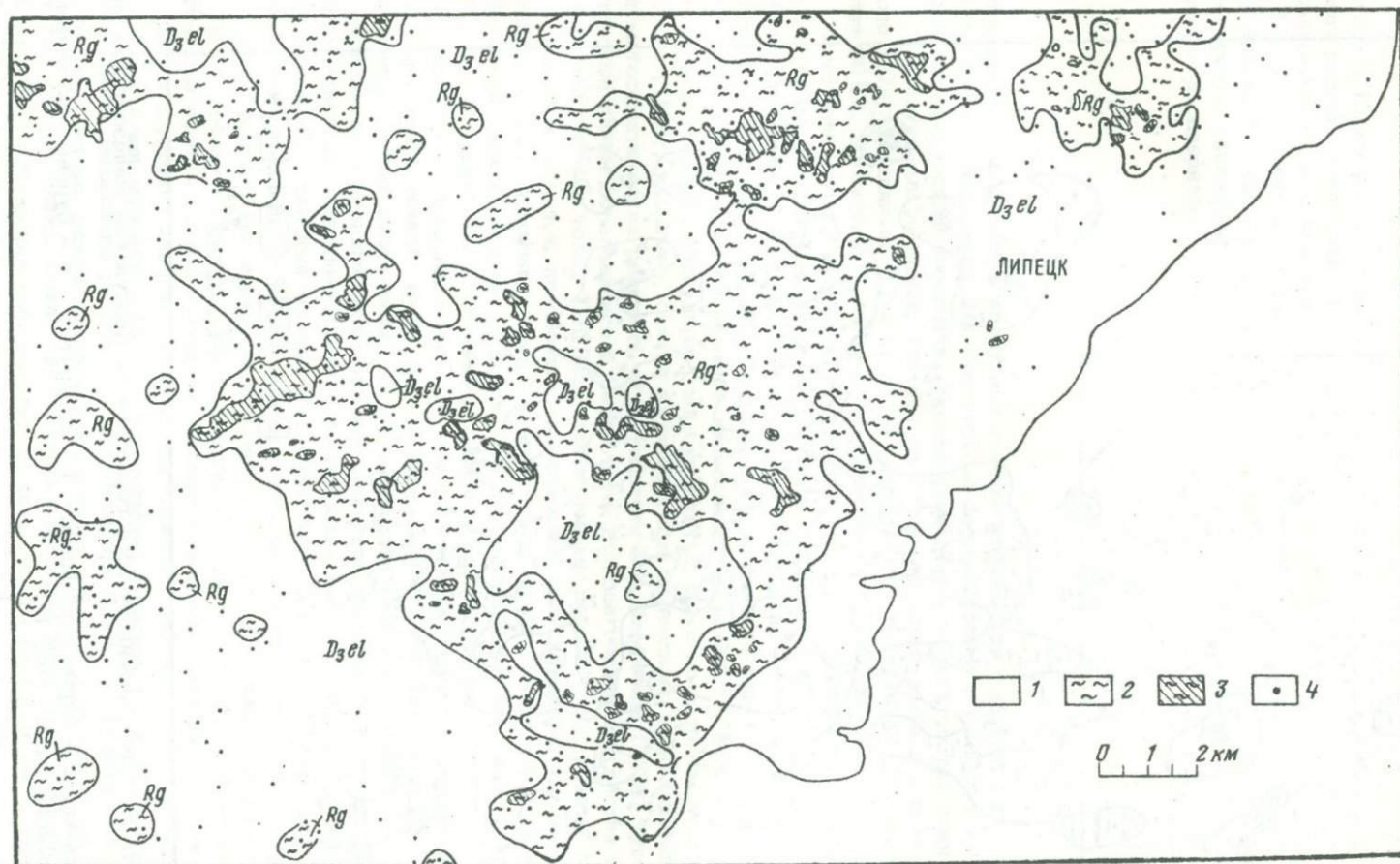


Рис.6. Карта распространения рудного горизонта в центральной и южной частях Липецкого железорудного месторождения
 1 - известняки; 2 - отложения рудного горизонта (бурые железняки); 3 - участки промышленных бурых железняков; 4 - буровые скважины (значение индексов см. на рис. 11)

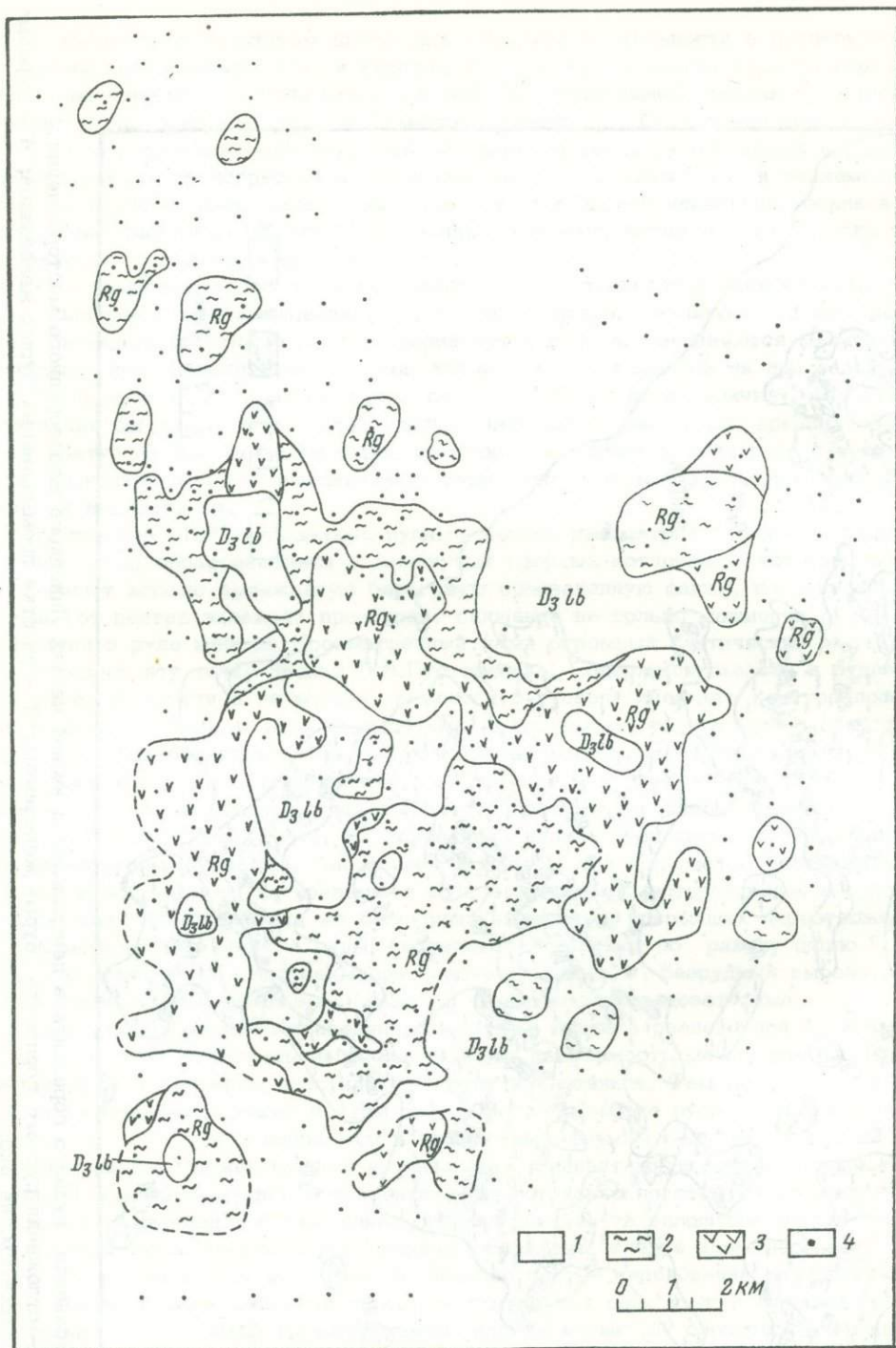


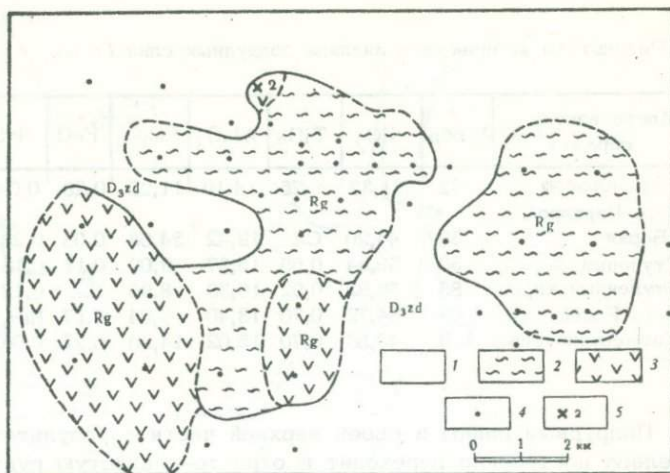
Рис. 7. Карта распространения рудного горизонта на Корсунском железорудном месторождении

1 - известняки; 2 - бурые железняки; 3 - сидериты; 4 - буровые скважины (значение индексов см. на рис. 11)

Из обломочных частиц в глинах встречаются кварц (иногда в больших количествах), кальцит, полевые шпаты, ильменит, мусковит, кордиерит, турмалин, кианит, циркон, рутил и отдельные зерна измененного пироксена, эпидота и хромита.

Рис. 8. Карта распространения рудного горизонта на Юрьево-Алисовском участке

1 - известняки; 2 - бурые железняки; 3 - сидериты; 4 - буровые скважины; 5 - обнажение сидеритов



Последние три минерала в подрудных глинах отмечаются впервые. Гипс в глинах образует гнездообразные скопления. На Корсунском месторождении в глинах встречаются тонкие сидеритово-глинистые прослойки. Усредненный механический состав глин характеризуется следующими данными: фракция до 1,0 мм - менее 1,0%; фракция до 1,0-0,1 мм - около 1,0%; фракция до 0,1-0,01 мм - около 35,0%; фракция до 0,01 мм и мельче - более 60,0%. Химический анализ этих глин приводится в табл. 1.

Состав глинистых минералов в подрудных глинах представлен на дифрактограммах (рис. 9). Во фракции менее 0,001 мм здесь отмечаются гидрослюда (10 \AA) и каолинит ($7,1 \text{ \AA}$), причем содержание гидрослюд стабильно и она часто содержит пакеты монтмориллонита (обр. 38, 50). Содержание каолинита в глинах весьма неравномерное и часто значительно ниже содержания гидрослюд (обр. 99, 38, 50).

На происхождение подрудных глин существуют различные точки зрения. П.А.Землячченский (1889), например, считал их продуктами подводного выщелачивания известняков при метасоматических реакциях. И.И.Никшич и Я.А.Олейников (1929) утверждали, что подрудные глины образовались в результате приноса глинистых частиц из выщелачивающих мезозойских толщ. Т.Н.Давыдова в первый период своей работы в Липецке относила их к илу, т.е. признавала их осадочное происхождение. По мнению Л.В.Пустовалова (1933), подрудные глины представляют собой "продукт континентального разрушения верхнедевонских осадков, что предшествовало накоплению рудных образований". М.С.Точилин (1951) считает их осадочными образованиями.

За осадочное образование подрудных глин говорят такие факты, как присутствие в них ясно выраженной тонкой слоистости и несогласное залегание их на девонских и нижнекаменноугольных отложениях. Образовались эти глины в континентальных условиях за счет материала, полученного при выветривании подстилающих пород. По указанию Л.В.Пустовалова подрудные глины и лебедянские породы (верхний девон) имеют почти однотипный и сходный минеральный состав. М.С.Точилин (1951), изучая полевые шпаты подрудных глин и нерастворимые остатки известняков, пришел к выводу, что они очень похожи. По нашим данным подрудные глины и подстилающие их известняки имеют преимущественно идентичный гидрослюдистый состав глинистых минералов. Интересно отметить, что совпадают и количественные соотношения этих минералов. Все это достаточно хорошо видно на приведенных рентгеновских кривых (рис. 9). Например, в известняках (обр. 30) и в подрудных глинах (обр. 32) из разреза около дер. Юрьево Задонского района во фракции менее 0,001 мм отмечаются гидрослюда (10 \AA) с пакетами монтмориллонита и каолинит ($7,1 \text{ \AA}$) примерно в равных количественных соотношениях. Одинаковый состав глинистых минералов и их равные количественные соотношения наблюдаются во фракциях менее 0,001 мм в известняках (обр. 49) и в подрудных глинах (обр. 50) из разреза Студеного Лога близ Липецка и в известняках (обр. 37) и в подрудных глинах (обр. 38) из разреза около дер. Варваро-Борки Данковского района. По-видимому, материал, поступавший в бассейн при выветривании известняков, состоял из глинистых минералов хорошей сохранности, которые не претерпели существенных изменений и после образования осадков.

Результаты химического анализа подрудных глин (в %)

Место взятия образца	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
Дер. Юрьево	32	61,32	0,75	14,19	11,22	0,29	0,08	0,82	0,89	Сл.	3,96	7,44	100,96
Дер. Варваро- Борки	38	44,20	Сл.	12,42	24,08	0,03	0,26	1,20	3,87	"	5,58	7,70	99,34
Студенный Лог	50	59,34	0,65	15,37	6,00	0,11	0,18	0,84	1,80	"	11,50	4,00	99,59
Студенный карьер	85	56,82	0,92	16,36	8,95	Сл.	0,12	1,35	0,89	"	7,78	6,18	99,37
Дер. Репец	99	64,72	0,70	13,40	6,84	0,17	Нет	1,77	1,18	"	2,42	8,00	99,20
Свещевский овраг	105	49,56	0,70	15,02	14,90	0,22	0,08	3,02	1,45	"	5,67	9,16	99,78

Подрудные глины в своей верхней части в результате обогащения гидроокислами железа постепенно переходят в охристо-глинистую руду, состоящую из прослоев крепких разностей бурого железняка и слабо выраженных жеодистых образований неправильной формы, как бы сцементированных охристо-глинистым материалом. Выше по разрезу описанная порода по мере уменьшения в ней глинистого материала постепенно переходит в охристую массу с жеодистыми выделениями, имеющими концентрическое строение. В этой части разреза встречаются и более крепкие, главным образом мелкожеодистые разности бурого железняка с подчиненным количеством охристо-глинистого материала. Эта руда коричневатого-бурого цвета с характерным землистым изломом. Размер жеод здесь редко превышает 10 см в поперечнике. Мощностъ ее различная, в районе Липецка она в среднем около 0,6 м.

Еще выше по разрезу руда в основном крупножеодистая крепкая с незначительным количеством охристо-глинистого материала. Жеодистые образования имеют хорошо выраженное концентрическое строение с толщиной стенок иногда до нескольких сантиметров. Размер жеод достигает 25-30 см в поперечнике, реже более. На стенках жеод наблюдаются кристаллические выделения гетита смоляно-черного цвета. Здесь же встречаются и желвакообразные натечные образования с гладкими бугристыми поверхностями, также покрытыми корочками смоляно-черного гетита. Жеоды полые или заполнены охристым глинистым материалом. Последний иногда рыхлый, иногда же уплотнен и имеет форму шариков. В герметически закрытых жеодах встречается и вода.

Таким образом, в разрезе рудного горизонта отчетливо выделяется две разновидности бурых железняков: нижняя - охристо-глинистая, в основном слабожеодистая - и верхняя - жеодистая, крепкая. Граница между этими двумя разновидностями руды в большинстве случаев четкая и хорошо прослеживается по простиранию. Часто в их контакте встречаются тонкие линзовидные прослои глин. Эти разновидности руды выделяются и по содержанию в них железа. Так, в нижней части рудного слоя содержание железа редко превышает 40%, в то время как в верхней достигает 50-55%. В руде нередко наблюдается и ясно выраженная слоистость.

Глинистые прослои в рудном горизонте обычно маломощные (3-5 см, реже до 0,5 см) и приурочиваются к средней и реже к нижней частям разреза рудного горизонта. По простиранию эти глины прерываются или как бы теряются в рудной массе, однако они всегда имеют согласное залегание в руде. Глины пластичные, тонкослоистые, иногда песчаные, нередко сильно, но неравномерно пропитаны гидроокислами железа. Цвет их зеленый, голубоватый, коричневатого-бурый. Под микроскопом глины пелитовые с примесью обломочного материала (0,04-0,06 мм), местами неравномерно пропитаны гидроокислами железа, обычно горизонтально-микрослоистые. Глинистое вещество равномерно окрашено в желтоватый и зеленовато-бледно-желтый цвет. Слагается оно агрегатами тончайших чешуек глинистого минерала, имеющего в основном единую или беспорядочную ориентировку, низкое или среднее двупреломление. Обломочный материал представлен кварцем, редко полевым шпатом. Распределен он в глине неравномерно и часто образует линзовидные прослои. По химическому составу эти глины имеют много общего с подрудными глинами (табл. 2). Однако несколько непонятно повышенное содержание в подрудных глинах K₂O по сравнению с содержанием его в известняках и рудных глинах.

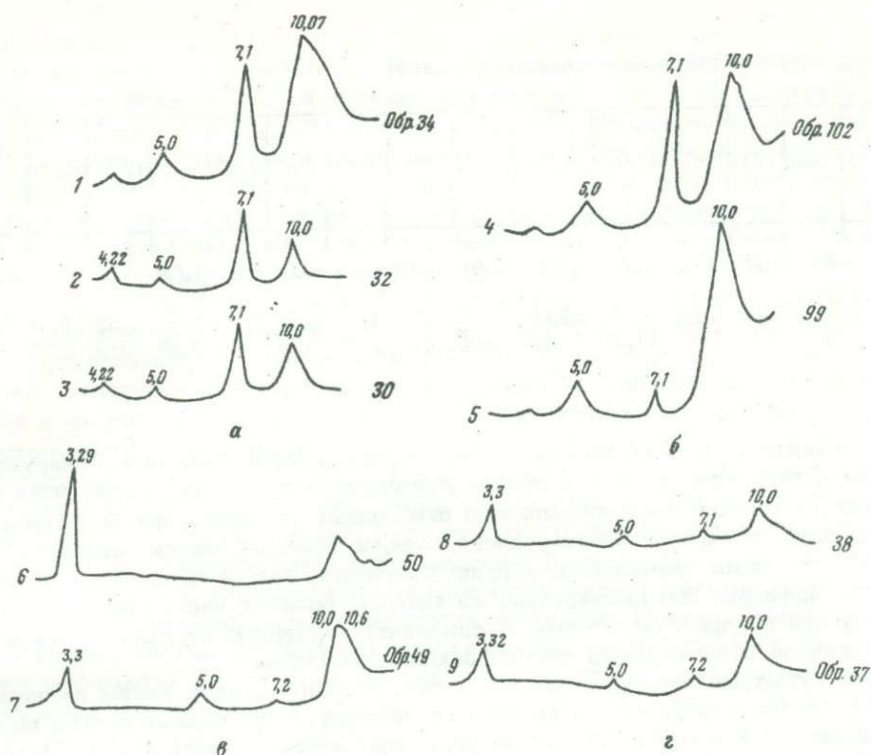


Рис. 9. Рентгеновские кривые глинистой фракции менее 0,001 мм
1, 4 - рудные глины; 2, 5, 6, 8 - подрудные глины; 3, 7, 9 - известняки

Состав глинистых минералов в рудных глинах по существу тот же, что и в подрудных глинах и в известняках. Основными глинистыми минералами являются гидрослюда (10а), иногда содержащая пакеты монтмориллонита, и каолинит (7 Å) (рис. 9, обр. 34, 102).

Сидериты в липецких рудах не такая уж редкость. Они были встречены в виде ядер в жеодах бурых железняков при разведке на многих участках (Студено-Никольском, Сенцовском, Дмитровском и др.; П.И.Ильицкий, В.Г.Пименов и др., 1952). Сидериты обычно сильно окислены. М.С.Точилиным (1951) было установлено и широкое распространение микроструктур гидрогетита, образующего псевдоморфозы по сидериту. Этот исследователь изучил сидериты, известные в ряде пунктов к югу и юго-западу от Липецкого месторождения. Описание наиболее интересных из них приводим ниже.

1. Выход сидеритов на правом берегу р. Кшень у дер. Воловчик. Сидериты залегают под жирными глинами мощностью до 0,6 м. Возраст глин неизвестен. В нижней части слоя (мощностью 0,2 м) залегают сидериты, окисленные до бурого железняка.

2. В районе дер. Калабино, к юго-западу от Задонска, пласт сидеритов мощностью 0,4 м прослеживается по обоим склонам оврага на протяжении 70 м. В кровле сидеритов залегают, по-видимому, верхнеюрские глины и оолитовые песчаники.

3. В районе дер. Дмитришевки, к югу от Задонска, сидериты обнажаются в стенке и по дну отвершка и прослеживаются на расстоянии 400 м. Пласт сидеритов состоит как бы из плит, разбитых на куски параллелепипедальной и удлиненно-прямоугольной формы. Нижняя часть слоя сидеритов представлена бурым железняком жеолистого сложения. В кровле сидеритов залегает глина. Мощность сидеритов 0,4-0,45 м.

4. Выходы сидеритов наблюдаются по р. Олым в районе деревень Никольское (мощность 0,4 м), Борки, Долгуша, Слепуха, Юрьево, юго-западнее Задонска и в других местах.

В последние годы сидериты выявлены автором статьи на Корсунском железорудном месторождении, в 160 км к западу от г. Липецка (рис. 7). Они здесь широко развиты и обладают в различной степени окисленностью в зависимости от перекрывающих

Результаты химического анализа рудных глин (в %)

Место взятия образца	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
Дер. Юрьево	34	57,18	Сл.	9,76	19,77	0,57	0,06	-	2,07	Сл.	1,33	-	-	8,58	99,32
Дер. Репец	95	53,54	0,57	9,85	23,00	0,11	0,13	1,1	0,8	"	1,72	2,52	3,81	8,66	99,48
То же	102	68,48	0,57	11,76	7,29	0,06	0,18	1,37	0,89	"	1,95	2,50	3,13	7,32	99,87

их пород. Например, в центральных частях рудных залежей сидериты обнаруживаются в основном в виде ядер в жеодах бурого железняка, ближе к периферии этих залежей они наблюдаются уже в виде неполностью окисленных участков, приурочивающихся главным образом к верхней части рудного слоя, и наиболее широко сидериты распространены за пределами промышленных рудных залежей, где на площади около 160 км² они вскрыты примерно 200 скважинами, из которых большая часть пройдена по 800- и 400-метровым квадратным сеткам. К сожалению, сидериты не удалось вскрыть шурфами по причине обводненности перекрывающих их пород.

В кровле бурых железняков залегают пески, песчаники, реже глины нижнемелового возраста. В кровле сидеритов - глинистые отложения, чаще верхнеюрского возраста.

По сравнению с бурыми железняками сидериты приурочиваются к более повышенным абсолютным высотам рельефа девонских известняков (рис. 5, 7). В сидеритах, как и в бурых железняках, встречаются прослой зеленовато-серых, жирных слоистых глин. Содержание железа в сидеритах - в среднем 36-38%, кремнезема 10-15%. Максимальная мощность их до 1,5 м, преобладающая 0,3-0,4 м. На Корсунском месторождении, как и в Липецком железорудном районе, максимальной мощности руды приурочиваются к пониженным формам рельефа известняков.

Сидериты были выявлены автором и на Юрьево-Алисовском участке, в 60 км к юго-западу от Липецка (см. рис. 8). В южной части этого участка бурые железняки сменяются сидеритами, которые залегают примерно на одинаковых абсолютных высотах с бурыми железняками. Вскрыты они семью скважинами, пройденными по 800-метровой квадратной сетке. Мощность их до 0,7 м. Сидериты на этом участке обнаружены в виде непрерывного слоя по дну и стенкам правобережного оврага р. Дон близ дер. Юрьево на расстоянии около 20 м (см. рис. 8). Мощность их до 0,5 м. Сидериты сильно окислены, особенно в верхней части слоя (мощностью 0,2 м), где они почти полностью перешли в бурый железняк; неокисленный сидерит встречается здесь лишь в виде реликтов, главным образом в жеодах. В средней части этого слоя наблюдается тонкий (до 0,1 мм) прослой глины, желтой, местами зеленой с линзочками и гнездами бурого железняка. Глины по простиранию переходят в охристо-глинистую руду. На контакте сидеритов с подстилающими их задонскими известняками залегают серовато-желтая, тонкослоистая глина с коричневатокрасными охристыми включениями. Мощность глины до 5 см. В кровле сидеритов залегают барремские глины.

Сидериты рудного горизонта, как уже отмечалось, сохранились преимущественно там, где они залегают под глинами, особенно верхнеюрского возраста.

Бурые железняки по простиранию местами постепенно переходят в песчано-глинистые породы (Волочаев, 1970), при этом рудный горизонт в местах, где он сложен песчаными отложениями, часто нарушен карстовыми явлениями, что объясняется, по-видимому, легкостью проникновения грунтовых вод к известнякам и разрушением последних.

Минеральный состав тяжелой фракции терригенной части пород рудного горизонта характеризуется высоким содержанием главным образом циркона (40-64%), иногда турмалина (7-22%), затем рутила (4-10%), дистена (4-12%), ставролита (3-7%), роговой обманки (3-13,8%), эпидота (2-3%), сфена (0,3-0,7%). Силлиманит, гранат и доизит практически отсутствуют. Легкая фракция состоит из кварца (93-96%) и полевых шпатов (2-7%).

Кроме описанных типично осадочных железных руд, встречаются и метасоматические. Наиболее широко они развиты в западной и северо-западной частях Липецкого железорудного района (Ивовский, Пружинский участки). Здесь они достаточно полно описаны Г.С.Момджи (1940), Г.В.Пименовым (1952), М.С.Точилиным (1951). В свое время на присутствие метасоматических руд на Липецком месторождении указывал и Л.В.Пустовалов (1933), но он не придавал им большого значения. Метасоматические железные руды нами описаны на Лутошкинском, Богословском участках и на Корсунском месторождении. Характерной особенностью этих руд является присутствие в них угловатых обломков мучнистого известняка, не успевшего еще полностью разложиться, и отсутствие подрудных глин. Верхняя часть метасоматического рудного слоя сложена преимущественно крепким бурым железняком скорлуповато-концентрического и ячеисто-шлаковидного строения, нижняя — известкозистыми разностями бурого железняка, представляющими в изломе очень сложные образования. Последние в направлении к их подошве постепенно переходят в известняк. В бурых железняках здесь встречаются отпечатки девонских спирифер и криноидей.

Несколько слов стоит сказать и о переотложенных рудах. В этом вопросе мы присоединяемся к мнению М.С.Точилина, который считает, что переотложенные, или, как их часто называют, "вкрапленные", руды связаны с карстовыми явлениями. Возможно, что существуют и переотложенные денудационные руды, но мы их не наблюдали.

В рудном горизонте довольно часто встречаются гнезда и линзы песков, генетически связанные с послерудными карстовыми явлениями. Вмывной характер их не вызывает сомнений, так как они макроскопически подобны пескам кровли и по условиям залегания приурочиваются к местам нарушения рудного слоя карстовыми явлениями. Форма их залегания самая разнообразная и в большинстве случаев соответствует тем путям, по которым циркулировали грунтовые воды. Эти пески, по данным М.С.Точилина (1951), имеют сходство с песками кровли и по минеральному составу, степени окатанности зерен, окраске и т.д. К аналогичному выводу пришел и Б.П.Епифанов при изучении Тульского железорудного месторождения. Л.В.Пустовалов эти пески принимал за сингенетичные образования озерно-рудной фации. М.С.Точилин, наоборот, все пески, включая, по-видимому, и сингенетичные рудным образованиям, относил к вмывным.

Изучением химико-минералогического состава липецких руд занимались П.А.Землячченский, Л.В.Пустовалов, Г.С.Момджи и М.С.Точилин.

В составе липецких руд главную роль играет гидрогетит. В подчиненных количествах в них содержатся гетит, лепидокрокит, гидрогематит, эренвертит, сидерит.

Гидрогетит слагает основную массу руды, что подтверждается и химическими анализами. Так, в восьми из девяти проанализированных образцов руды, отобранных в различных частях одного слоя, количество кристаллической воды — от 10,5 до 11,32%, что характерно для гидрогетита.

Гидрогетит представлен скрытокристаллическими мелко- и крупно-зернистыми и чешуйчатыми агрегатами. Встречаются и венчики, окаймляющие глинистое вещество, или внутри них наблюдаются пустоты. Он имеет темно-коричневый, буровато-желтовато-коричневый и почти черный цвет и различные формы выделений: порошковатые, охристые, плитчатые, ноздреватые и жеодистые.

Гетит, по данным М.С.Точилина, составляет около 20% всей массы руды. Встречается в виде чешуйчато-пластинчатых и волокнистых агрегатов на стенках пустот и жеод гидрогетита и в виде концентрических прослоек.

Лепидокрокит образует прожилки и гнездовидные скопления в гидрогетите и представлен чешуйчатой разновидностью. Чешуйки лепидокрокита растут от стенки к центру трещин и имеют радиально-лучистое строение. По данным М.С.Точилина, лепидокрокит в руде встречается значительно реже, чем гетит.

Гидрогематит заполняет отдельные трещины в гидрогетите и образует гнездовидные участки округлой формы.

Глинистое вещество в гидрогетите образует неправильные участки, приуроченные к порам и трещинам.

Сидериты серые, зеленовато-серые, темно-серые, скрытокристаллические или мелкозернистые, плотные, иногда глинистые и песчаные, нередко трещиноватые, слоистые. Иногда в них обнаруживаются и трещины усыхания, расходящиеся радиально от центра. По трещинам и плоскостям слоистости в сидеритах часто наблюдаются

корочки бурого железняка толщиной до нескольких сантиметров и жеодистые образования, возникшие в результате окисления сидерита при проникновении вод, содержащих свободный кислород. Граница между сидеритом и корочками бурого железняка обычно очень резкая, и в сидеритах в приконтактной части нередко можно видеть побурение. Этот факт позволяет предполагать, что окисление сидеритов происходит в твердую фазу. Превращение сидеритов в бурые железняки, как видно в табл. 3, идет по пути почти полного перехода закисного железа в окисное, резкого снижения содержания CO_2 и CaO и увеличения глинозема (Al_2O_3). Объемный вес породы при этом изменяется от 2,92 (сидерит, обр. 33а) до 2,38 (бурый железняк, обр. 33с). Кривые нагревания сидеритов и бурых железняков показаны на рис. 10.

Пирролюзит встречается в виде землистой черной массы на стенках жеод и трещин в руде.

Из других рудных минералов, по данным М.С.Точилина, встречаются шамозит, пирит, магнетит. Шамозит наблюдается в руде в виде округлых зерен. Пирит образует мелкие темно-бурые зерна в виде кубов. Магнетит содержится в руде в виде зерен и пылеватых включений.

Из нерудных минералов в руде встречаются кварц, каолинит, полевые шпаты, аллофан, гипс.

Кварц в руде встречается спорадически в виде мелких угловатых и окатанных зерен. Местами он образует большие скопления.

Полевые шпаты в руде впервые были описаны П.А.Земятченским, затем М.С.Точилиным. Последний считает, что полевые шпаты в руде являются обычным минералом, количество которого равно примерно количеству кварца.

Аллофан наблюдается в руде в виде примазок, линзовидных прослоев и гнезд. Он белый, землистый или плотный и встречается в различных частях рудного слоя, но чаще приурочен к его основанию.

Гипс в липецких рудах описан М.С.Точилиным. Нами он наблюдался в виде кристаллических выделений в шахте № 6 на Северном руднике и на Корсунском месторождении. Наиболее часто гипс наблюдается в подрудных глинах.

Кремни в рудном горизонте встречаются сравнительно редко. Они образуют либо стяжения, как бы впаиванные в бурый железняк, с неровными расплывчатыми очертаниями с ожелезнением по периферии, либо корковидные линзочки в песчано-глинистых образованиях или в кровле бурых железняков.

Содержание железа в руде в среднем около 40–44%, кремнезема 17–20%, фосфорита до 0,4%. Спектральными анализами в этих рудах установлены следы титана, никеля, хрома, молибдена, стронция, цинка, кадмия, бериллия и др. Средний объемный вес руды около 2,2, влажность в среднем около 10%.

В кровле рудного горизонта залегают бат-келловейские, среднекелловейские, нижневолжские, валанжинские, готерив-барремские и более молодые отложения.

Батский ярус и нижняя часть келловейского яруса, нерасчлененные (средний и верхний отделы), залегают в депрессиях и, по данным Н.П.Хожайнова, Г.В.Сычева, И.А.Сычева, Ю.И.Иосифовой, Б.А.Яковлева, автора статьи и других, представлены песчано-глинистыми породами, охарактеризованными спорами и пылью. Наиболее широко они распространены к северу от Липецка (см.рис.2). Мощности их достигает 35 м. Автором установлено, что бат-келловейские отложения залегают с размывом на породах рудного горизонта (Волочаев, 1970). Келловейский ярус в пределах описываемой территории представлен средним подъярусом (рис. 11). Он сложен преимущественно глинами с редкими прослоями сидеритов и песков на востоке и глинами с прослоями песков и песками с прослоями глин на западе и характеризуется высоким содержанием в тяжелой фракции циркона (57,6%), дистена (9,0%), граната (9,5%), эпидота (7,2%) и др. Возраст подъяруса охарактеризован среднекелловейской фауной. Мощности его до 23 м, в среднем до 5–7 м. Оксфордский и кимериджский ярусы здесь неизвестны. Нижневолжский подъярус выделен в районе г. Ельца В.Н. Осколковым и С.Ф.Черепневым (1966г., рис. 11). Он сложен песчаными отложениями в нижней части разреза и глинистыми в верхней и охарактеризован нижневолжскими фораминиферами. Минеральный состав тяжелой фракции представлен цирконом (23,6%), рутилом (16,79%), турмалином (16,26%), анатазом (1,49%), дистеном (24,1%), ставролитом (12,5%), силлиманитом (1,8%), гранатом (1,58%) и др. Мощности подъяруса до 15,8 м, обычно 5–7 м.

Результаты химического анализа сидеритов и бурых железняков (в %)

Место взятия образца	Характеристика образца	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
Дер.	Сидерит	33а	11,50	Сл.	2,68	4,34	44,03	0,44	-	5,53	Сл.	0,37	0,60	1,10	30,85	99,74
Юрьево	слабо окисленный															
То же	Сидерит желтовато- бурый	33в	14,46	"	3,32	15,58	34,06	0,26	-	5,29	"	0,40	1,12	2,68	26,85	99,72
" "	Корочка бурого железняка	33с	18,20	"	4,05	59,85	0,33	0,50	-	2,07	"	0,44	2,56	9,57	14,10	99,54
" "	Сидерит серый	33ж	7,94	"	2,01	6,91	43,60	0,26	-	6,27	"	0,47	0,46	1,37	32,08	99,94
" "	Сидерит желтовато- бурый	33з	11,00	"	2,49	22,43	31,74	0,28	-	5,56	"	0,61	1,26	3,37	25,53	99,64
" "	Корсчка бурого железняка	33и	5,00	"	3,08	73,09	1,29	0,44	-	1,98	"	0,38	1,42	10,01	13,94	99,20

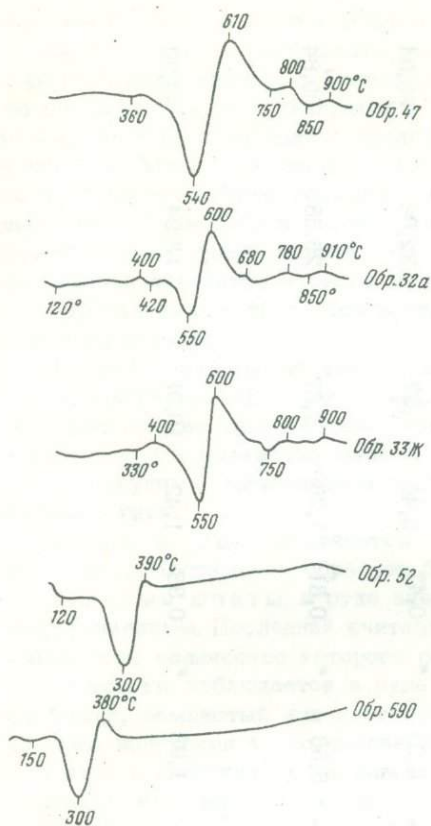


Рис. 10. Кривые нагревания сидеритов (обр. 33ж, 32а, 47) и бурых железняков (обр. 590, 52)

руды первыми исследователями рассматривались как осадочные образования (Романовский, 1863, и др.), затем как инфильтрационно-метасоматические (Земятченский, 1889). После 30-х годов руды относились преимущественно к осадочным образованиям. При этом Л.В.Пустовалов (1933) считал их озерными и болотными осадками, Г.С.Момджи (1940 г.) — лагунами, М.С.Точилин (1951) — мелководными морскими, Б.П.Ешифанов (1956, 1964) — озерной стадии или фации (липецкий горизонт) и лагунно-морской фации (тульский горизонт). Таким образом, большинство исследователей, исключая П.А.Земятченского, признают осадочный генезис рудного горизонта.

Липецкие руды, как известно, разрабатываются и изучаются многие десятки лет, но никто еще не находил в них фаунистических остатков. Фауна не была обнаружена в рудах этого типа и в других местах. Эти факты говорят не в пользу образования ее в морских условиях.

Накопление железорудных осадков на описываемой территории приурочивается к интервалу от поздневизейского до бат-желловейского времени, т.е. к периоду существования на данной территории континентальных условий.

В соответствии со взглядами Н.М.Страхова (1947) о приуроченности железорудных эпох либо к началу крупных и длительных волн трансгрессий, либо к концу их, т.е. к эпохам регрессий, можно считать, что наиболее благоприятные условия для рудообразования на рассматриваемой территории могли существовать или после регрессии каменноугольного моря, т.е. в нижнекаменноугольное (послетульское) время, или в ниже- и среднеюрское (доверхнебатское) время, т.е. перед верхнеюрской трансгрессией. Как в том, так и в другом случае на территории Южного крыла Московской синеклизы существовал влажный климат с умеренной или повышенной температурой. Наличие таких климатических условий способствовало развитию более богатой растительности не только по берегам озер, но и на их дне. Сухие и полупустынные режимы пермского и триасового периодов не были благоприятными для рудообразования. Известно, что железо и его аналоги (алюминий, марганец) являются индикаторами гумидной зоны седиментации. Они те-

Нижневаланжинские отложения здесь, по-видимому, размыты. Средневаланжинский подъярус распространен на юго-востоке и в центральной части рассматриваемой территории. Он сложен песками с подчиненными прослоями глин и песчаников и характеризуется высоким содержанием в тяжелой фракции граната (21,8%), эпидота (16,9%), цоизита (11%). В основании подъяруса залегает базальный горизонт. Мощность подъяруса до 18 м, обычно 3-4 м.

Готеривский и барремский ярусы широко развиты в центральных районах Русской платформы и подразделяются на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя толща распространена на востоке, юге и западе рассматриваемой территории и представлена темно-серыми и черными глинами и песками. Средняя толща развита спорадически и сложена песками с прослоями сиреневых глин. Верхняя толща развита более широко и представлена глинистыми песчаниками или песчаными глинами. В основании ярусов залегает базальный фосфоритовый горизонт. Для этих отложений характерно высокое содержание в тяжелой фракции граната (до 20%), эпидота (до 7,7%), цоизита (до 5,8%). Возраст охарактеризован готерив-барремской фауной, а также спорами и пылью. Мощность ярусов в среднем 8-12 м, максимальная до 32 м. Породы готеривского и барремского ярусов с размывом перекрываются отложениями аптского яруса.

Переходя к рассмотрению вопроса, касающегося условий формирования осадков рудного горизонта, напомним, что липецкие и тульские железные

ряют свою подвижность не только в зонах пустынь и полупустынь, но и в зонах степей (Страхов, 1947).

Накопление железорудных осадков, по нашему мнению, происходило главным образом в обширных озерах или заливах с многочисленными впадающими в них мелкими ручьями и реками, на что указывает пластообразный характер залегания железных руд Липецкого и Корсунского месторождений (рис. 6,7). Эти озера или заливы, а возможно, те и другие, были мелководными и изобиловали многочисленными островами.

В начальный этап седиментации в связи с выравниванием рельефа в бассейны поступал преимущественно глинистый и глинисто-песчаный материал и происходило накопление слабо ожелезненных глин, получивших назначение подрудных.

Затем по мере того, как сглаживался рельеф и уменьшалось поступление в бассейны глинистого материала, накапливались сначала глинистые, а затем и более чистые железистые осадки. В водоемах скапливалось и большое количество растительных остатков, которые создавали восстановительную среду. Наличие восстановительной среды и широкое развитие в данном районе карбонатных пород главным образом девонского возраста (рис. 2) благоприятно сказались на выделении главной массы железа в виде сидеритов. Образование железных руд в подобных условиях детально описано в работах Н.М. Страхова (1947), М.С. Точилина (1951) и др. Мы также придерживаемся взглядов Н.М. Страхова, М.С. Точилина и Б.П. Епифанова (1957), что по типу рудообразующего процесса сидериты рудного горизонта являются диагенетическими. Последние при окислении превращались в бурые железняки, в нижней части разреза - глинисто-охристые, в верхней - в жеодистые и пористые, более крепкие разности. Нам представляется возможным, что наряду с сидеритами образовывались и гидрогетиты (Точилин, 1951). Седиментация последних могла происходить на более возвышенных участках поверхности известняков в прибрежной части бассейнов, богатых кислородом.

На отдельных участках, где наблюдалось скопление известнякового элювия, происходило образование и метасоматических руд. Но последние по сравнению с сидеритовыми имели подчиненное значение.

Источником материала при формировании осадков рудного горизонта были местные породы и, по-видимому, богатые руды КМА. В пользу первого факта говорят такие данные, как сходство минерального состава терригенной части подрудных глин и лебедянских отложений девона (Пустовалов, 1933), полевых шпатов подрудных глин и нерастворимого остатка известняков (Точилин, 1951), идентичный каолинит-гидрослюдистый состав глинистых минералов пород рудного горизонта и известняков. На второй факт указывают различный состав редких элементов, содержащихся в породах рудного горизонта и в известняках, и близкий набор их в рудном горизонте и в железистых кварцитах КМА (табл. 4,5). Так, в известняках в отличие от пород рудного горизонта не содержатся свинец, кобальт, никель, молибден; редко встречаются бериллий, галлий. В рудном горизонте по сравнению с железистыми кварцитами неизвестны только олово, лантан и бор.

Существуют различные взгляды и на возраст рудного горизонта. Первые исследователи, например, относили его главным образом к юрскому времени. По мнению Л.В. Пустовалова, возраст липецких и тульских руд может определяться интервалом с конца каменноугольного и до начала верхнеюрского времени, вероятнее - нижней или среднеюрской эпохами. М.С. Точилин образование липецких руд относил к начальному этапу обширной келловейской трансгрессии, т.е. к келловейскому времени, и, наконец Б.П. Епифанов (1964) считал их каменноугольными (бобриковскими) образованиями.

Выше указывалось, что рудный горизонт залегают на бобриковских отложениях и перекрывается бат-келловейскими. Взаимоотношение его с тульскими отложениями, развитыми в районах пос. Данков, Лев Толстой, не выяснено. Неизвестно ни одного разреза, где бы рудный горизонт залегал на тульских образованиях или под ними. Вероятнее всего, рудный горизонт моложе тульских отложений. Таким образом, возраст интервал рудного горизонта достоверно определяется концом бобриковского - началом бат-келловейского времени. Однако целый ряд фактов позволяет нам отнести рудный горизонт предположительно к средневизейскому подъярсу, точнее - к окскому надгоризонту (?):

1. Сходство минерального состава тяжелой фракции пород рудного горизонта с бобриковскими и тульскими отложениями нижнего карбона и заметное отличие его от минерального состава мезозойских отложений.

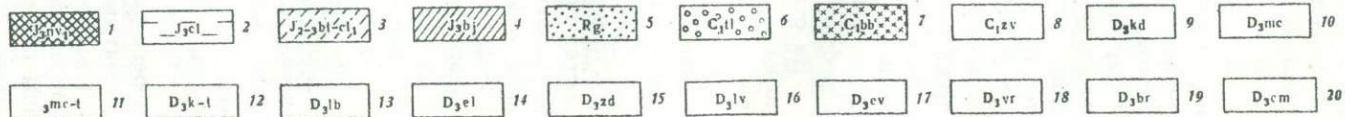


Рис. 11. Геологическая карта доваланжинских отложений

1 - нижневолжский подъярус; 2 - келловейский ярус; 3 - батский ярус - нижняя часть келловейского яруса; 4 - байосский ярус; 5 - рудный горизонт; 6 - тульский горизонт; 7 - бобриковский горизонт; 8 - заволжский горизонт; 9 - кудеяровская толща; 10 - мценская толща; 11 - мценская, киселево-никольская; орловско-сабуровская и тургеневская толщи (объединенные); 12 - киселево-никольская, орловско-сабуровская и тургеневская толщи (объединенные); 13 - лебедянский горизонт; 14 - елецкий горизонт; 15 - задонский горизонт; 16 - ливенский горизонт; 17 - евлановский горизонт; 18 - воронежский горизонт; 19 - бургский горизонт; 20 - семилукский горизонт

Таблица 4

Содержание редких элементов по данным спектральных анализов (в %)

Компоненты	Дер. Варваро-Борки Донского района		Около с. Юрьево Задонского района		Студеный Лог	
	известняк	подрудная глина	известняк	подрудная глина	известняк	подрудная глина
Be	-	0,0005	-	0,001	0,0002	0,0003
Pb	-	0,005	-	-	-	0,005
Ga	-	0,0005	-	-	0,0005	0,0005
Mo	-	-	-	0,001	-	-
V	0,0005	0,005	-	0,003	0,0005	0,05
Cu	0,0005	0,005	0,0005	0,002	0,0005	0,005
Ti	0,02	0,2	0,03	0,02	0,2	0,3
Co	-	0,005	-	0,002	-	0,005
Zr	0,001	0,003	-	0,03	0,002	0,005
Cr	0,0005	-	-	0,002	0,0002	0,0005
Sr	0,02	-	-	-	0,008	-
Br	-	0,005	0,002	0,008	0,002	0,00
Ni	-	0,005	-	0,002	-	0,005

Таблица 5

Содержание редких элементов в богатых железных рудах КМА и в рудном горизонте по данным спектральных анализов (в %)

Компоненты	Кларки по А.П. Виногра- дову, 1962г.	КМА*		Рудный горизонт	
		содержание	число проб	содержание	число проб
Ni	0,0058	0,004	440	0,0062	42
Co	0,0018	0,0007	456	0,0019	42
Cr	0,0083	0,0027	449	0,0015	42
Mo	0,00011	0,0006	208	0,0009	42
Zr	0,017	0,0015	403	0,012	42
Cu	0,047	0,0027	212	0,0018	42
Pb	0,0016	0,0016	206	0,0012	42
Zn	0,0083	0,0077	502	0,018	42
Sn	0,00025	0,0003	480	0,018	42
Ga	0,0019	0,0005	511	0,0012	42
Be	0,00038	0,0008	507	0,0002	42
Sc	0,001	0,0001	421	В отдельных	42
La	0,0029	0,0009	430	пробах -	42
It	0,0029	0,0012	454	0,0006	42
B	0,0012	0,0078	209	-	42

*И.Н.Леоненко, И.А.Русинович, С.И.Чайкин (1969).

2. Источником материала при образовании осадков рудного горизонта были главным образом богатые руды КМА. Однако более высокое положение района КМА по отношению к исследуемой территории было в палеозое, а низкое – в мезозое (Волочаев, 1970).

3. Присутствие в рудном горизонте кремнистых образований в виде стяжений и линз в описываемом районе характерно для каменноугольных отложений и совершенно не свойственно мезозойским образованиям.

Все это позволяет сделать следующий вывод.

Отложения рудного горизонта являются преимущественно осадочными первично-сидеритовыми образованиями, вероятнее всего, верхневизейского (окского?) возраста. По типу рудообразующего процесса сидериты диагенетические.

Во время формирования осадков рудного горизонта описываемая территория и смежные с ней районы были в значительной степени сnivelированы и представляли собой прибрежную равнину с обширными озерами, заливами, болотами и многочисленными впадавшими в них ручьями и реками. Источником материала служили как местные породы, так и главным образом богатые железные руды КМА.

Литература

- Волочаев Ф.Я. Формирование дорудного рельефа в Липецком железорудном районе. – Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. Вып. V. Госгеолтехиздат, 1962.
- Волочаев Ф.Я. Новые данные о липецком рудном горизонте. – В сб. "Металлогения осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1970.
- Давыдова Т.Н. Геологическое строение и условия залегания железных руд Липецкого района. – ОНТИ НКТП М. – Л., 1933.
- Епифанов Б.П. О возрасте и общих условиях образования тульского железорудного горизонта. – Докл АН СССР, 1956, 108, № 2.
- Епифанов Б.П. О геологических отношениях липецкого и тульского железорудных горизонтов. – Докл АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Епифанов Б.П. Некоторые итоги изучения геологии и железных руд центральных областей. – Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Епифанов Б.П. Железные руды. – Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. IV, Калужское книжное изд-во, 1961.
- Епифанов Б.П. Среднерусская железорудная провинция. – В сб. "Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземной области". Воронеж, 1964.
- Еремеев П. Геологический очерк Тульской губернии. – Горный ж., т. III, 1853.
- Земятченский П.А. Железные руды центральной части Европейской России. – Труды СПб. об-ва естествоисп., 1889, т. XX.
- Каракаш Н.И. О некоторых месторождениях железных руд в Жиздренском уезде Калужской губернии. – Изв. Геолкома, 1899, т. XVIII, № 9–10.
- Краснопольский А. Елецкий уезд в геологическом отношении. – Труды Геол. комитета, 1902, 18, № 3.
- Кудрявцев Н. Геологический очерк бассейнов Десны, Жиздры и Балвы. СПб., 1890.
- Леоненко И.Н., Русинович И.А., Чайкин С.И. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. III. Железные руды. Изд-во "Недра", 1969.
- Момджи Г.С. Оценка месторождений липецких бурых железняков в свете новых данных. – Горный ж., 1945, 5.
- Никитин С. Отзыв о рудных месторождениях в Ливенском уезде Орловской губернии. – Изв. Геолкома, 1897, т. XVI, № 8–9.
- Никитин С. О железных рудах Ливенского уезда и прилегающих к нему месторождений. – Изв. Геолкома, 1898, 17, № 10.
- Никшич И.И., Олейников Я.А. Липецкий железорудный район. Воронеж, 1929.
- Пригоровский М. Об углях и некоторых других полезных ископаемых Подмосквового бассейна. – Материалы по общей прикладной геологии, вып. 30, 1918.

- Пустовалов Л.В. Генезис липецких и тульских железных руд. М.-Л., Гос. научно-техническое геологоразведочное изд-во, 1933.
- Романовский Г. Взгляды на геогностические исследования Среднерусского каменноугольного бассейна. - "Памятная книга для русских горных людей". СПб., 1863.
- Самойлов Я.В. К вопросу об условиях залегания парагенезиса железных руд Центральной России. Протокол заседания Моск. об-ва испыт. природы, 1900.
- Страхов Н.М. Железородные фаши и их аналогии в истории Земли. - Труды Ин-та геологических наук АН СССР, серия геол. (22), 1947, вып. 73.
- Точилин М.С. Реликтово-метасоматические микротекстуры бурых железняков и их геохимическое значение. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Точилин М.С. О классификации и диагностике бурых железняков на примере Липецкого месторождения. - Докл. АН СССР, новая серия, 1951, т. XXX, № 4.
- Точилин М.С. Происхождение железных руд Липецкого типа. - В кн. "Тезисы докладов на Межвузовском научном совещании по геологии и полезным ископаемым Центральных черноземных областей". Воронеж, 1956.
- Чарноцкий С.И. Очерк месторождений железных руд западной части центральной России и царства Польского. - Записки ин-та, 1908, т. 1, вып. V.
- Шклярковский Ф.Н. Липецкий железорудный район. - Труды центрального управления промышленных разведок, 1922, вып. 1.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ НА ФОСФОРИТЫ

Выявление геологических закономерностей распространения фосфоритоносных отложений Сибири и связанных с ними фосфоритных месторождений является научной основой для определения направления прогнозных, поисковых и разведочных работ на фосфориты и установления поисковых критериев на этот вид минерального сырья.

Советские ученые (Я.В.Самойлов, А.Д.Архангельский, А.В.Казаков, Н.С.Шатский, Н.М.Страхов, Б.М.Гиммельфарб, Г.И.Бушинский, Н.А.Красильникова и многие другие) выявили основные закономерности размещения фосфоритов в отложениях земной коры. К их числу относятся стратиграфические, тектонические, литологические, формационные, геохимические и другие закономерности, на рассмотрении которых мы остановимся ниже.

1. Стратиграфические закономерности. Наиболее древнее фосфоритообразование на территории Сибири связано со слюдянским комплексом верхнего архея (?). К наиболее молодым относятся третичные фосфориты острова Сахалин, т.е. фосфориты на территории Сибири и Дальнего Востока формировались в течение всего геологического времени. Нельзя не отметить, что наиболее древнее известное на территории СССР фосфатонакопление связано с началом древнего карбонатобразования в слюдянское время. В подстилающей слюдянскую серию Юго-Западного Прибайкалья Шарыжалгайской серии практически отсутствуют карбонатные породы, так же как неизвестны в ней и фосфориты.

На территории Сибири в древних архей-кембрийских отложениях фосфориты известны в следующих стратиграфических уровнях:

1) архейском (нижнепротерозойском) – осадочно-метаморфический апатитоносный комплекс Юго-Западного Прибайкалья; 2) среднепротерозойском – фосфатсодержащие отложения жайминской свиты Восточного Саяна; 3) ниже-среднерифейском – фосфоритоносные районы Тувы, Западного Прибайкалья, Восточного Саяна, Енисейского кряжа; 4) верхнерифейском-вендском – районы Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая (рис. 1); 5) нижнекембрийском – районы Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа.

Наибольшее число фосфоритных месторождений и проявлений связано с самыми верхами докембрия. В верхнем докембрии – нижнем кембрии известны очень крупные месторождения и в других районах азиатского материка. В связи с этим советские геологи считают, что максимальное фосфатонакопление на территории Азии приурочено к рифейско-нижнекембрийской эпохе. Этот период на территории Сибири характеризуется наибольшим развитием карбонатонакопления. Соглашаясь со справедливостью такого заключения о максимуме фосфатонакопления, заметим, что фосфоритоносность рифейско-нижнекембрийского интервала пород является к настоящему времени наиболее изученной среди древних отложений. Поэтому нельзя исключить возможность обнаружения при более датальных исследованиях залежей фосфатных руд в более древних, в частности ниже (аналоги слюдянские серии) – среднепротерозойских карбонатных и кремнисто-карбонатных комплексах Сибири.

Следует отметить, что возраст фосфоритоносных образований в ряде случаев весьма условен, так как стратиграфия докембрийских и нижнекембрийских отложений недостаточно разработана; поэтому при дальнейшем изучении принятое ныне стратиграфическое расчленение может измениться.

Выявленные стратиграфические закономерности стратиграфического положения древних фосфоритоносных отложений Сибири позволили выделить следующие основные стратиграфические поисковые критерии.

1. Месторождения фосфоритов и осадочно-метаморфических руд могут быть обнаружены на всех уровнях (от верхнего архея до нижнего кембрия) развития карбонатных, кремнисто-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных отложений (рис. 2, а, б).

2. Изучение крупнейших месторождений фосфоритов мира показывает, что фосфоритоносные отложения определенных стратиграфических уровней (нижнекембрийский в

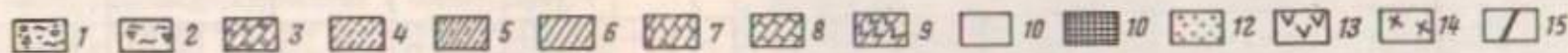
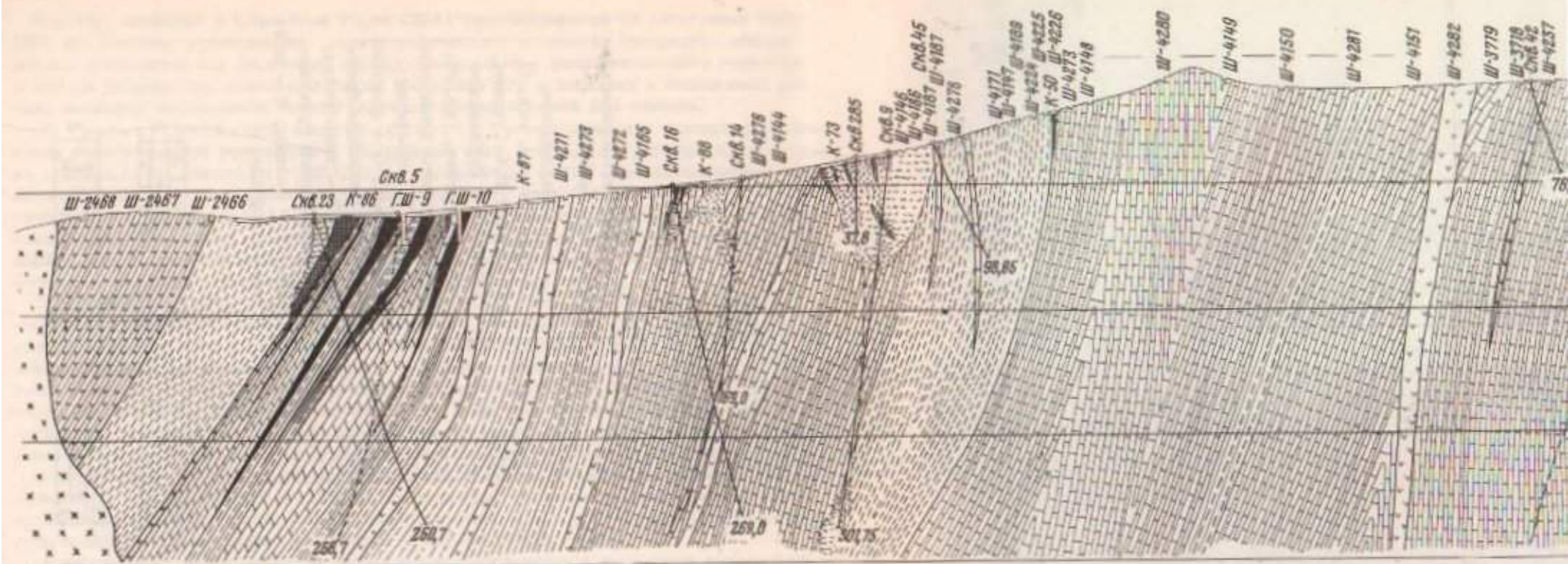
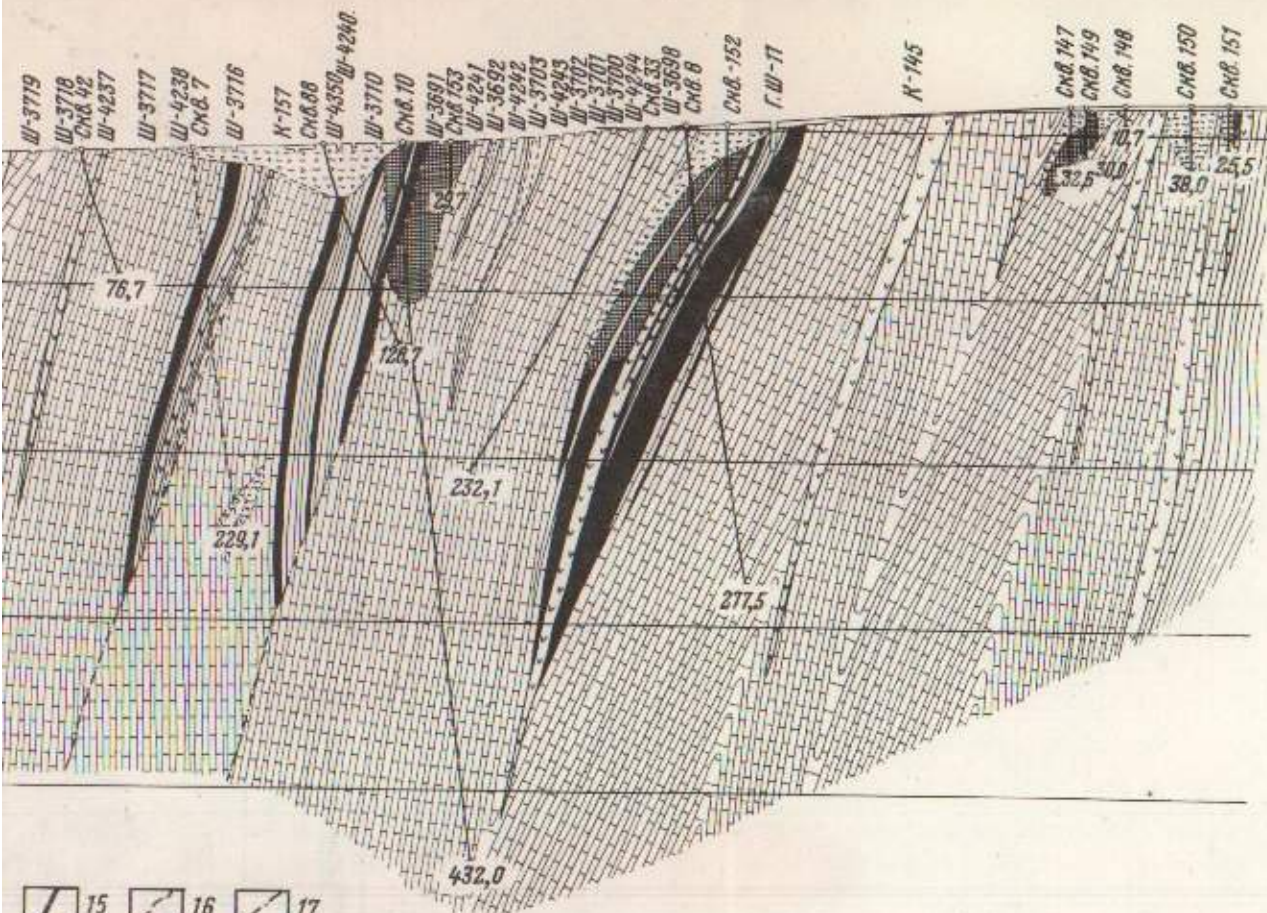


Рис. 1. Поперечный геологический разрез через Тамалыкское месторождение фосфоритов (составлена по материалам Тамалыкской ГРП, 1967 г.)

1 - делювий; 2 - карстовый глинисто-обломочный материал; 3 - мраморы и мраморизованные известняки; 4 - сланцы кремнистые (силцилиты); 5 - сланцы кремнисто-углистые; 6 - сланцы углисто-глинистые; 7 - доломитовые известняки и доломиты; 8 - известняки мраморизованные; 9 - эффузивы (рассланцованные диабазы, порфириты); 10 - фосфориты первичные кремнисто-карбонатные и кремнистые; 11 - фосфориты вторичные: брекчиевые, глинистые, опоковидные; 12 - фосфатизация (содержание P_2O_5 выше 2%); 13 - диабазы, диабазовые и диоритовые порфириты; 14 - диориты, габборо-диориты; 15 - литологические границы пород; 16 - границы карстов; 17 - тектонические нарушения



я-
 е;
 бие
 ро-
 -

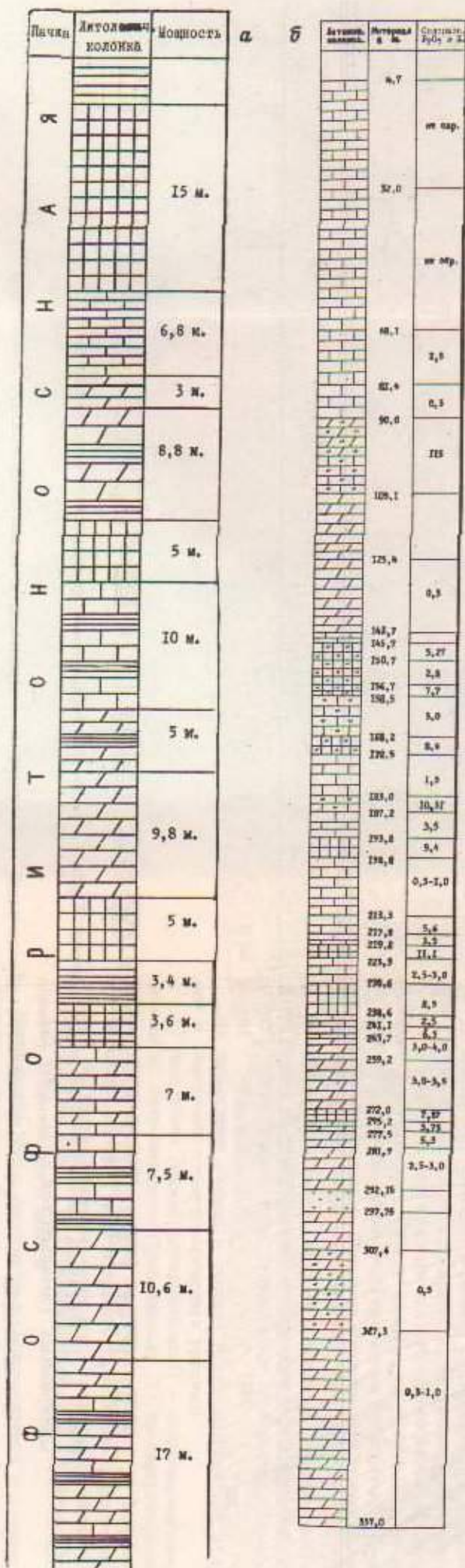
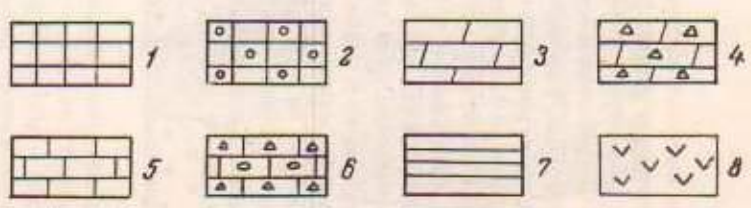


Рис. 2. Литологические колонки скважин

а - Тамальское месторождение, скв. 6 (составил Б.Г.Гуревич, 1966); б - Белкинское месторождение, скв. 74;
 1 - фосфориты мелкозернистые; 2 - фосфориты брекчиевые; 3 - доломиты; 4 - доломиты брекчиевые; 5 - известняки; 6 - известняки брекчиевые; 7 - сланцы; 8 - дайковые породы



Каратау, пермский в Скалистых горах США) прослеживаются на расстоянии 1000-1500 км. Поэтому установление стратиграфического положения (возраста) обнаруженных фосфоритов или фосфатных пород, прослеживание фосфоритоносного горизонта в районе фосфоритопоявления, а также выявление его в соседних и отдаленных районах являются необходимой стратиграфической предпосылкой для поисков.

2. Геотектонические закономерности. Геотектонические условия формирования месторождений фосфоритов в обобщенном виде освещены в работах А.В.Казакова (1950 г.), Н.С.Шатского (1955), Б.М.Гиммельфарба (1965). Геотектоническое размещение фосфоритоносных районов геосинклинального типа Сибири наиболее полно рассматривается в работах Н.А.Красильниковой (1966), Г.И.Бушинского (1966), Э.А.Еганова (1968). Во многих работах освещаются особенности геотектонических условий образования фосфоритов отдельных регионов или месторождений (Сухарина и др., 1968, Бровков и др., 1968; Широкова и др., 1969; Сивов, 1969, и др.).

А.В.Казаков (1950) на основании фактического материала пришел к выводу о том, что пермские фосфоритные месторождения Скалистых гор США приурочены к обширной меридионально вытянутой депрессии геосинклинального типа, ограниченной зонами крупных региональных поднятий, в которой сформировалась фосфоритная залежь, имеющая форму огромной плоской меридионально вытянутой линзы с мощностями, убывающими от центральной осевой линии к востоку и западу. Он проводит аналогию геотектонических условий образования месторождения геосинклинальных фосфоритов Скалистых гор США и платформенных фосфоритов Московской синеклизы.

Н.С.Шатский (1955) разработал формационный подход к изучению фосфоритоносных отложений, который является наиболее приемлемым при исследовании древних отложений складчатых областей, часто лишенных фауны, и который сыграл весьма важную роль в деле прогнозирования фосфоритов в Сибири (Юдин, 1967).

Рассматривая закономерности распределения фосфоритов в формациях вулканогенно-кремнистой группы, Н.С.Шатский (1955, стр. 33) пишет: "В тектоническом отношении месторождения фосфоритов вулканогенно-кремнистого ряда являются типичными геосинклинальными формациями. Так, все месторождения, приуроченные к спилит-кератофировым сериям, как и эти последние, всегда располагаются во внутренних системах геосинклинальных областей. Точно такое же положение занимают месторождения в формациях кремнисто-сланцевого типа. Что же касается фосфоритовых месторождений, залегающих среди формаций отдаленного кремнистого типа, то они могут встречаться как во внутренних геосинклинальных системах (Каратау), так и во внешних геосинклиналях (соответствующих многогеосинклиналям по классификации Кэя, 1951), к каковым, например, относятся месторождения Скалистых гор. Соответственно с распространением отдаленных кремнистых формаций можно считать, что фосфоритовые залежи этого типа могут встречаться также в частных прогибах больших внутренних массивов геосинклинальных областей. Таким образом, месторождения отдаленных кремнистых формаций приурочены к различным геосинклинальным структурным элементам, но всегда удалены в той или иной степени от зон интенсивной вулканической деятельности".

Из только что приведенной цитаты следует, что в выделенном Н.С.Шатским отдаленно-кремнистом типе формации могут быть не одна, а несколько формаций и, что особенно важно, фосфоритные месторождения этого типа формаций, даже такие, как Каратау, могут встречаться как во внешних, так и во внутренних геосинклинальных системах, но обязательно удаленных от зон интенсивной вулканической деятельности.

Это очень интересный и важный для нас вывод, так как он расширяет перспективы поисков крупных месторождений фосфоритов каратауского типа во внутригеосинклинальных зонах. Примером служат месторождения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, который, по-видимому, формировался в прогибе на внутригеосинклинальном консолидированном массиве, удаленном от зон интенсивной вулканической деятельности.

Б.М.Гиммельфарб (1965) выделяет на территории СССР по структурным признакам месторождения фосфоритов двух основных типов (платформенные и геосинклинальные) и двух переходных (месторождения чехла эпипалеозойских платформ, тяготеющие к месторождениям платформенного типа, но отличающиеся от них большей дислоцированностью, и месторождения краевых прогибов и внутренних впадин, тяготеющие по условиям залегания к геосинклинальным месторождениям, но отличающиеся от последних характером фосфоритоносных отложений). По его мнению, фосфоритообразование в складчатых сооружениях, так же как на платформах, в зонах краевых прогибов и в

области эпипалеозойских платформ, было приурочено в основном к склонам прогибов, на месте которых позднее, в период орогенеза, образовались крупные антиклинальные поднятия.

Н.А.Красильникова (1966), взявшая за основу концепцию И.В.Муратова об истории тектонического развития альпийской складчатой области, пришла к выводу, что Алтай-Саянский фосфоритоносный бассейн верхнего рифея - нижнего кембрия образовался в начальную стадию развития геосинклинали в открытом морском бассейне, на широких площадях внутригеосинклинальных поднятий, разделенных прогибами, в которых шло накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ. Развитые в этом бассейне фосфориты она относит к образованиям карбонатно-кремнистой формации внутригеосинклинальных поднятий эвгеосинклинали. Н.А.Красильникова, таким образом, подтверждает выводы Н.С.Шатского об образовании фосфоритных месторождений во внутригеосинклинальных зонах.

Однако в отличие от взглядов Н.С.Шатского (1955), согласно которым месторождения фосфоритоносных формаций отдаленного кремнистого типа могут встречаться как во внутренних геосинклинальных системах (Каратау), так и во внешних (миогеосинклиналях) и их формирование связано с начальными и зрелыми стадиями геосинклинального развития, Н.А.Красильникова считает, что образование фосфоритоносных бассейнов внутригеосинклинальных зон происходит в начальную стадию развития геосинклинали, а фосфориты в них характеризуются сравнительно небольшими запасами и невысоким качеством. Образование крупных месторождений высококачественных фосфоритов Каратау и Скалистых гор США Н.А.Красильникова связывает с миогеосинклиналями.

Существующие неопределенность и противоречия в тектонической классификации фосфоритных месторождений объясняются, как справедливо заметил Г.И.Бушинский (1966), тем, что тектоника одних и тех же фосфоритоносных районов трактуется разными геологами различно.

По-видимому, наиболее важным тектоническим поисковым критерием на фосфориты в районах Сибири следует принять вывод Н.С.Шатского (1955) о том, что богатые месторождения фосфоритов каратауского типа или близкого к нему могут встречаться во внутренних геосинклинальных зонах, а также в частных прогибах больших внутренних массивов геосинклинальных областей, удаленных от интенсивной вулканической деятельности и сложенных формациями отдаленного кремнистого типа.

Фосфоритоносные отложения Хубсугульского бассейна свидетельствуют о том, что крупные месторождения сравнительно богатых фосфоритов могут быть связаны с несколько иным, отличным от каратауского типом геосинклинальных формаций. Это также является важным поисковым критерием для районов Сибири, к которым непосредственно примыкает Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.

3. Литологические закономерности. Литологический состав и строение фосфоритоносных отложений являются, с одной стороны, внешним выражением той сложной геологической обстановки, которую претерпели эти отложения в процессе своего образования, а с другой, как заметил А.В.Казаков (1939), - документом своеобразной физико-географической обстановки условий образования. Поэтому мы рассматриваем литологические закономерности как наиболее важные из всех закономерностей для целей поисков месторождений фосфоритов. Рассмотрим основные литологические закономерности древних фосфоритоносных отложений Сибири.

Первые фосфориты Сибири являются типичными морскими образованиями, сформировавшимися в бассейнах с нормальной соленостью для того времени.

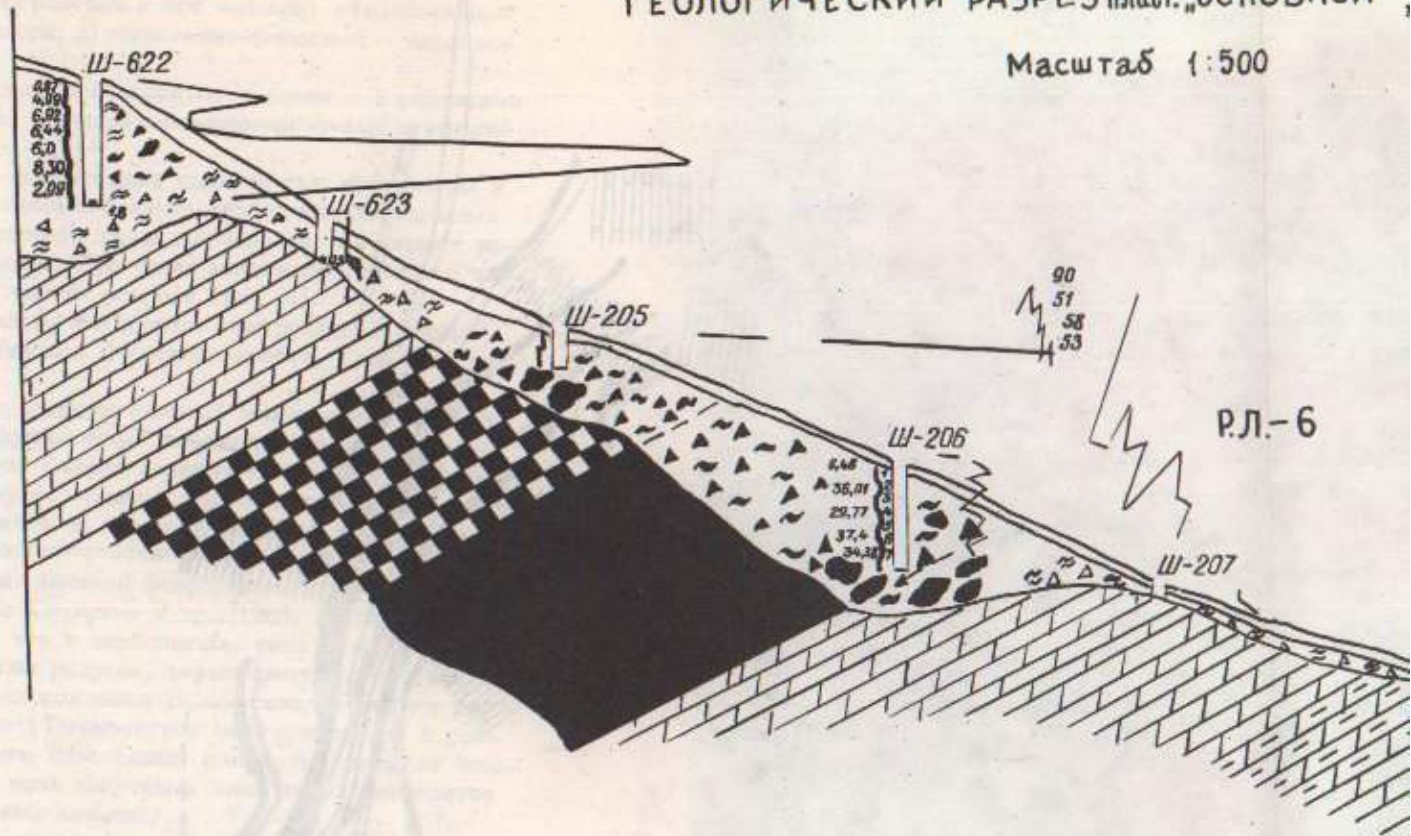
Фосфоритоносные отложения являются относительно мелководными осадками, о чем свидетельствует широкое развитие рифогенных, брекчиевых и подводноползневых текстур пород, повышенное содержание органического вещества.

Определяющим типом вмещающих крупные залежи фосфоритов пород являются карбонатные породы. Вне карбонатных отложений крупные промышленные скопления фосфоритов отсутствуют. Эта особенность сибирских фосфоритоносных отложений подтверждает давно установленное А.В.Казаковым (1939) положение о том, что высокосортные пластовые фосфориты всегда приурочены к серии карбонатных пород. Наглядной иллюстрацией является Прихубсугульский фосфоритоносный бассейн в Монголии.

Выделяется ряд основных типов фосфоритоносных отложений: а) карбонатный - белкинский и его аналоги (рис. 3); б) терригенно-кремнисто-карбонатный - тамалыкский

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ пласт. „ОСНОВНОЙ“

Масштаб 1:500



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

МО

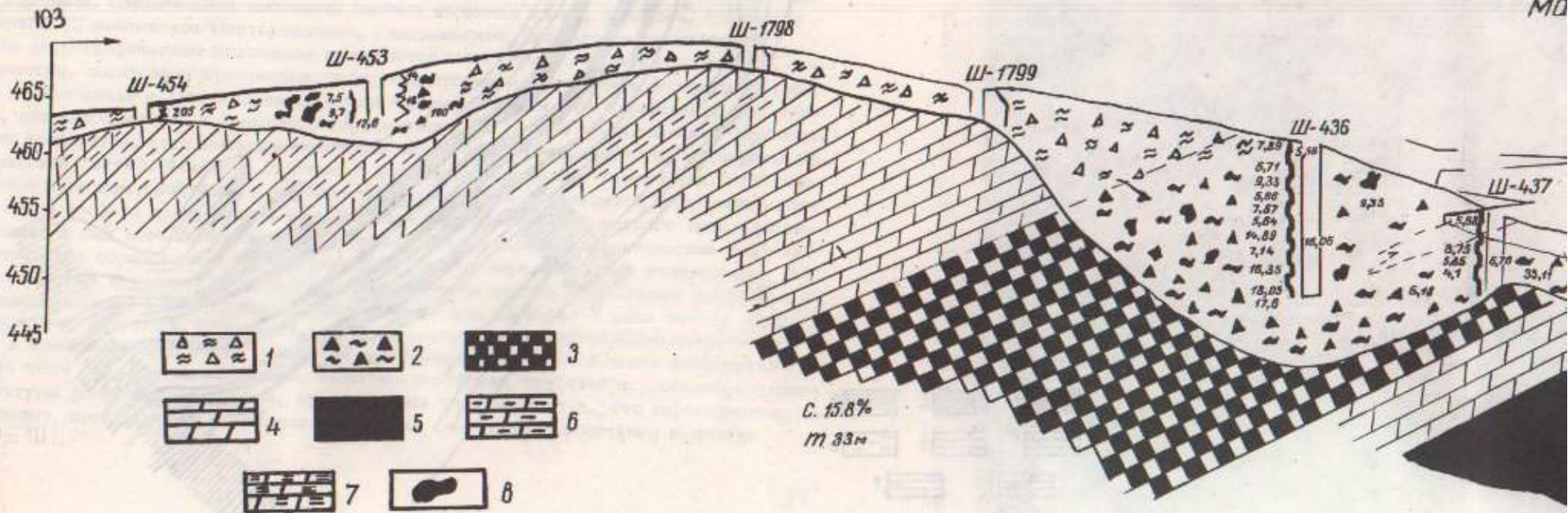
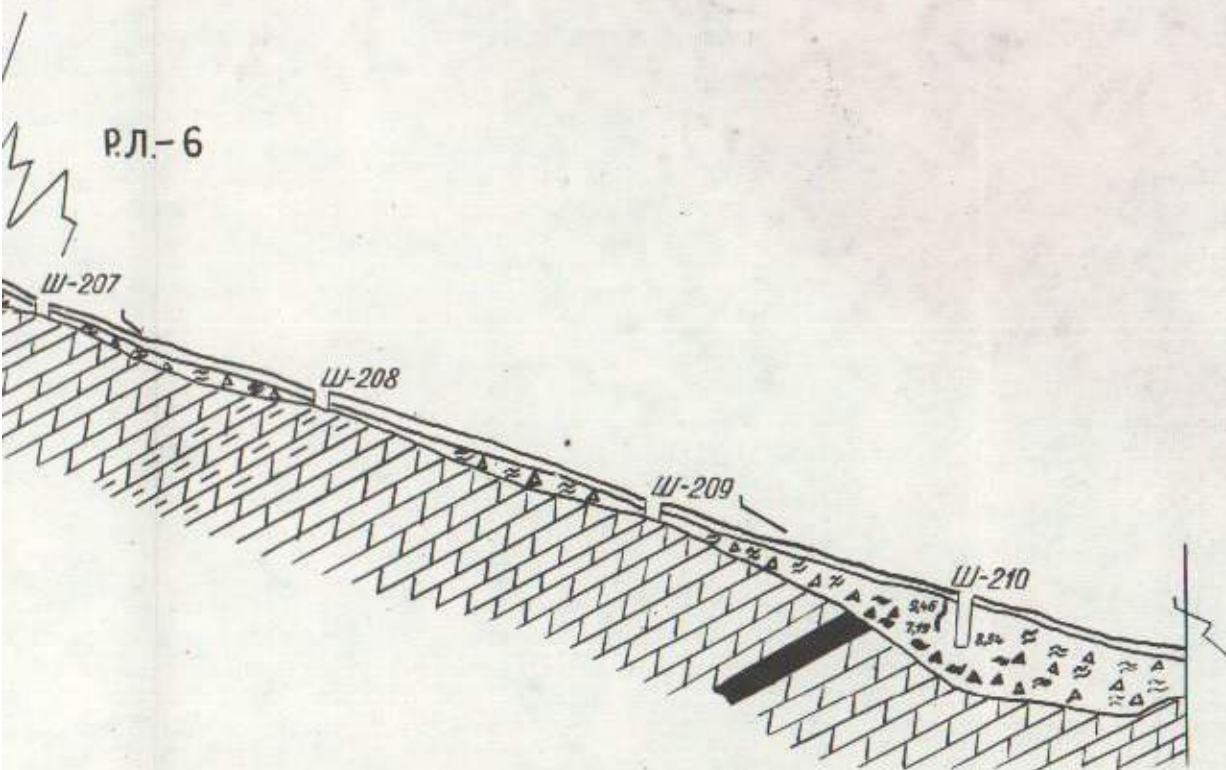


Рис. 3. Геологические разрезы фосфоритного ("основного")

1 - деловий; 2 - фосфориты вторичные; 3 - фосфориты силициевые; 6 - доломиты известковистые; 7 - доломиты сло

плост. „ОСНОВНОЙ“, блок „ВОСТОЧНЫЙ“

аБ 1:500



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ (р.л.-7), плост. „ОСНОВНОЙ“, блок „ВОСТОЧНЫЙ“.

масштаб 1:500



ного („основного“) пласта Саржаковского фосфоритопроявления
ные; 3 - фосфориты слоистые; 4 - доломиты; 5 - фосфориты мас-
; 7 - доломиты слоистые; 8 - обломки фосфоритов

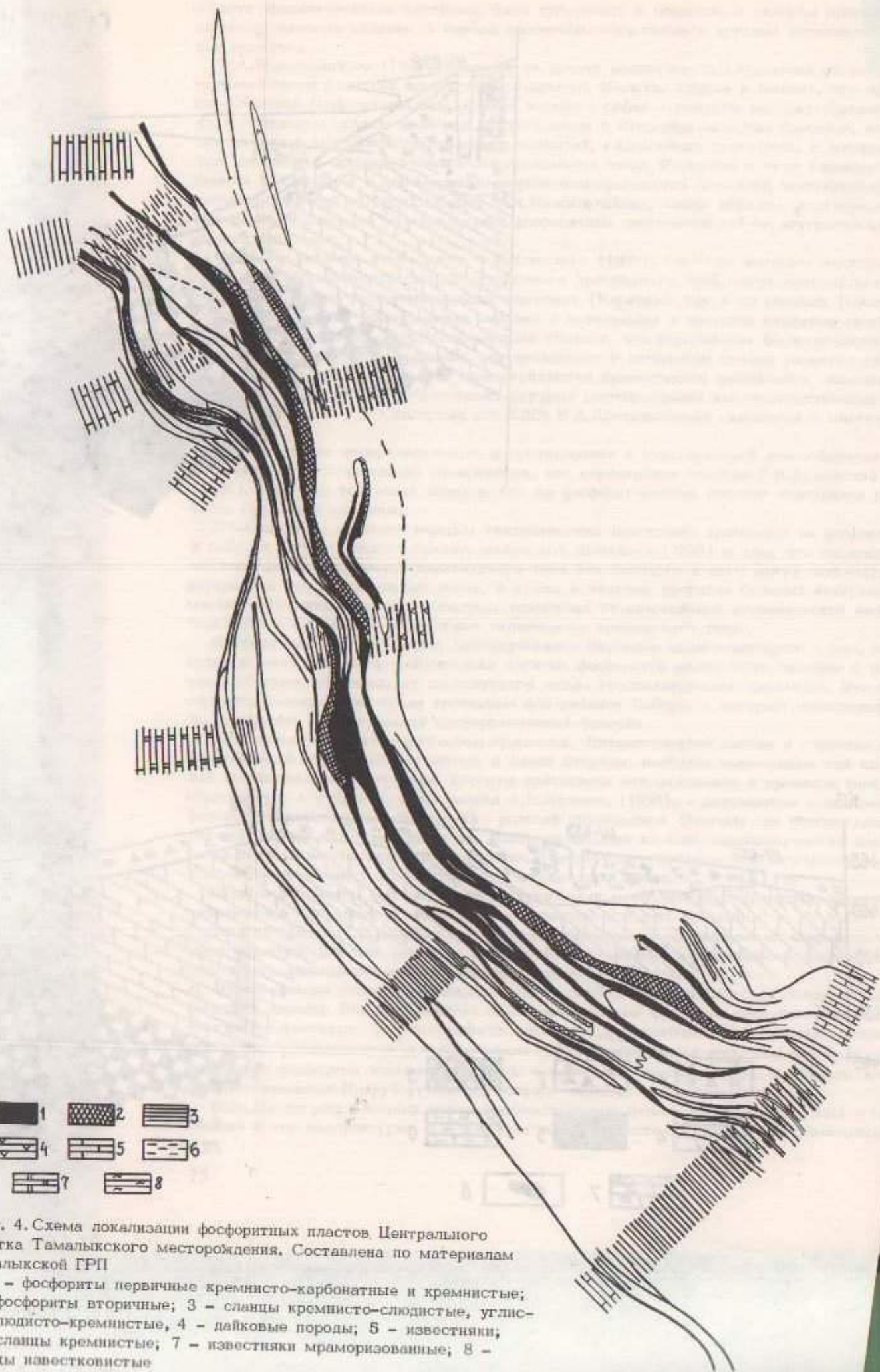


Рис. 4. Схема локализации фосфоритных пластов Центрального участка Тамалыкского месторождения. Составлена по материалам Тамалыкской ГРП

- 1 - фосфориты первичные кремнисто-карбонатные и кремнистые; 2 - фосфориты вторичные; 3 - сланцы кремнисто-сланцевые, углито-сланцево-кремнистые, 4 - дайковые породы; 5 - известняки; 6 - сланцы кремнистые; 7 - известняки мраморизованные; 8 - сланцы известковистые

и его аналоги; в) кремнисто-карбонатный - богградский и его аналоги; г) карбонатно-кремнисто-терригенный - мрасский и его аналоги; д) терригенно-шлишевый - карагасский и его аналоги.

Наиболее крупные месторождения и проявления фосфоритов связаны с карбонатами (Белкинское, Саржаковское, Морского хребта) и терригенно-кремнисто-карбонатными (Тамалыкское) типами.

В терригенно-кремнисто-карбонатном типе фосфоритные слои частью приурочены к смене накопления глинистых и кремнисто-глинистых сланцев карбонатными породами или карбонатных пород сланцами, частью заключены среди карбонатов, т.е. имеет явное тяготение фосфоритов к карбонатным осадкам. При этом залежи фосфоритов в карбонатах богаче фосфором, чем в контактовых частях разреза (рис. 4).

В карбонатном типе отложений крупные залежи фосфоритов приурочены к перерывам в монотонном карбонатакопчении (Белкинское, Морского хребта, Саржаковское, Хубсугульское).

Кремнисто-карбонатный - богградский - тип фосфоритоносных отложений с рассеянными кремнеземом в карбонатной массе с "блуждающим" характером в разрезе мощной толщи фосфатсодержащих карбонатных пород мелких залежей фосфоритов и ассоциирующихся с ними кремнистых пород характеризуется слабой степенью химической дифференциации слагающих их компонентов. Несмотря на широкое развитие этого типа отложений на территории Сибири, он не может рассматриваться перспективным в отношении приуроченности к нему крупных промышленных залежей фосфоритов.

Работами последних лет (Смилкстын; 1968; Сухарина и др., 1968; Михайлов, 1970, и др.) и нашими исследованиями установлено, что в карбонатном типе отложений фосфатные породы и фосфориты приурочены к частям разреза, характеризующимся, как правило, смешанным составом карбонатов (месторождения Белкинское, Морского хребта). В терригенно-кремнисто-карбонатном типе (Тамалыкское месторождение) в составе фосфоритоносной пачки значительно развиты известняки, доломиты содержат большую примесь кальцита. Во всех или почти во всех изученных нами типах фосфоритов Сибири наряду с доломитом участвует первичный кальцит.

В разрезе фосфоритоносных отложений терригенно-кремнисто-карбонатного типа наблюдается парагенетическая ассоциация титаноносных и фосфатносных сланцев (Тамалык, Сангилей), или титансодержащих сланцевых горизонтов в разрезе карбонатных отложений, подстилающих (Морской хребет) или перекрывающих (Талановское проявление) фосфоритоносные пачки. По-видимому, титан поступал в бассейн осадконакопления вместе с терригенным (главным образом глинистым) материалом.

Участвующие в строении фосфоритов наряду с фосфатом другие породообразующие минералы в точности отвечают минеральному составу пород, среди которых образовался фосфорит (см. таблицу). Фосфориты карбонатного типа приурочены обычно к карбонатным разрезам фосфоритоносных отложений (Белкинское, Саржаковское месторождения); в фосфоритах, ассоциирующихся с кремнистыми или глинисто-кремнистыми породами, обязательной составной частью являются кварц, халцедон, глинистые минералы (Тамалыкское месторождение, Сангилейское, Богградское проявления).

По петрографическим признакам выделяются массивные, линзовидно-слоистые, тонкослоистые, оолитовые, брекчиевые, конгломератовые и брекчиевые фосфориты (табл. I-II). Массивная и линзовидная слоистая текстуры фосфоритов характерны, как правило, для карбонатного и кремнисто-карбонатного (с резким преобладанием карбоната) типов фосфоритов, хотя имеются некоторые исключения (тонкослоистые фосфориты кабырзинской свиты). Фосфат в них имеет микрокристаллическое строение и часто находится в тесном сростании с карбонатами (доломитом и кальцитом). Брекчиевидная структура фосфата присуща наиболее богатым фосфоритам карбонатного типа. Наблюдающиеся в них псевдообломки фосфата представляют собой диагенетические или эпигенетические образования, аналогичные диагенетическим оолитам и конкрециям. В тонкослоистых и оолитовых фосфоритах наблюдается четкое обособление фосфата и ассоциирующегося с ним минерала (кварц, халцедон, кальцит) в виде тонких мономинеральных прослоев, оолитов и т.д. (Богградское, Большесуетинское проявления), т.е. в мономинеральных или обогащенных фосфатом геосинклинальных фосфоритах гораздо чаще образуются оолитовая, оолитово-зернистая, сгустковая, псевдобрекчиевая структуры фосфатного вещества, чем в бедных разновидностях. Это определяется, по-видимому, прежде всего кристаллизационными свойствами фосфатного вещества (табл. III).

Результаты химического анализа

Образец	Место взятия	Тип фосфорита	Состав			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Р.Малая Быстрая	Диоксид-кварцевый	66,84	Не опр.	1,16	0,24
2	Р.Талая	То же	54,34	" "	1,0	0,21
544	Саржаковское месторождение	Карбонатный	Сл.	0,32	0,69	4,21
521	Там же	Кремнисто-карбонатный	8,56	0,32	0,69	1,79
58-14	Тамалыкское месторождение, скв. 58	Карбонатно-слодисто-кремнистый	41,56	0,10	0,77	2,37
68-10	Там же, скв. 68	То же	29,32	0,45	3,47	2,56
58-48	" скв. 58	Карбонатный	9,82	0,13	0,62	1,59
58-30	" "	Мономинеральный	15,26	Нет	2,00	0,13
701 а	Талановское фосфоритопроявление	Карбонатный	0,24	Сл.	0,96	0,52
700	Там же	Карбонатно-кремнистый	41,40	Нет	0,63	0,41
615	Богградское фосфоритопроявление	Кремнистый	36,32	0,32	0,94	0,48
610	Там же	Карбонатно-кремнистый	30,06	0,20	0,64	1,09
218	Сангиленское фосфоритопроявление	Графитовый	5,12	-	2,69	1,03
10	Там же	Кремнисто-хлоритовый	14,06	-	0,98	0,34
34	"	То же	16,28	0,21	7,84	3,20
393	Белкинское месторождение, скв. 60	Карбонатный	0,32	0,06	0,36	0,07
443	Мрасское месторождение	"	Нет	Сл.	0,49	0,33
101 е	Большесуетинское проявление	"	0,64	0,06	0,33	0,37
101 к**	Кызасское проявление	"	0,4	0,04	Сл.	0,32
401*	Там же	"	13,85	0,02	0,44	0,95

В фосфоритах и вмещающих их породах некоторых месторождений и проявлений (Тамалыкское, Сангиленское) наблюдается повышенное содержание органического углерода, представленного графитом и углистым веществом и достигающего иногда в фосфоритах более 30% (Сангиленское проявление в Туве). Устанавливается определенная связь наиболее высоких содержаний углерода в фосфоритах, залегающих в толщах, в строении которых значительное место занимают слодистые (первично-глинистые) сланцы (Тува, Тамалык). В разрезах карбонатного или кремнисто-карбонатного типа фосфоритоносных отложений (Белкинское месторождение, Саржаковское,

и минеральный состав фосфоритов (в %)

FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S	C	CO ₂	F	H ₂ O ⁻
0,17	Сл.	5,57	17,36	6,95	0,15	0,11	-	Не опр.	Нет	0,67	0,10
0,30	Не опр.	7,24	24,08	9,30	0,11	0,11	Нет	" "	1,65	0,64	0,16
0,14	0,21	2,90	54,75	33,71	0,19	Сл.	Сл.	Нет	1,26	0,06	0,20
0,17	Сл.	2,69	48,73	27,60	0,29	"	0,16	"	7,59	0,10	Нет
0,75	0,05	5,81	28,15	12,80	Сл.	0,18	0,30	0,94	5,35	0,47	0,18
-	0,06	2,28	32,78	20,71	0,26	0,78	0,32	2,34	3,51	0,41	0,26
Не опр.	0,05	6,96	45,80	20,85	Сл.	0,18	0,19	0,71	11,23	1,36	0,12
0,60	Сл.	1,04	46,15	32,33	"	0,10	0,06	1,65	1,85	1,09	0,22
0,38	"	7,80	47,56	23,43	0,21	0,09	Нет	0,19	17,53	-	0,14
0,32	Нет	0,20	32,49	18,42	0,18	0,13	"	0,10	5,13	-	Нет
0,23	Сл.	1,04	34,81	23,92	0,33	0,12	Сл.	Нет	0,32	0,10	0,34
0,28	"	0,62	36,30	24,47	0,28	Сл.	"	"	4,05	0,08	0,26
-	"	0,64	31,36	20,70	Сл.	0,20	-	34,42	0,20	1,31	0,70
0,34	"	0,65	27,30	18,50	0,01	0,21	-	34,76	0,60	0,88	1,71
Не опр.	0,29	8,92	27,10	20,14	Сл.	0,06	0,04	9,89	Сл.	0,47	0,52
0,24	0,04	1,99	52,03	19,04	-	0,12	0,14	-	22,45	-	-
0,32	Сл.	7,59	48,07	8,89	0,28	Сл.	Нет	0,45	33,11	-	Нет
-	0,04	0,05	53,62	21,78	0,05	0,05	0,01	-	20,37	1,95	-
0,14	0,03	3,03	52,64	31,06	0,05	0,05	-	-	11,10	2,65	-
-	0,03	1,03	45,14	17,05	0,05	Сл.	0,06	-	17,14	1,55	-

Талановское и Богградское проявления) фосфориты характеризуются низким содержанием углерода. По-видимому, повышенные содержания углерода в фосфоритах не возникли за счет планктона, как сейчас принято считать, а связаны с поступлением органического вещества в бассейн осадконакопления с терригенной (глинистой) примесью.

Фосфоритоносные отложения Сибири имеют большую мощность, измеряемую обычно несколькими сотнями метров, что свидетельствует, вероятно, о большой скорости их накопления. Высокая скорость накопления осадка является, по мнению Н.А.Красильниковой (1966), Г.И.Бушинского (1966) и других исследователей, основной причиной отсутствия богатых фосфоритных залежей.

Образец	Место взятия	Тип фосфорита	H ₂ O ⁺	П. п.л.	Сумма	Фосфорит
1	Р.Малая Быстрая	Диопсид-кварцевый	Нет	Не опр.	99,32	-
2	Р.Талая	То же	"	-	99,14	-
544	Саржаковское месторождение	Карбонатный	0,66	-	99,29	80,5
521	Там же	Кремнисто-карбонатный	1,46	-	100,15	66
58-14	Тамальское месторождение, скв. 58	Карбонатно-сланцисто-кремнистый	1,09	-	100,67	31
68-10	Там же, скв. 68	То же	1,24	-	100,75	50
58-48	" скв. 58	Карбонатный	0,85	-	100,56	50
58-30	" "	Мономинеральный	Нет	-	102,48	76,5
701 а	Талановское фосфоритопрооявление	Карбонатный	1,46	-	100,51	58,6
700	Там же	Карбонатно-кремнистый	0,83	-	100,34	43
615	Боградское фосфоритопрооявление	Кремнистый	0,12	-	100,39	57
610	Там же	Карбонатно-кремнистый	0,47	-	99,80	58
218	Саягиленское фосфоритопрооявление	Графитовый	-	-	98,52	50
10	Там же	Кремнисто-хлоритовый	0,36	Не опр.	100,7	44
34	"	"	4,57	-	99,53	47,5
393	Белкинское месторождение, скв. 60	Карбонатный	-	23,47	98,99	45
443	Мрасское месторождение	"	0,90	-	100,43	21
101 е ^{**}	Большесуетинское проявление	"	-	-	99,33	52
101 х ^{**}	Кызылское проявление	"	-	1,47	98,87	71
401 ^{**}	Там же	"	-	-	92,31	40

Анализы выполнены в химической лаборатории ЛОПИ.

* По данным Г.А.Сидугас и др.

** По данным И.И.Афонина.

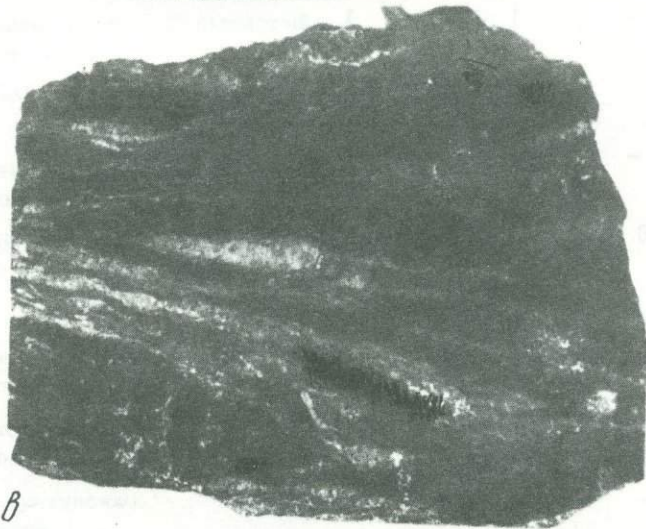
До-по-мит	Каль-цит	Хлорит	Слюда	Пирит	Гидро-ок. Fe	Графит	Тремо-лит	Прочие
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	0	-	-	-	4	-	-	1,5
12	12	-	-	-	-	-	-	2
-	10	-	10	0,5	3	1	10	2
9	-	-	12	0,5	2	2,5	-	-
-	25	-	-	-	2	1	18	2
4,5	3	-	-	-	-	1,65	-	2
37	5	-	-	-	-	-	-	-
-	14	-	-	-	-	-	-	2
2,5	2	-	4	-	1	-	-	0,5
2	7	-	2	-	1,5	-	-	0,5
-	4	-	6	-	1	34	-	2
-	4	6	-	-	-	35	-	1
-	-	31	-	-	3	10	-	-
-	9	-	-	-	-	-	-	-
34	44	-	-	-	-	-	-	1
-	46	-	-	-	-	-	-	-
14	14	-	-	-	-	-	-	-
4,5	37,5	-	-	-	-	-	-	3



a



б



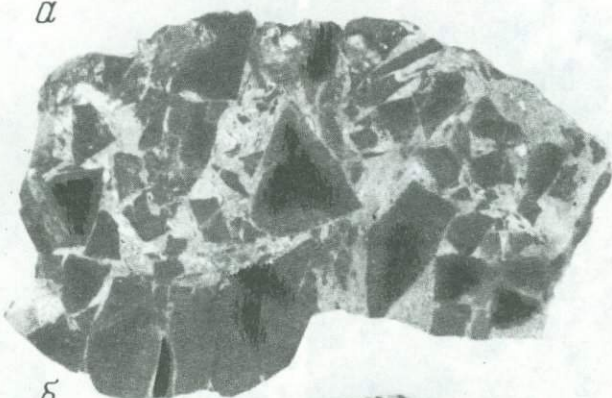
в

Таблица I

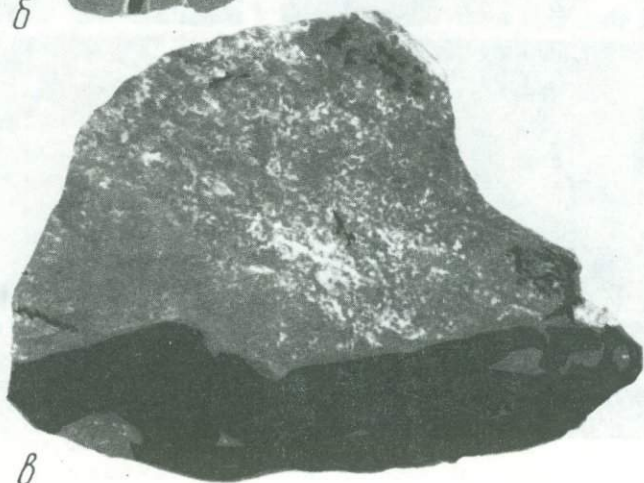
a - тонкослоистый кремнистый фосфорит (Боградское фосфоритопоявление);
б - линзослоистый кремнисто-карбонатный фосфорит (Тамалыкское месторождение);
в - слоистый кремнисто-карбонатный фосфорит (Тамалыкское месторождение)



а



б



в

Таблица II

- а - кремнисто-карбонатная брекчия (Боградское фосфоритопоявление);
б - слоистый кремнисто-карбонатный фосфорит (Тамалыкское месторождение);
в - контакт светло-серого и черного переотложенного фосфорита (Талановское фосфоритопоявление)

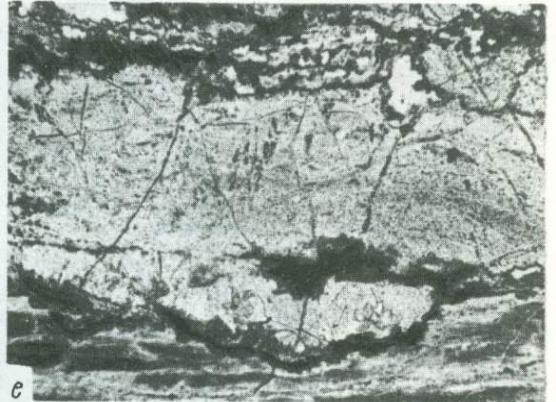
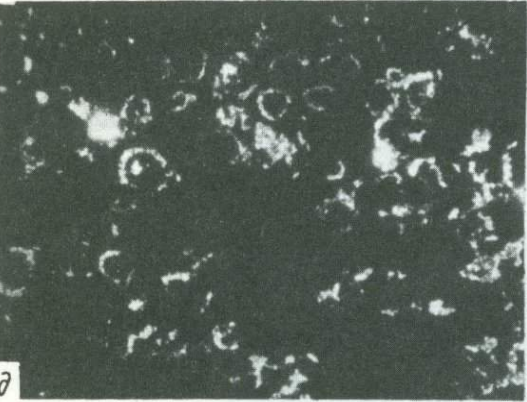
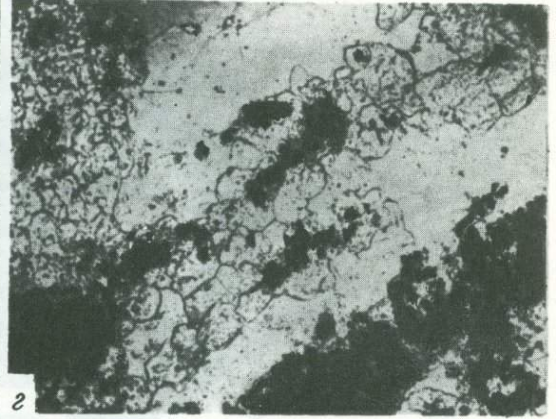
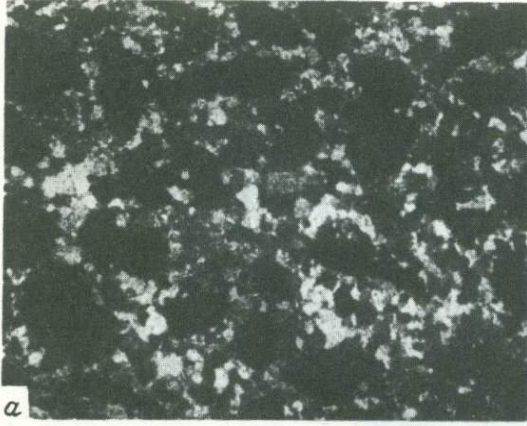


Таблица III

а - фосфатные обломки в переотложенном фосфорите (Талановское фосфоритопоявление); б - фосфатные выделения в фосфорите (Тамалыкское месторождение); в - оолитоподобные фосфатные выделения (Сангиленское фосфоритопоявление); г - скрытокристаллическая структура фосфата в кремнистом фосфорите (Боградское проявление); д - прожилки хлорита в графитовом фосфорите (Сангиленское проявление); е - зерна апатита (Сангиленское проявление)

По данным Н.А.Красильниковой (Красильникова и др., 1968), в Сибири, в частности в Алтае-Саянской области, в рифее - нижнем кембрии широко развиты вулканогенно-осадочные отложения (манжерокская свита на Алтае, кондомская свита в Горной Шории и Кузнецком Алатау, колпинская свита в Восточном Саяне). Фосфориты в них встречаются очень редко, хотя в эффузивных породах основного состава содержание P_2O_5 часто повышено. Отмечающиеся в вулканогенно-осадочных толщах находки фосфоритов не имеют практического значения, и, по мнению Н.А.Красильниковой (Красильникова и др., 1968), "вряд ли можно ожидать концентрации фосфора в условиях накопления этих мощных толщ при кислой среде, сопутствующей вулканическим излияниям" (стр. 115).

На основании рассмотренных выше закономерностей можно выделить следующие основные литологические поисковые критерии:

а) генетическую связь наиболее крупных фосфоритовых месторождений с карбонатным, кремнисто-карбонатным (Каратауский тип) и терригенно (сланцево)-кремнисто-карбонатным типами фосфоритоносных отложений;

б) приуроченность месторождений фосфоритов к протяженным (сотни километров) площадям развития фосфоритоносных отложений;

в) определенное стратиграфическое положение, выдержанность и значительная протяженность кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых пород в фосфоритоносных типах отложений;

г) приуроченность залежей фосфоритов к интервалам перехода от глинистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев к карбонатам или карбонатных пород к сланцам в кремнисто-карбонатном и терригенно-кремнисто-карбонатном типах фосфоритоносных отложений;

д) приуроченность крупных залежей фосфоритов к основанию хомогенного (карбонатного) комплекса пород, сменившего терригенный, или к перерывам внутри монотонной толщи, выраженным горизонтами карбонатных брекчий или глинистых сланцев в основании фосфоритоносной пачки, в карбонатном типе отложений;

е) развитие фосфоритов в интервалах смешанного состава карбонатов (кальцит, доломит) в разрезе карбонатного типа осадков;

ж) образование залежей фосфоритов в преимущественно известняковых толщах разреза;

з) отсутствие крупных залежей фосфоритов в выдержанных исключительно доломитовых толщах;

и) наличие мелких тел низкокачественных фосфоритов с карбонатно-сланцевым комплексом в разрезах с резко преимущественным развитием глинистых сланцев над карбонатными породами;

к) образование низкокачественных фосфоритов при резкой фашиальной изменчивости пород в пределах фосфоритоносной пачки;

л) обогащенность в ряде случаев фосфоритоносных отложений углеродом (графитом, углистым веществом);

м) присутствие в разрезе карбонатных отложений марганцевистых образований;

н) развитие осадочно-метаморфических пород с комплексом минералов, свойственных метаморфогенным фосфоритоносным отложениям;

о) развитие вторичных фосфоритов.

4. Геохимические закономерности. В последнее время вышел ряд работ (Смилкстын, 1968; Блисковский, 1969; Чайкина, Никольская, 1970), в которых рассматриваются закономерности распределения элементов-примесей в древних фосфоритах Сибири. При этом отмечаются противоречивость и субъективность в оценке полученных фактических материалов и их интерпретации. Все это, по-видимому, связано с малым количеством надежных и достаточно точных данных, которые позволили бы выявить действительные закономерности в распространении элементов-примесей в фосфоритоносных отложениях.

По данным В.З.Бликовского (1969), отмечается следующая связь элементов-примесей с фосфоритами.

Наиболее заметные концентрации урана наблюдаются в фосфоритах кор выветривания: тем большие, чем мощнее выветрелая зона. Некоторые первично-осадочные фосфориты, не подвергшиеся выветриванию, не обнаруживают заметных аномалий урана (Сангиленское фосфоритопоявление).

Редкие земли полностью связаны с фосфатом, и обычно наиболее богатые фосфориты содержат, как правило, больше редких земель; но прямой пропорциональности между содержанием фосфора и редких земель не отмечается. При выветривании фосфоритов абсолютное количество редких земель меняется.

Стронций присутствует в первично-осадочных фосфоритах в виде изоморфной примеси в фосфате кальция; при этом существует прямая пропорциональная зависимость между содержаниями стронция фосфора. В эпигенетических фосфоритах стронция содержится значительно меньше и не устанавливается пропорциональной зависимости между Sr и P_2O_5 .

Мышьяк содержится в фосфоритах в количествах, близких к кларковому, и отсутствует какая-либо связь между фосфорным ангидридом и мышьяком. Наблюдаются аномально повышенные (до 10 кларков и более) концентрации мышьяка в фосфоритах, обусловленные совмещением фосфатной фации с углисто-сланцевой, для которой характерны высокие содержания мышьяка, а также с высокой железистостью (15-20% и более) фосфоритов.

Первично-осадочные фосфориты имеют нижекларковые содержания меди и цинка. Повышенные содержания этих элементов отмечаются в фосфоритах, ассоциирующих с углистыми сланцами (Тамалыкское и Сейбинское месторождения), а также в фосфоритах кор выветривания (Сейбинское, Сарминское и др.). М.В.Чайкина и Ю.П.Никольская (1970) отмечают повышенные содержания меди и цинка в кремнистых фосфоритах приповерхностной зоны Тамалыкского месторождения.

Свинец в фосфоритах содержится в пределах кларка, и не наблюдается заметного увеличения свинца при выветривании фосфоритов.

Молибден, хром и ванадий не дают устойчиво повышенных концентраций в фосфоритах. Более высокие содержания молибдена наблюдаются в фосфоритах, обогащенных сульфидами или гидроксидами железа. Ванадий резко обогащает бедные фосфориты и вмещающие их породы, но рассеивается в высококачественных фосфатных рудах. Ваннадиеносные породы могут указывать на близкое по площади и разрезу залегание фосфоритов. И.С.Боровская отмечает вышекларковые содержания ванадия и молибдена в кремнисто-графитовых фосфоритах Сангиленского проявления.

Никель и кобальт содержатся в фосфоритах в нижекларковых количествах, но в высокожелезистых фосфоритах наблюдается увеличение кобальта до кларкового и даже вышекларкового уровня. Ю.П.Никольская и М.В.Чайкина приводят данные о повышенной содержании (по сравнению с кларком) кадмия и серебра в кремнистых фосфоритах Тамалыка и Богграда. Вышекларковые содержания бария и бериллия отмечает И.С.Боровская для сангиленских кремнисто-графитовых фосфоритов.

Анализ характера распределения и особенностей поведения элементов-примесей в фосфоритах привел В.З.Блисковского к выводу о сравнительно низких содержаниях в фосфоритах большинства редких элементов. Вслед за В.Н.Холодовым В.З.Блисковский считает, что геохимические особенности распределения микропримесей с генетическим типом фосфатных пород связываются лишь в единичных случаях. Однако приведенные в его работах фактические данные находятся в некотором противоречии с таким выводом. Поскольку фосфориты являются такими образованиями, в составе которых заметную роль, кроме фосфата, играют другие компоненты (карбонатное, кремнистое, глинистое вещество и т.д.), то в зависимости от наличия тех или иных нефосфатных компонентов будут меняться состав и содержание ряда элементов-примесей в фосфоритах.

Это подтверждают исследования М.В.Чайкиной и Ю.П.Никольской (1970), которые отмечают, что в кремнистых фосфоритах Тамалыкского месторождения серебро, медь, молибден, никель ассоциируют с минералами окислов алюминия и железа, а также с глинистой и кремнистой составляющей этих фосфоритов.

И.С.Боровская указывает на определенную связь редких элементов с разными типами пород фосфоритоносных отложений Сангилена. Например, иттрий ассоциирует только с фосфоритами, галлий, хром, титан, ванадий, барий тяготеют к бесфосфатным сланцам; для карбонатных пород и фосфоритов характерно присутствие вышекларковых содержаний бария и стронция.

Очень важным фактором при распределении различных (больших, малых и редких) элементов в фосфоритах является специфичность палеогеографических условий фосфатонакопления и формирования фосфоритных месторождений того или иного фосфоритоносного района. Так, геосинклинальные фосфориты Каратау и Саяно-Алтайской склад-

чатой области, карбонатно-кремнистые и кремнистые фосфориты Саяно-Алтайской области, с одной стороны, и карбонатные, с другой, заметно различаются по содержанию ряда редких элементов (Блисковский, 1969).

Что касается попыток исследователей (Смилкстын, 1968; Блисковский, 1969) привлечь элементы-примеси в фосфоритах для решения спорных генетических вопросов фосфоритообразования (наличие или отсутствие связи фосфатонакопления с вулканизмом и др.), то, по-видимому, имеющиеся фактические материалы по распределению элементов-примесей в фосфоритоносных отложениях Сибири не дают однозначного ответа на такие вопросы. Необходимо дальнейшее накопление фактических данных.

Приведенный краткий обзор геохимических закономерностей в фосфоритоносных отложениях Сибири, часто носящих эмпирический характер, позволяет наметить вытекающие из этих закономерностей некоторые поисковые критерии:

- а) наличие фосфатных пород в разрезе карбонатных, кремнисто-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных отложений;
- б) вторичные ореолы рассеяния фосфора;
- в) часто отмечающаяся связь урана с фосфоритами, особенно вторичными корами выветривания (Белкинское и Телекское месторождения);
- г) наличие марганцевого оруденения, указывающего на близкое расположение фосфоритоносных фаций;
- д) присутствие в разрезе древних осадочных толщ ванадиеносных сланцев, являющихся одним из признаков возможной фосфоритоносности района.

Исходя из выявленных закономерностей древних фосфоритоносных отложений складчатых сооружений Сибири, рассматриваемых в настоящей работе, мы считаем наиболее перспективными в отношении поисков фосфоритов и осадочно-метаморфических апатитовых руд: 1) комплекс верхнеархейских - нижнепротерозойских осадочно-метаморфических гнейсово-карбонатных образований слюдянского типа; 2) преимущественно карбонатный комплекс отложений нижнего протерозоя (урманская, дербинская свита и их аналоги) Восточного Саяна; 3) терригенно-кремнисто-карбонатный (тамалыкский) тип фосфоритоносных отложений рифея - нижнего кембрия; 4) карбонатный (белкинский, саржаковский, кабырзинский или хубсугульский) тип фосфоритоносных отложений рифея - нижнего кембрия, приуроченных к перерывам в осадконакоплении или смене терригенных пород хомогенными (карбонатными).

Литература

- Архангельский А.Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. - В кн. "Фосфориты СССР". Л., изд-во Геолкома, 1927.
- Блисковский В.З. Геохимия и особенности концентрации элементов-примесей в фосфоритах. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Бровков Г.Н. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Изд-во "Наука", 1966.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во "Недра", 1965.
- Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М. Фосфоритные руды главнейших месторождений Каратау. - Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1968.
- Казаков А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. - Труды НИУИФ, 1937, вып. 142.
- Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений, - Труды НИУИФ, 1939, вып. 145.
- Красильникова Н.А. Фосфориты Сибири - закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
- Красильникова Н.А. и др. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. - Труды ГИГХС, 1968, вып. 12.
- Михайлов А.С. Литологические и физико-химические исследования процессов образования фосфатных и карбонатных осадков. Автореф. докт. дисс. М., 1970.

- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. 1, 2. Гостоптехиздат, 1940.
- Самойлов Я.В. К минералогии фосфоритовых месторождений. - Труды Комиссии по иссл. фосфоритных месторожд., т. 3, 4, 6,7, 1911, 1912, 1914, 1915.
- Самойлов Я.В., Архангельский А.Д. Фосфориты. Очерк о фосфоритных месторождениях России. - Естественно-произв. силы России, 1920, IV.
- Самойлов Я.В. Краткий очерк важнейших фосфоритовых районов России. - В сб. "Фосфориты как непосредственное удобрение" (Труды НИУИФ, 1924, вып. 12).
- Сивов А.В. Геология Узасско-Пызасского района Горной Шории. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969.
- Смирнов А.И. Генетическое значение различных изоморфных замещений в фосфатных минералах фосфоритов. - В кн. " Физические методы исследования минералов осадочных пород Изд-во "Наука", 1966.
- Смилкстын А.О. Фосфоритоносные формации складчатых областей юга Сибири. - Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 69.
- Сухарина А.Н. и др. Верхнепротерозойские - нижнекембрийские фосфатноносные формации горной части Западной Сибири. - Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 69.
- Чайкина М.В., Никольская Ю.П. Распределение элементов-примесей в сибирских фосфоритах. - Геол. и геофиз., 1970, № 2.
- Шатский Н.С. Фосфоритосные формации и классификация фосфоритовых залежей (Сов. по осадочным породам), т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Юдин Н.И. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной Тувы. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Юдин Н.И. Достижения в области геологии фосфоритов за 50 лет Советской власти. - Сов. геология, 1967, № 9.
- Юдин Н.И., Гуревич Б.Г., Красильникова Н.А., Смилкстын А.О., Егорова О.П. Литология фосфоритосных отложений Сибири. - В кн. " Состояние и задачи советской литологии", т. 3. Изд-во "Наука", 1970.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатоносность юга Восточной Сибири. Изд-во "Наука", 1970.

О ПОЛОЖЕНИИ ФОСФОРИТОВОЙ СЕРИИ В РАЗРЕЗЕ СЕНОМАНСКОГО ЯРУСА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Как известно, в вопросе о положении фосфоритовой серии в разрезе фосфоритоносных отложений нет пока единого мнения (Бушинский, 1963; Гиммельфарб, 1965; Казаков, 1939). Согласно существующим взглядам, фосфоритовые слои занимают нижнюю или верхнюю часть колонки. В этом отношении значительный интерес представляют разрезы сеноманских фосфоритоносных отложений Воронежской антеклизы, так как на их примере видна ритмичность осадков и связь с нею фосфоритовых горизонтов (см. рисунок).

Проанализируем с этой точки зрения разрез сеномана дер. Зорино (15 км южнее Курска). Как видно на рисунке, в составе разреза можно выделить четыре ритма (а): первый, объединяющий слои 1-4, второй, объединяющий слои 5-7, третий, объединяющий слои 8-12; четвертый, объединяющий слои 13-15.

Нижние члены этих ритмов включают среднезернистый песок с гравием фосфорита I ритм, слои 1,2), галечник фосфорита (II ритм, слой 5) и комбинацию галечника с гравием (III-IV ритмы, слои 8,9,13).

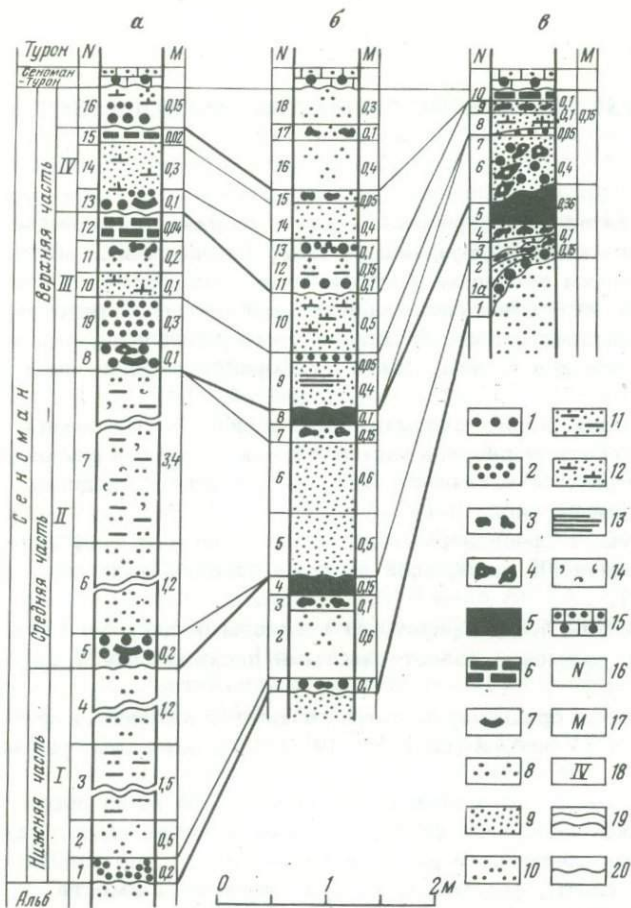
Средние члены ритмов представлены тонкозернистыми глинистыми песками (I-II ритмы, слои 3, 4 и 7), а для верхних ритмов - известковистыми песками (III-IV ритмы, слой 10,14).

Верхние члены ритмов представлены среднезернистыми песками с желваками фосфорита и фосфоритовой плитой для III и IV ритмов (слои 11, 12, 15); в остальных ритмах они выпадают.

Однако, если судить по составу слоя 5, то можно предполагать, что выше предшествовавшего ему слоя 4 отлагались конкреции фосфорита, претерпевшие затем окатывание и зафиксированные в начале следующего ритма в виде галек, и, по-видимому, тонкие слои типа фосфоритовой плиты, фрагменты которой встречены вместе с гальками в виде плиточек размером 3x4 см и толщиной 0,3 см. Характерно, что края плиточек загнуты подобно полигональным структурам усыхания ила. Как гальки, так и поверхность плиточек (в том числе и их несколько закругленные торцы) покрыты черной блестящей корочкой - "поливой", подобно широко известной поливе, описанной Г.И.Бушинским на поверхности фосфоритовой плиты. Это указывает на стадию обмеления бассейна в конце нижнего ритма. Отсутствие более грубого песка в конце ритма, который свидетельствовал бы об условиях обмеления, по-видимому, следует объяснить значительно возросшей активностью гидродинамического режима бассейна (благодаря чему песок полностью выносился за пределы участка).

Все сказанное о характере грубообломочных пород нижнего ритма можно отнести и к верхним членам II и III ритмов, где в составе вышележащего галечника (слой 8 и 13) отмечаются такие же плиточки - фрагменты размытой плиты. Такое заключение подтверждается присутствием плиты (слой 12) в верхней части III ритма (по-видимому, размыву подверглись только верхние наложения плиты.). Кроме этого, полное тождество состава гравия фосфорита (IV ритм, слой 13) и нижележащей плиты (известковистый пелитоморфный фосфорит белесо-серого цвета с редкими зернышками кварца среднего размера), а также гравия слоя 16 и плиты (черный однородный пелитоморфный фосфорит) однозначно указывают на существование размывов в эти отрезки времени. Отметим, что размывание верхних частей ритмов представляет собой довольно распространенное явление, на которое неоднократно указывал Г.И.Бушинский, объясняя выпадение верхних (регрессивных) частей фосфоритоносного ритма.

Если в разрезе дер. Зорино в связи с выпадением верхних частей I и II ритмов можно только предполагать, что плитообразование имело место, то в условиях более пологого склона, в районе дер. Лазица (на севере Брянской области, см рисунок, б) в конце I ритма появляются горизонт желвакового фосфорита (слой 3) и плита (слой 4). Вместе с этим состав осадка в конце нижнего ритма становится значительно грубее (крупно- и среднезернистая фракции составляют до 55% осадка). Характерно, что конкреции состоят из крупнозернистого хорошо отсортированного песка. В этой связи отметим, что Г.И.Бушинский (1954) указывал на присутствие таких желваков фосфо-



Разрезы фосфоритонесных отложений сеноманского яруса

а - дер.Зорино; б - дер. Лазитца; в - Шигровско-Трухачевская группа месторождений; 1 - гальки фосфорита; 2 - гравий фосфорита; 3 - конкреции фосфорита; 4 - окатанные конкреции фосфорита; 5 - фосфоритовая плита; 6 - известковистая фосфоритовая плита; 7 - тонкие плиточки (фрагменты фосфоритовых слоев); 8 - песок среднезернистый; 9 - песок мелкозернистый; 10 - песок тонкозернистый; 11 - глинистый песок; 12 - известковистый песок; 13 - глина; 14 - слюдистость; 15 - песчаный мел с гальками фосфорита (сурка); 16 - номер слоя; 17 - мощность слоя (в м); 18 - номер ритма; 19 - изъятый интервал разреза; 20 - границы ритмов

рита крупнозернистого сложения, относимых им к сеноману, но встречающихся среди галек переотложенного фосфорита альбского возраста в составе нижнего фосфоритового горизонта.

Наиболее отчетливо полный ритм фосфоритонесных осадков можно проиллюстрировать на примере разреза Шигровского месторождения (см. рисунок, в). В основании его лежат галечник (слой I) и перекрывающие его желваки фосфорита (слой 2), которые можно отнести к трансгрессивной части ритма. В средней части - глинистые пески более тонкого состава, свидетельствующие об углублении моря (слой 3). В верхах ритма - подплитный желваковый слой, фосфоритовая плита и надплитный слой (с окатанными желваками и гальками). Указанная последовательность пород в верхней части ритма свидетельствует об обмелении моря. На это же указывает и наблюдающаяся шлифовка плиты.

Все это можно считать признаками временной регрессии моря.

Остановимся на присутствии в составе нижнего галечного горизонта Шигровского месторождения желваков фосфорита. По мере углубления бассейна происходит расщепление его на галечный (внизу) и желваковый слой (что отражено нами в данном ритме), затем появляется промежуточная пачка песка (слой 1а), разделяющая эти слои. В итоге к охарактеризованному нами ритму наращивается снизу новый ритм. По своему положению он отвечает I ритму лазитского и зоринского разрезов. Наличие гравия (в качестве маркирующего горизонта, слой 7) выше надплитного галечного слоя создает основу для надежного сопоставления со II ритмом. Заметим, что в 20-15 км восточнее Шигров И.К.Сысоев (1939) выделил вторую плиту (слой 10) с подплитным желваковым слоем (слой 9) и промежуточным горизонтом песка (слой 8), лежащего выше "курского саморода" (плиты) Шигровского месторождения. Это ука-

зывает на присутствие более высокого ритма, соответствующего III ритму зоринского разреза.

На основании изложенного представляется возможным высказать следующие суждения, касающиеся положения фосфоритоносной серии в разрезе сеноманского яруса Воронежской антеклизы.

1. Разрез фосфоритоносных отложений имеет ритмичное строение. Для более глубоких частей бассейна (в частности, имеется в виду область крутого склона шельфа в районе дер. Зорино) выделяются четыре ритма. Для пологой части шельфа характерно одноритмовое (Шигровское месторождение) и двухритмовое строение (Трухачевское месторождение). При этом намечается (в направлении зоринского разреза) появление рудиментарного первого ритма. Таким образом, имеет место размывание (или отсутствие накопления) осадков I и IV ритмов.

2. Фосфатизация в той или иной мере приурочена к верхним (регрессивным) частям ритмов. Однако для I ритма она чаще всего не характерна и отмечается как исключение лишь для отдельных разрезов (типа лазицкого) или в виде желваков фосфорита среди галек базального слоя (первый фосфоритовый горизонт, по Г.И.Бушинскому). Наибольшая фосфатизация приурочена ко II ритму (плита с подплитным и надплитным желваковыми слоями Шигровского, Слободско-Которецкого и других месторождений промышленной фосфоритоносной зоны), рассматриваемому как второй фосфоритовый горизонт. В меньшей мере, но нередко в промышленном масштабе фосфатизация приурочена к верхним (III и IV) ритмам. Чаще всего последние выступают слитно (третий фосфоритовый горизонт), а нередко и в комплексе, нарастая снизу вторым фосфоритовым горизонтом II ритма), что широко распространено для месторождений Калужской и Орловской областей.

3. В связи с тем что наибольшая мощность (до 5-15 м) отмечается для нижних, I и II ритмов, а минимальная (до 1,5-1 и 0,5 м) - для III и IV, фосфоритовая серия смещается в верхнюю часть сеноманского разреза, представляя порой плиту или комплекс плит и желваковых слоев, залегающих непосредственно под мелом турона (Слободско-Которецкое, Дмитриевское и другие месторождения). Обычно это бывает связано с усиленным поступлением терригенного материала в начальные этапы осадконакопления. В таком случае особенно резко выступает положение фосфоритовой серии с позиции Г.И.Бушинского.

4. В связи с одно- и двухритмовым строением разреза, распространенного чаще всего на приподнятых участках рельефа, становится понятной точка зрения Б.М.Гиммельфарба о приуроченности фосфоритов платформенных областей непосредственно к нижней части разреза (первый тип по его классификации) или отделенных от основания небольшим интервалом безрудных песков (подтипы 1а и 1б). Такое положение Б.М.Гиммельфарб (1965) объясняет подобно нам тем, что "между периодом образования подстилающих фосфорит отложений и самих фосфоритов проходит длительный промежуток времени, совершенно не выраженный осадками. Это происходит вследствие следующих причин: а) существовавшие здесь отложения впоследствии были уничтожены в момент абрашии моря; б) в период, отделяющий образование подстилающих пород от фосфоритов, морские осадки вообще не образовывались" (стр. 36).

5. В каждом конкретном случае правильно определить положение фосфоритовой серии в разрезе можно только с учетом палеотектонической и палеофациальной обстановок.

Л и т е р а т у р а

- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН СССР, 1954.
- Бушинский Г.И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. - В сб. "Дельтовые и мелководно-морские отложения". Изд-во АН СССР, 1963.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во "Недра", 1965.
- Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. - Труды НИУИФ, 1939, вып. 145.
- Сысоев И.К. Фосфориты района Курск - Воронеж. - Изв. Воронежск. гос. пединститута, 1939, 5, вып. 1.

ТИПЫ РУД ЕГОРЬЕВСКОГО ФОСФОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Егорьевское месторождение фосфоритов представляет одно из крупнейших баз Советского Союза по производству минерального удобрения – фосфоритной муки. Фосфоритная мука является наиболее дешевым видом удобрения; однако вследствие сравнительно низкого содержания в ней фосфора при повышенном количестве окислов железа, алюминия и углекислоты ее использование ограничено. В связи с этим в последние годы поставлена задача переработки фосфоритов Егорьевского месторождения для производства легко растворимых минеральных удобрений. Для этого используются фосфоритовые руды с небольшим содержанием вредных примесей (Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CO_2), выявление которых требует проведения детального изучения вещественного состава фосфоритов.

Проведенные детальные литологические, минералого-петрографические и химические исследования фосфоритов Егорьевского месторождения (Степанова, 1970) позволили нам выделить фосфоритовые руды, пригодные для переработки в легко растворимое минеральное удобрение.

В статье приводятся химический состав выделенных типов руд, распределение на территории месторождения и условия их образования.

Краткая геологическая характеристика месторождения

Территория Егорьевского фосфоритового месторождения приурочена к Подмосквонной зоне поднятий, осложняющей юго-восточный борт Московской синеклизы. В этой зоне выделяется ряд структур более мелких порядков: Осташевское, Березовское, Климовское, Егорьевско-Бережковское поднятие и Нетынский, Захаровский прогибы (Махлина, 1967).

В геологическом строении Егорьевского фосфоритового месторождения участвуют породы каменноугольного, юрского, мелового, третичного и четвертичного возрастов, которые в основном имеют близкое к горизонтальному залегание (Уфлянд, 1959).

Фосфоритность Егорьевского месторождения приурочена к волжским отложениям верхней юры и к берриасским нижнего мела.

Отложения волжского яруса с размывом залегают на глинисто-песчаных породах келловеев, оксфорда и киммериджа. По последней уточненной стратиграфической схеме (Сазонова, Сазонов, 1967), волжский ярус представлен на территории месторождения средним и верхним подъярусами, в которых выделяются пять фаунистически охарактеризованных зон.

Средний подъярус включает зоны *Dorsoplanites panderi*, *Virgatites virgatus* и *Eprivirgatites nikitini*. В верхнем подъярусе выделены зоны *Kaschpurites fulgens* и *Craspedites subditus*.

Берриасский ярус подразделяется на две зоны: нижнюю – зона *Riasanites rjasanensis* и верхнюю – *Surites trikwinianus*.

Продуктивная фосфоритовая толща Егорьевского месторождения представлена двумя фосфоритовыми горизонтами – нижним и верхним, разделенными толщей кварц-глауконитовых песков.

Нижний продуктивный горизонт в разрезе волжских отложений выделяется как средневолжский фосфоритовый горизонт. Это плотная конгломератовидная порода, состоящая из конкреций фосфоритов и ядер фосфатизированных аммонитов, залегающих в глинистом фосфатизированном кварц-глауконитовом песке. Конкреции и фосфатизированные ядра аммонитов имеют хорошо отполированную гляцевую поверхность и являются перееотложенными из нижележащих келловей-оксфордских глинистых толщ. Среди перееотложенных конкреций нами выделены: глинистый монофосфатный, алевритовый кварц-глауконитовый и песчаный (мелкозернистый) кварц-глауконитовый типы; реже встречаются конкреции с шероховатой поверхностью – песчаные (мелкозернистые) глауконит-кварцевые состава, образованные в волжское время. Размер конкреций фосфоритов колеблется от 0,2 до 7 см, реже они достигают 15 см и более. Форма их – от округ-

лой до округло-вытянутой. Содержание конкреций фосфоритов в горизонте достигает 40-70% от породы в целом.

Кварц-глауконитовые пески, разделяющие нижний и верхний фосфоритовые горизонты, мелкозернистые, темно-зеленого цвета с коричневым оттенком. Нижняя часть их более глинистая. В них наблюдаются довольно плотные конкреции фосфоритов размером до 1,5-2 см в поперечнике. Мощность толщи колеблется от 1,5 до 5 м.

Верхний продуктивный горизонт на площади месторождения выделяется как объединенный рязано-верхневолжский фосфоритовый горизонт и состоит из двух частей: его нижняя часть (верхневолжский горизонт) относится к верхней части волжского яруса верхней юры, верхняя - к рязанскому горизонту берриасского яруса нижнего мела.

Нижняя часть этого горизонта представлена фосфатизированной глинисто-песчаной породой зеленовато-бурого цвета, в которой залегают песчаные конкреции фосфоритов с шероховатой поверхностью, размером 2-5 см и более. Нижняя часть толщи имеет конкреционный характер, верхняя - конкреционно-плитный и конкреционный. Фосфоритовый горизонт обогащен большим количеством ядер фосфатизированной фауны.

Рязанский фосфоритовый горизонт (верхняя часть объединенного горизонта) представляет плотную породу, состоящую из конкреций фосфоритов глинисто-песчаного кварц-глауконит-железисто-олитового типа и большого количества ядер фосфатизированной фауны. Вмещающими конкрециями фосфоритов и ядер фауны являются ожелезненные глинисто-песчаные породы.

Данный горизонт резко выделяется в разрезе продуктивной толщи большим содержанием в породе железистых оолитов. Конкреции фосфоритов имеют округлую, чаще неправильную округлую форму. Поверхность их шероховатая, размер конкреций колеблется от 2 до 5-7 см. Содержание конкреций по слою колеблется от 30 до 60% от общего объема слоя. Фосфоритовый горизонт имеет четко выраженную конкреционную и конкреционно-плитную текстуру.

В результате изучения литологического состава пород продуктивной толщи, а также работ Н.Т.Зонова (1937, 1938), И.И.Уфлянд, Л.Г.Трухачевой (1959) и работ сотрудников геологического управления центральных районов выявляется, что наиболее широко по площади месторождения распространены фосфориты средневолжского горизонта (нижняя часть продуктивной толщи) и толща кварц-глауконитовых песков. Подтверждается заомерное увеличение мощности продуктивной толщи по площади месторождения в северо-и северо-западном направлении от 2 до 8 м и более.

Увеличение мощности продуктивной толщи связано в основном с увеличением мощности кварц-глауконитовых песков: с их нижней, более глинистой частью.

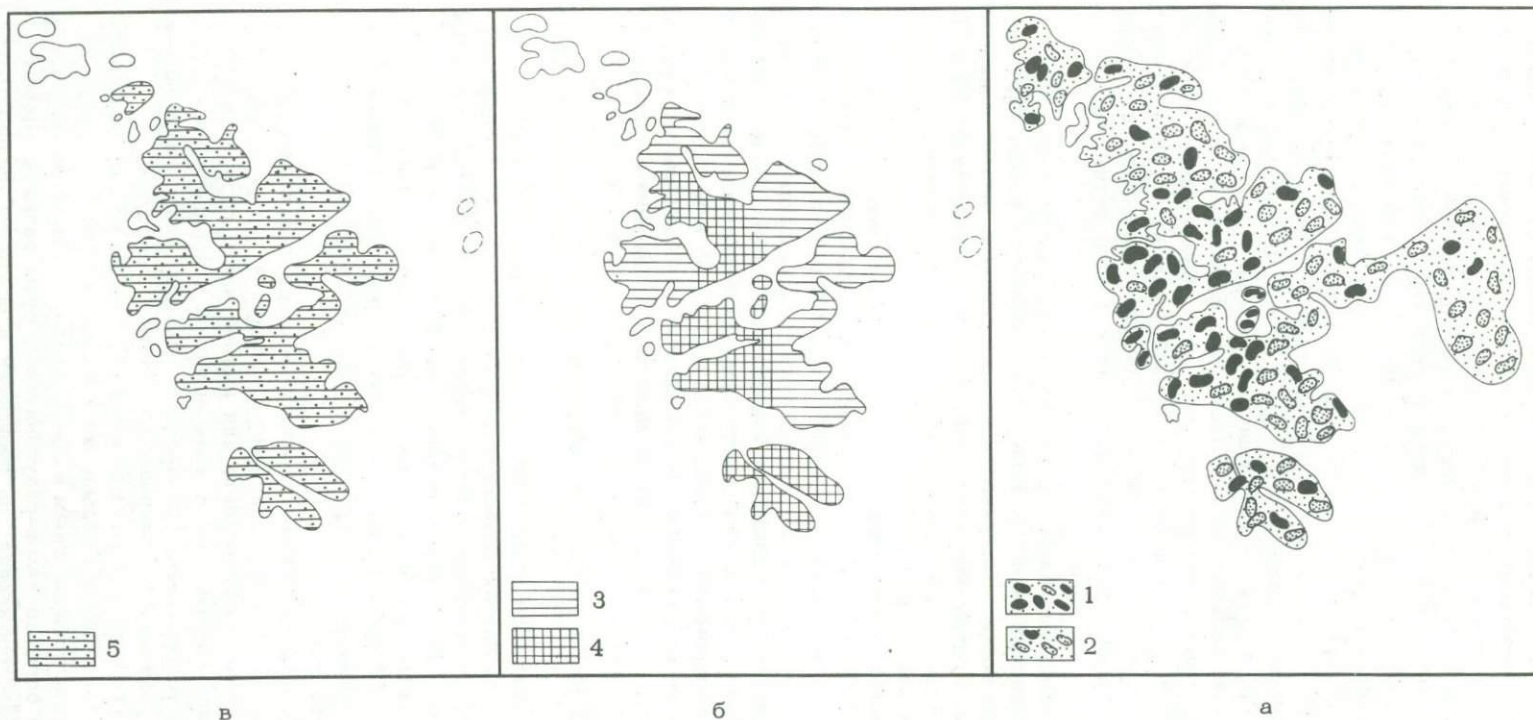
Типы фосфоритовых руд и условия их образования

Проведенные литологические, минералого-петрографические и химические исследования фосфоритов месторождения позволили выделить четыре типа фосфоритовых руд. К фосфоритовым рудам на территории Егорьевского месторождения относятся породы, слагающие фосфоритовые горизонты с содержанием P_2O_5 не ниже 5%.

В основу классификации руд были положены два признака: минеральный состав выделенных типов конкреций фосфоритов, слагающих фосфоритовые горизонты, и текстуры пород. По этим признакам в продуктивной толще исследуемого месторождения выделены следующие типы руд:

- а) в средневолжском продуктивном горизонте - кварц-глауконитовый и глауконит-кварцевый с характерными для них конгломератовидной и конкреционной текстурами;
- б) в рязано-верхневолжском горизонте для нижней части горизонта (верхневолжского) - кварц-глауконит-сидеритовый с конкреционной и конкреционно-плитной текстурами. Для верхней части горизонта (рязанского) выделен кварц-глауконит-железисто-оолитовый тип с конкреционной и конкреционно-плитной текстурой.

Кварц-глауконитовые и глауконит-кварцевые руды средневолжского горизонта широко развиты на площади Егорьевского месторождения (см. рисунок). Они встречаются совместно и представлены слоем в 25-35 см, хорошо выдержанным по площади месторождения. Наиболее богатые кварц-глауконитовые руды развиты главным образом в центральной части месторождения; на периферии в основном распространены небогатые глауконит-кварцевые руды. Обычно в центральной части месторождения верхнюю часть слоя слагают глауконит-кварцевые руды, нижнюю - кварц-глауконитовые.



Схематическая карта распределения фосфоритовых руд на территории Егорьевского месторождения
 а - средневожский горизонт; б - верхневожский горизонт; в - рязанский горизонт; 1 - кварцево-глауконитовые руды; 2 - глауконито-кварцевые руды; 3-4 - кварцево-глауконитово-сидеритовые руды: 3-5% сидерита, 4 - 5-10% сидерита; 5 - кварцево-глауконитово-железисто-оолитовые руды

Высокое содержание P_2O_5 (до 14–18%) в кварц-глауколитовом типе руд связано в основном с большей концентрацией в их составе конкреций фосфоритов и ядер фосфатизированной фауны, переотложенных из нижележащих толщ келловей-оксфордского возраста, с содержанием P_2O_5 от 20 до 26%, и небольшого количества конкреций глауколит-кварцевого состава, образованных в волжское время, с содержанием P_2O_5 от 17 до 19%. Роль последних возрастает в рудах периферийных участков, за счет чего наблюдается снижение содержания P_2O_5 в руде до 10–12%. Для руд, развитых в центральной части месторождения, характерна в основном конгломератовидная текстура, в периферийной – конкреционная и конкреционно-плитная.

Кварц-глауколитовые руды характеризуются следующим средним химическим составом: $P_2O_5 = 14\text{--}18\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{общ}} = 6,95\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{раств}} = 2,8\%$; $Al_2O_3 = 4,7\%$; $CO_2 = 3,8\%$; $SiO_{2\text{общ}} = 33\%$; $SiO_{2\text{кв}} = 13,5\%$. Содержание P_2O_5 в концентрате (класс + 0,5 мм) данного типа руд больше 23%. Нерастворимый остаток составляет 32,6%.

Глауколит-кварцевые руды содержат в среднем: $P_2O_5 = 12,3\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{общ}} = 6,8\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{раств}} = 1,5\%$; $Al_2O_3 = 4,8\%$; $CO_2 = 2,8\%$; $SiO_{2\text{общ}} = 40,5\%$;

$SiO_{2\text{кв}} = 21\%$. Содержание P_2O_5 в концентрате (класс + 0,5 мм) данного типа руд равно 22%. Нерастворимый минеральный остаток достигает 39%.

Кварц-глауколит-сидеритовые руды (верхневолжский горизонт, рис. 1,б). Несмотря на небольшое содержание и неравномерное распределение сидерита в фосфоритах Егорьевского месторождения, по данным минералого-петрографических и химических исследований выявляются участки фосфоритов с его повышенным содержанием. Руды с повышенной концентрацией сидерита (10%) протягиваются в виде неширокой полосы с северо-запада на юго-восток по площади месторождения, огибая Воскресенский и Лопатинский (центральные) участки. В центральной части данной полосы фосфоритовые руды содержат сидерита несколько меньше (до 10%), но больше, чем фосфоритовые руды периферийной части месторождения (5%).

Средний химический состав кварц-глауколит-сидеритовых руд центральной части месторождения следующий: $P_2O_5 = 16,3\%$; $MgO = 0,54\%$; $Al_2O_3 = 4,4\%$; $Fe_2O_3 + Fe_{\text{общ}} = 8\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{раств}} = 4,0\%$; $CO_2 = 8,5\%$; $SiO_{2\text{общ}} = 28\%$; $SiO_{2\text{кв}} = 10,5\%$.

Руды сложены конкрециями фосфоритов кварц-глауколит-сидеритового и кварц-глауколитового типов и ядрами фосфатизированной фауны.

Фосфоритовые руды центральной части месторождения являются наиболее продуктивными и имеют конкреционно-плитную текстуру. Мощность верхневолжского фосфоритового горизонта, сложенного кварц-глауколит-сидеритовыми рудами, в центральной части месторождения колеблется от 1 до 1,6 м, на периферии – от 0,5 до 0,8 м. Для руд периферийной части месторождения в основном характерна конкреционная, реже конкреционно-плитная текстура.

Кварц-глауколит-железисто-оолитовые руды (рязанский горизонт, рис 1,в) на территории Егорьевского фосфоритового месторождения пользуются небольшим распространением по сравнению с другими рудами. На значительной территории в краевых частях месторождения они размыты трансгрессиями мелового и послемелового возраста. Руды данного типа представлены кварц-глауколит-железисто-оолитовыми конкрециями фосфоритов и ядрами фосфатизированной фауны того же состава. Вмещающими их породами являются глинисто-песчаные фосфатизированные и значительно ожелезненные отложения.

Руды образуют слой мощностью 35–60 см. Для кварц-глауколит-железисто-оолитовых руд характерны конкреционная и конкреционно-плитная текстуры. Более высокая продуктивность, определяемая степенью концентрации фосфоритовых конкреций, и лучшее качество данных руд наблюдаются в центральной части месторождения. В направлении от центра к периферии мощность их уменьшается до 10–30 см, снижается продуктивность и содержание P_2O_5 до 10–12% и увеличивается содержание нерастворимого остатка.

Средний химический состав кварц-глауколит-железисто-оолитового типа руд для центральной части месторождения характеризуется следующими данными $P_2O_5 = 14,5\%$; $MgO = 0,54\%$; $Al_2O_3 = 6,4\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{общ}} = 15\%$; Fe_2O_3 $Fe_{\text{раств}} = 5,5\%$; $SiO_{2\text{общ}} = 23,8\%$; $SiO_{2\text{кв}} = 5,5\%$; $CO_2 = 3,5\%$;

Проведенные исследования позволяют отнести руды кварц-глаукоцитового и кварц-сидеритового типов центральной части Егорьевского месторождения по их качеству, выдержанности мощности продуктивного горизонта и химическому составу к богатым с содержанием в них P_2O_5 от 14 до 18% (в концентрате класса 0,5 мм и выше - 23%) при допустимом содержании вредных примесей. Кондициями допускается содержание в рудном концентрате (для фосфоритовой муки, класс + 0,5 мм) Fe_2O_3 -6,5%, CO_2 -5,0%. Содержание железа и углекислоты можно значительно снизить, применяя метод флотации и последующий термический обжиг с получением концентрата, содержащего P_2O_5 28%. По всем этим признакам богатые фосфоритовые руды центральной части месторождения несмотря на повышенное количество в них железа и углекислоты могут быть использованы для получения легко растворимого минерального удобрения. Кварц-глаукоцит-железисто-оолитовый тип руд из-за высокого содержания Fe_2O_3 не может быть рекомендован для переработки на легко растворимые минеральные удобрения.

Общая обстановка рудообразования в волжский век на территории Егорьевского месторождения складывалась следующим образом. К началу волжского века, по данным А.Д.Архангельского (1927), Н.М.Страхова (1960, 1962), И.Г.Сазонова и Н.Т.Сазоновой (1967) и других, произошли некоторые изменения в распределении суши и моря, однако общий структурный план был унаследован от позднекимериджского времени. В начале волжского века Среднерусское море соединилось через Печорский пролив с Северным морем, а через Припятский - с Польским. Образование ранневолжского морского бассейна совпадает с началом интенсивных колебательных движений на Русской платформе. Ввиду этого отдельные участки бассейна неоднократно на очень короткое время выступали из-под уровня моря в виде островов. Вследствие этих же причин гидродинамический режим бассейна был беспокойным, что приводило к размыву выступавших из-под уровня моря участков суши, сложенных келловей-кимериджскими глинисто-песчаными отложениями с включением конкреций фосфоритов и остатками фосфатизированной фауны.

Морскими течениями материал, содержащий конкреции фосфоритов и остатки фауны, переносился и концентрировался в наиболее благоприятных - пониженных участках морского дна бассейна. Так сформировались, видимо, наиболее богатые кварц-глаукоцитовые руды центральной части Егорьевского месторождения, которые в результате диагенеза плотно сцементировались фосфатизированным глинистым кварц-глаукоцитовым материалом в фосфоритовый конгломерат.

В средневолжский век, как показали наши исследования, происходило незначительное фосфатонакопление, которое привело к формированию небогатых глаукоцит-кварцевых руд. Они состоят в основном из конкреций фосфоритов глаукоцит-кварцевого состава, образовавшихся в средневолжское время и залегающих в верхней части горизонта непосредственно на переложенных конкрециях фосфоритов. От руд кварц-глаукоцитового типа с переложенными конкрециями фосфоритов они отличаются пониженным содержанием фосфатного вещества и более высоким содержанием глаукоцита и кварца.

Таким образом, для средневолжского века характерно образование смешанных руд кварц-глаукоцитового и глаукоцит-кварцевого составов, сложенных в основном переложенными конкрециями фосфоритов келловей-кимериджского времени (Бушинский, 1934; Гиммельфаб, 1965, и др.) и конкрециями средневолжского времени, залегающими в фосфатизированных глинистых кварц-глаукоцитовых песках.

В верхневолжское время происходило образование кварц-глаукоцит-сидеритовых руд. Содержание пирита и сидерита в фосфоритах объясняется наличием захороненного органического вещества в осадке (Страхов, 1960). Повышенное содержание его в рудах центральной части Егорьевского месторождения можно объяснить тем, что рудообразование происходило и здесь в наиболее благоприятных (пониженных) участках палеобассейна. Сюда в массовом количестве сносились остатки фауны, а также, возможно, и растительных организмов (учитывая небольшую глубину моря), захоронение и разложение которых в стадию диагенеза осадка способствовали образованию сидерита и пирита.

В гидрохимическом отношении волжский бассейн характеризовался условиями, при которых большая часть карбоната кальция связывалась с фосфатным веществом, а меньшая - шла на образование незначительного количества карбонатов (сидерита и кальцита).

Как уже говорилось, богатые фосфоритовые руды поздневожского времени кварц-глауконит-сидеритового типа, так же как и кварц-глауконитовые руды нижнего продуктивного горизонта, приурочены к центральной части месторождения. Последняя продолжала оставаться относительно прогнутой, наиболее благоприятной для накопления повышенных концентраций фосфата (в отличие от условий образования фосфоритовых руд в периферийной части месторождения). Вероятно, образование богатых руд в центральной относительно прогнутой части Егорьевского месторождения можно объяснить слабым поступлением терригенного материала в эту часть палеобассейна и его замедленным осаждением, что благоприятствовало накоплению фосфата в осадке. Неровности морского дна способствовали развитию подводных течений, которые создавали подвижную гидродинамическую обстановку, приводящую к периодическому взмучиванию осадков, перемыву первично накопленного фосфатного материала и его обогащению за счет вымывания мелкой терригенной и карбонатной примеси и выноса ее в более глубокие зоны палеобассейна, которыми явились северная и северо-западная части месторождения.

Образование кварц-глауконит-сидеритовых руд периферийных южных и юго-восточных частей Егорьевского месторождения, видимо, происходило в менее глубоководной части моря, расположенной ближе к предполагаемой береговой линии. Рельеф морского дна этих площадей был более неровным и отличался, по всей вероятности, большим количеством выступов и неглубоких впадин. Неоднократное осушение морского бассейна в поздневожское время (Страхов, 1960) способствовало более интенсивной гидродинамической жизни этих участков бассейна. Причем в моменты сильного и, по-видимому, неоднократного осушения бассейна, периферийные участки Егорьевского месторождения располагались ближе к предполагаемой береговой линии. Повышенные участки морского дна в эти моменты осушения выходили из-под уровня моря и в какой-то мере служили дополнительным источником сноса. Несколько повышенное поступление кварца в эту часть бассейна при большой подвижности среды частично подавляло процесс седиментации фосфата, что, безусловно, снижало качество руд, меняя соотношения между породообразующими минералами (в основном между фосфатом и кварцем) и что привело к образованию менее богатых фосфоритовых руд.

Менее спокойный гидродинамический режим в южной и юго-восточной частях палеобассейна способствовал большему размыву уже сформировавшихся в этой части моря фосфоритовых отложений и их переносу в более пониженные участки бассейна. Фосфоритообразование в начале мелового периода складывалось следующим образом. К началу мелового периода на территории Русской платформы произошли некоторые изменения в распределении суши и моря, однако общий структурный план был унаследован от позднеюрской эпохи. К концу вожского века море отступило с большей части территории Русской платформы (Страхов, 1960, и др.).

Берриасское время раннемеловой эпохи характеризуется на территории Русской платформы образованием кварц-глауконит-железисто-оолитовых руд. В конце вожского и берриасского (рязанского) времени здесь происходили неоднократные вертикальные колебательные движения, которые приводили к осушению территории и неоднократному размыву первоначальных фосфоритовых толщ. В это время несколько изменилась физико-химическая обстановка палеобассейна, в котором шло накопление кварц-глауконит-железисто-оолитовых руд. Фосфоритообразование по сравнению с поздневожским временем несколько снизилось. В фосфоритах рязанского времени присутствует диагенетический фосфат как в виде цемента, так и в виде обломков фосфорита. Обломков фосфорита в этом типе фосфоритовых руд по сравнению с другими типами заметно больше.

В отличие от вожского времени образование кварц-глауконит-железисто-оолитовых руд на территории Егорьевского фосфоритового месторождения в рязанское время происходило, видимо, в более мелководном бассейне в условиях островного моря с западинами и заливами, о чем свидетельствует более глинистый состав отложений с при-месью среднезернистого песка.

Из обобщающих работ А.В.Казакова (1937), Л.В.Пустовалова (1940), Н.М.Страхова (1954) известно, что осадки железистых гидроокисных соединений (в частности, железистые оолиты) концентрируются ближе к береговой линии, а глауконитовые, являясь парагенетически смежными, образуются в более глубоководной зоне. Следовательно, образование более железистого типа кварц-глауконит-железисто-оолитовых

руд происходило в более мелководной зоне, где воды характеризуются пониженным значением рН. Это обстоятельство способствует обильному выпадению гелевидных железистых осадков, образующих в прибрежной зоне железистые оолиты. Иными словами, привнос необходимых для образования глауконита химических компонентов продолжался в рязанский палеобассейн, но, видимо, мелководность бассейна способствовала образованию уже не глауконита, а в основном железистых оолитов.

Образование месторождений платформенных фосфоритов многие исследователи объясняют с позиций химической гипотезы и связывают с началом трансгрессивных циклов.

Влияние трансгрессий на формирование фосфоритов подробно рассматривали А.В.Казак (1937), Б.М.Гиммельфарб (1965), отмечали Г.И.Бушинский (1954) и Н.М.Страхов (1960). По мнению А.В.Казакова и Б.М. Гиммельфарба, трансгрессии создают общее увеличение движущихся морских глубинных вод, несущих большое количество фосфора в зоны мелководья.

В настоящее время многочисленными гидрохимическими исследованиями установлено, что наиболее мощными источниками фосфора являются восходящие глубинные течения, реки и подводные вулканогенные глубинные процессы. Причины выпадения фосфора, по-видимому, более разнообразны и сложны. По всей вероятности, фосфор может осадкаться как химическим, так и биохимическим путем в осадок вследствие изменения рН среды (Бушинский, 1969).

Образование фосфоритов Егорьевского месторождения многие исследователи связывают с началом верхнеюрской и нижнемеловой трансгрессий на Русской платформе. Трансгрессии в нижневолжский, а затем в берриасский век вызывали общее увеличение морских бассейнов. Глубинные холодные воды Северного моря затопляли обширные участки Русской платформы, принося с собой большие запасы растворенного фосфора.

В мелководных участках, к которым относится территория Егорьевского месторождения, холодные воды, богатые фосфором, попадая в иные физико-химические условия среды, вызывали изменение физико-химического равновесия между рН и концентрацией Ca^{2+} PO_4^{3-} , вследствие чего происходило выпадение фосфора. При захоронении осадка в стадию раннего диагенеза, в участки, пересыщенные фосфором, стягивался фосфат из иловых вод, что приводило к концентрации фосфата в виде микроконкреций и конкреций фосфоритов.

В периоды обмеления или углубления морского бассейна или при возникновении сильных донных течений, сопровождавшихся увеличением гидродинамической активности вод в области фосфатонакопления, тонкий терригенный материал вымывался; конкреции окатывались, происходила концентрация конкреций фосфоритов в пониженных участках шельфа, тогда как в повышенных участках палеобассейна шло накопление фосфоритовых слоев небольшой мощности.

Организмы, населявшие волжский и берриасский бассейны, усваивали фосфор из морской воды и отдавали его обратно при отмирании и разложении, насыщая иловые воды и, по всей вероятности, являясь дополнительным источником фосфора. Организмы, очевидно, играли существенную роль в перераспределении фосфора, поскольку основная их масса, хотя и неравномерно, обитает в сравнительно мелководной части бассейна.

Проведенные исследования и анализ фактического материала позволяют нам наметить следующие основные этапы формирования Егорьевского месторождения.

К началу волжского, а позже берриасского времени на территории Русской платформы произошли изменения в распределении суши и моря, однако их общий структурный план был унаследован от позднекимериджского времени. Волжский палеобассейн представлял собой неширокий и удлинённый неглубокий водоем, в котором шло накопление глинисто-песчаных отложений. Наличие в осадках фауны (аммонитов, брахиопод, пелеципод, диатомей, радиолярий и спикул губок) свидетельствует о нормальной солености бассейна. Колебание мощности фосфоритовой толщи говорит о неровностях дна палеобассейна, в котором она накапливалась. Увеличение мощности продуктивной толщи, связанное с углублением бассейна, происходит постепенно с юго-востока на северо-запад. Территория центральной части месторождения с наиболее богатыми фосфоритовыми рудами располагалась в зоне перехода от мелководной юго-восточной и восточной, видимо, окраинной, части моря, к более глубоководной, расположенной в сторону открытого моря в северо-западной и северной частях бассейна.

Как показали наши исследования, уменьшение P_2O_5 в фосфоритовых рудах происходит от центральной части месторождения в сторону периферии на северо-запад, юго-восток и восток, что, в свою очередь, связано со следующими причинами. В волжский и берриасский века на территории центральной части месторождения существовали условия, близкие к условиям накопления повышенных концентраций фосфора. По-видимому, глубина накопления этих концентраций в центральной части месторождения отвечала глубине средней части шельфа. Образование руд, периферийных юго-восточной и восточной частей месторождения, протекало в более мелководной части моря. Рельеф морского дна данных площадей был более неровный и отличался, по всей вероятности, большим количеством выступов и впадин небольших глубин. Неоднократные осушения морского бассейна в волжское время способствовали более интенсивной гидродинамической жизни его участков. Во время сильных и, видимо, неоднократных периодов осушения бассейна периферийные участки Егорьевского месторождения находились ближе к предполагаемой береговой линии. Повышенные участки морского дна в эти моменты осушения выходили из-под уровня моря и служили дополнительным источником сноса фосфатного и терригенного материала.

Возможно, несколько повышенное поступление терригенного материала в эту более мелководную часть бассейна при большой подвижности среды несколько подавляло процесс седиментации фосфата. Кроме того, гидродинамический режим этой территории способствовал большому размыву уже сформировавшихся в этой части моря фосфоритовых слоев и переносу фосфатного материала и более пониженные части бассейна, которыми являлась центральная часть месторождения.

Условия формирования руд в центральной части месторождения отличались от периферийных. Поступление терригенного материала в центральную часть бассейна, видимо, было несколько заниженным, и осаждение фосфора происходило в более спокойной обстановке. Сюда при донных переменах сносилось большое количество фосфоритовых микроконкреций, обломков и конкреций фосфоритов и вымывался более тонкий глинистый материал. Последний переносился в более глубокую часть моря, находившуюся в это время в северо- и северо-западных окраинах месторождения. Как мы видели, с юго-востока на северо-запад увеличивается мощность продуктивной толщи за счет возрастающего накопления кварц-глауконитовых песков. В этом направлении в фосфоритовых рудах увеличивается содержание вмещающего глинисто-песчаного материала, вследствие чего концентрация конкреций фосфоритов снижается.

Проведенные исследования и анализ фактического материала позволили прийти к выводу, что основные причины, обусловившие образование фосфоритовых руд Егорьевского месторождения и неравномерное распределение в них P_2O_5 по площади, связаны с палеофациальными особенностями бассейна седиментации. Приводим главнейшие из них.

1. Расположение территории Егорьевского фосфоритового месторождения в относительно прогнутой части неглубокого Среднерусского моря.

2. Сравнительно небольшой привнос тонкозернистого терригенного материала с прилегающей пенеplenизированной суши и, видимо, его замедленная седиментация.

3. Наличие трансгрессивных периодов (осложняющихся второстепенными трансгрессиями и регрессиями), во время которых создаются благоприятные условия для образования в зонах мелководья больших запасов растворенного фосфора, а также для перемены, переотложения и вымывания глинистых частиц.

4. Значительное содержание фосфора в водах палеобассейна и в иловых водах осадка.

5. Накопление фосфоритовых слоев на различных гипсометрических уровнях дна бассейна. Так, центральная часть месторождения располагалась в переходной — средней — части шельфа в отличие от более мелководной прибрежной юго-восточной и восточной и более глубоководной северо- и северо-западной частей месторождения. Это обусловило различное содержание и неравномерное распределение конкреций фосфоритов в породе, колебание мощности фосфоритовых горизонтов, различные соотношения содержания породообразующих минералов и P_2O_5 в фосфоритовых рудах.

Литература

- Архангельский А.Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. — В кн. "Фосфориты СССР". Изд-во Геолкома, 1927.
- Бушинский Г.И. Петрография фосфоритов Западной области. — Труды НИУИФ, 1934, вып. 125.
- Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 1.
- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Изд-во "Наука", 1966.
- Бушинский Г.И. Формация Фосфория. Изд-во "Наука", 1969.
- Герасимов П.А. Волжский подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. Изд-во "Наука", 1969.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во "Недра", 1965.
- Зонов Н.Т. Геологическое строение юрских и нижнемеловых фосфоритовых отложений нижнего течения р. Москвы. — Труды НИУИФ, 1938, вып. 40.
- Зонов Н.Т., Уфлянд Ц.И. Геологическая карта коренных отложения масштаба 1:125 000 Бронницкого, Коломенского, Воскресенского, Виноградовского и Егорьевского районов Московской области. — Труды НИУИФ, 1937, вып. 142.
- Казаков А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. — Труды НИУИФ, 1937, вып. 142.
- Махлина М.Х. Распределение фосфоритов в районе Егорьевского месторождения. Изд-во ВУЗов, серия геол. и разв., № 12, 1967.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. ч. I, II. Гостоптехиздат, 1940.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Изд-во "Недра", 1967.
- Степанова Т.И. Геохимические особенности продуктивной толщи фосфоритового бассейна. Изд-во "Наука", 1970.
- Страхов Н.М. Закономерности возникновения и распределения осадочных полезных ископаемых. — Природа, 1954, № 4.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I-III. Изд-во АН СССР, 1960, 1962.
- Уфлянд Ц.И., Трухачева Л.Г. К вопросу о полноценном использовании месторождений фосфоритов. — Труды ГИГХС, 1959, № 5.

О ФОСФАТНОМ ВЕЩЕСТВЕ ФОСФОРИТОВ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ЮГО-ВОСТОК ТУВЫ)

В юго-восточной Туве на нагорье Сангилен фосфориты с максимальным содержанием P_2O_5 (до 33%) и фосфоритизированные разности пород – графитисто-кварцевые сланцы и известняки – наблюдаются среди отложений мугурской, балыктыг-хемской и чартысской свит, относящихся к верхнему докембрию (нижнему и среднему рифею).

Геологическое строение этого района подробно рассматривается в ряде работ (Боровская, Зайцев, 1965; Юдин, Боровская, 1968, и др.).

Фосфориты нагорья Сангилен сильно метаморфизованы и отличаются наличием большого количества углеродистого вещества, представленного графитом, что позволяет их выделить в новый, ранее неизвестный тип фосфоритов (Боровская, 1968).

Настоящая статья посвящена детальному минералого-петрографическому изучению данных фосфоритов, а также выяснению химического состава фосфатного вещества и ряда его свойств.

По условиям концентрации фосфатного вещества и минеральному составу нерудных компонентов среди фосфоритов нагорья Сангилен выделено два основных типа – пластовых карбонатных и конкреционных кремнисто-графитовых фосфоритов, и один промежуточный, к которому относятся кремнисто-графитисто-карбонатные фосфориты (Боровская, 1968).

Наиболее распространены конкреционные кремнисто-графитовые фосфориты, залегающие среди графитисто-кварцевых сланцев. Они слагают отдельные небольшие линзы и стяжения, протяженность которых измеряется первыми десятками сантиметров при толщине 5–20 см. В большинстве случаев форма этих тел округлая или линзовидная. Иногда встречаются отдельно в виде брусков, отличающиеся гладкими прямоугольными поверхностями.

Вмещающие фосфориты графитисто-кварцевые сланцы слагают пласты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 16 м. Они отличаются невыдержанным линзообразным характером залегания. Их протяженность изменяется от нескольких сотен метров до 1–3 км. Сланцы со стяжениями фосфоритов широко распространены по всему разрезу фосфоритоносного комплекса. Наибольшее их количество приурочено к двум стратиграфическим уровням – к верхней половине мугурской и к нижней части чартысской свиты.

Фосфатное вещество в кремнисто-графитовых фосфоритах тесно ассоциирует с кварцем и графитом. Эти фосфориты характеризуются максимальным для данного района содержанием фосфорного ангидрида (до 33%) и графита (до 36%), значительными колебаниями в содержании двуокси кремния – от десятых долей процента до 50% и практическим отсутствием двуокси углерода.

Микроскопическое изучение кремнисто-графитовых фосфоритов показало, что они состоят из черной непрозрачной графитизированной массы, обычно разбитой сетью многочисленных прожилков-трещинок, выполненных в основном апатитом и кварцем (табл. I, а).

Размер кристаллов апатита и кварца полностью определяется толщиной трещинок. В сравнительно крупных трещинках апатит представлен удлиненными кристаллами призматического габитуса размером 0,05–0,07 мм, расположенными перпендикулярно к стенкам трещин, как бы образующими "шечочки", которые в виде оторочек оконтуривают графитовые скопления (табл. 1, б). Иногда наблюдаются скопления кристаллов апатита изометричной или слегка удлиненной формы, вытянутые в виде цепочек по трещинкам в графитовом веществе.

В трещинках апатит, кроме кварца, ассоциирует с тремолитом и изредка кальцитом. Кварц и тремолит выполняют интерстиции между кристаллами апатита, кальцит же большей частью полностью залечивает отдельные участки трещин.

При наличии грубой трещиноватости образуется разнотельный агрегат. При этом, как правило, апатит концентрируется в периферических частях прожилков, оконтуривая графитовое вещество, а кварц выполняет центральные части прожилков. Часто кварц-apatитовые прожилки сливаются и образуют округлые и неправильные

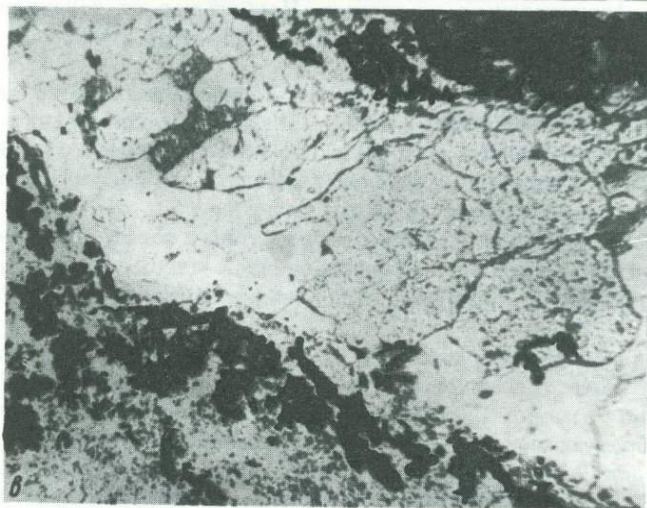
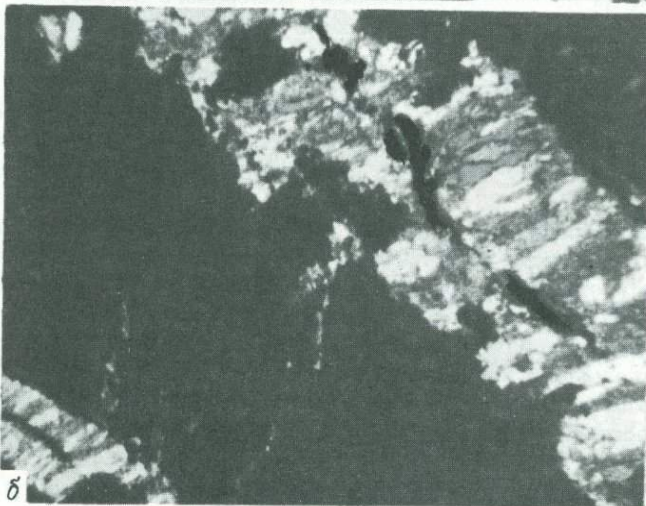
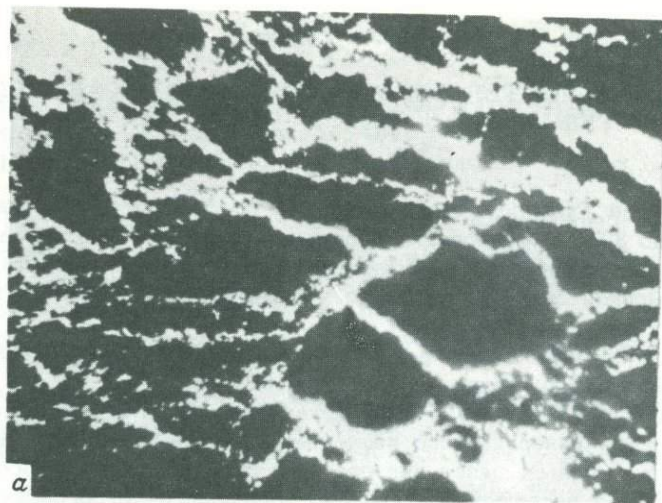


Таблица I

а - сетчатая текстура в кремнисто-графитовом фосфорите и вторичный характер прожилков в них, выполненных апатитом и кварцем (чартысская свита, р. Баян-Кол; увел. 12 x 17, николь один); б - "щетки" призматических кристаллов апатита и кварца в прожилках в кремнисто-графитовом фосфорите (мугурская свита, р. Морен; увел. 12 x 17, николи +); в - крупные изометричные кристаллы апатита в кремнисто-графитовом фосфорите (мугурская свита, р. Морен; увел. 20 x 17, николь один)

агрегаты гранобластовой структуры. Апатит в них чаще всего представлен идиоморфными, нередко удлинённо-призматическими кристаллами размером до 0,4 мм в поперечнике (табл. I, в).

В гранобластовых агрегатах апатит, как правило, распределён неравномерно и его выделения носят вкрапленный и гнездовый характер.

Иногда наблюдаются нитевидные "игольчатые" образования апатита с округленными оплавленными окончаниями, толщина которых не превышает 0,015 мм. Часто они встречаются в участках породы, сложенных гранобластовыми агрегатами кварца, выполняющими в породе прожилки вторичного происхождения. Тонкие длинные иголки апатита выделяются на фоне монокристаллов кварца и как бы "пронизывают" его, причем удлинение апатитовых кристаллов совпадает с направлением вытянутости прожилков.

Для фосфоритов нагорья Сангилен вообще и особенно для рассматриваемых кремнисто-графитовых разновидностей наблюдается несоответствие между минералогическим подсчетом зерен апатита в шлифах и данными химического определения фосфорного ангидрида. Подсчет количества апатита в трех шлифах планиметрическим методом с применением квадратно-клетчатого окуляр-микрометра показал, что апатит составляет 10-15-20% от общего объема породы, тогда как по данным химического анализа только фосфорного ангидрида в них установлено 24-19 и 17%. Для графита наблюдается обратная картина - при подсчете количественного минерального состава фосфоритов в шлифах на долю графита приходится 75-90%, в то время как химическими анализами свободного углерода определено всего 30 и 27%. Таким образом, значительная часть фосфатного вещества замаскирована графитом, что затрудняет его микроскопическое изучение. Исследование фосфатного вещества, замаскированного графитом, проводили в прокаленных шлифах. Было установлено, что при 600-700°C большая часть графита удаляется; иногда прокаливанием удается нацело освободиться от графита.

Изучение прокаленных шлифов показало, что фосфатное вещество кремнисто-графитовых фосфоритов неоднородно - оно находится или в тонкокристаллическом состоянии или в виде хорошо раскристаллизованного апатита (табл. II, а). Под микроскопом в проходящем свете отчетливо видны мельчайшие зернышки фосфатного вещества размером 0,005-0,01 мм. При скрещенных николях они слабо поляризуют или имеют точечное погасание. Такой тонкокристаллический фосфат находится в тесном прорастании с тонкозернистым кремнистым материалом, количественно преобладая над последним. Хорошо раскристаллизованные зерна апатита иногда образуют скопления, средний размер которых составляет 0,2 мм.

Таким образом, проведенные минералого-петрографические исследования показывают, что в кремнисто-графитовых фосфоритах большая часть фосфатного вещества была перекристаллизована и реликты первичных структур фосфоритов в них почти не сохранили. Крупные вкрапленники апатита среди крупнозернистого гранобластового облика кварцевой степени контактового метаморфизма. Однако влияние регионального метаморфизма на первичное распределение фосфатного вещества во вмещающих породах почти не сказалось: стяжения фосфоритов приурочены к единым стратиграфическим уровням и имеют все признаки осадочного происхождения.

Воздействие контактового метаморфизма выразилось в локальном перераспределении, укрупнении и несколько большей степени перекристаллизации фосфатного вещества. Так, наблюдающийся в ряде случаев гнездовой характер распределения, крупные вкрапленники апатита среди крупнозернистого гранобластового облика кварца, хорошо образованные "щетки" по краям кварцевых жил, ассоциация его с крупными выделениями тремолита, по всей вероятности, связаны с явлениями контактового метаморфизма.

Другой основной тип фосфоритов нагорья Сангилен - пластовые карбонатные фосфориты - слагают пласты, связанные постепенными переходами с бесфосфатными известняками. Вместе с ассоциирующими с ними фосфатизированными известняками они слагают довольно мощные пачки от 10 до 55 м, которые прослеживаются на расстояние в 10 км. Карбонатные фосфориты приурочены к верхней части чартысской свиты, спорадически встречаются и в других частях разреза фосфоритоносной серии. Они отличаются крайне низкими содержаниями фосфорного ангидрида - от 5 до 10%, кремнезема - 1-10%, графита - 0,65-6% - и высоким содержанием CaO и CO₂ - соответственно до 52 и 36%.

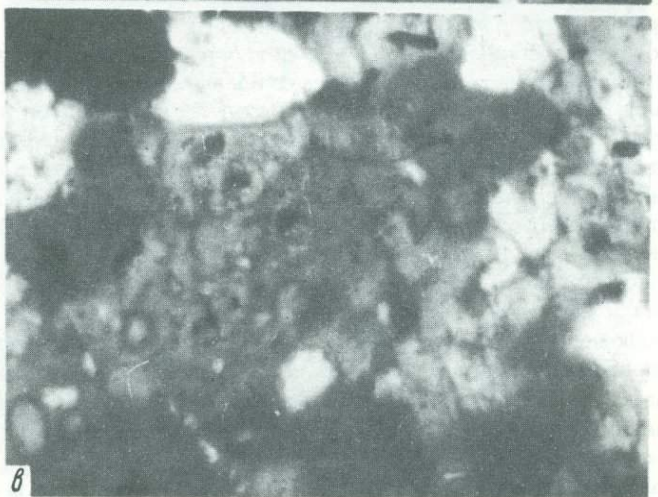
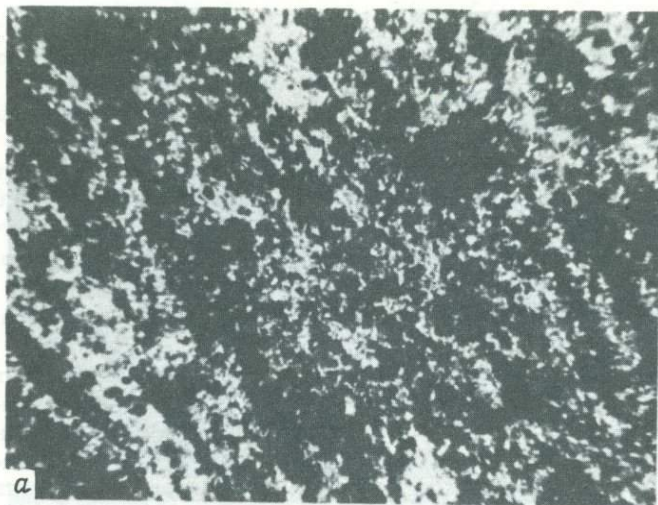


Таблица II

а - выделения апатита, "замаскированного" графитом в кремнисто-графитовом фосфорите (мугурская свита, р. Морен; увел. 12×17 , николи +, прокаленный шлиф); б - скрытокристаллический фосфат в карбонатном фосфорите (чартысская свита, междуречье Баян-Кол-Улор; увел. 20×15 , николи +); в - зерна апатита - "овули", сцементированные альбитом, в карбонатном фосфорите (чартысская свита, междуречье Баян-Кол - Улор; увел. 20×15 , николи +)

Для карбонатных фосфоритов характерна тесная ассоциация фосфатного минерала с интенсивно перекристаллизованным кальцитом при резком преобладании последнего. Фосфатный минерал в них еще в большей степени, чем в кремнисто-графитовых фосфоритах, отличается различной степенью кристаллизации. Наблюдаются многообразные переходы от скрытокристаллического фосфата до хорошо раскристаллизованного апатита. Формы выделений фосфатного минерала весьма разнообразны — от бесформенных скоплений до отчетливо изометричных, а иногда и призматических зерен апатита. В большинстве случаев слабо раскристаллизованный фосфат ассоциирует с графитом, а хорошо раскристаллизованные разновидности, как правило, лишены его.

Распределение фосфатного вещества в карбонатных фосфоритах чаще всего имеет слоистый характер. В большинстве случаев фосфат в ассоциации с графитом образует тончайшие волнистые микрослои и линзочки шириной 0,04–1 мм, ориентированные в направлении общей слоистости породы. Фосфатное вещество в них, находясь в тесном сростании с графитом, слабо раскристаллизовано и лишь слегка поляризуется при скрещенных николях. В периферических частях микрослоев и линзочек, лишенных примеси графита, встречается яснокристаллическая, двупреломляющаяся разновидность апатита, зерна которого то разорваны, то сгруппированы и соприкасаются одно с другим. Встречаются совершенно изотропные выделения скрытокристаллического фосфата, являющиеся, по-видимому, своеобразными "реликтами" среди интенсивно перекристаллизованного апатитового вещества, наблюдаемого в большинстве тувинских фосфоритов (табл. II, б). Они локализируются в тонкие прослои толщиной 3–4 мм, простирающие которых соответствуют общей слоистости породы.

Внутри прослоев изотропного фосфата иногда наблюдаются оолитообразные выделения фосфата — "овули", представляющие собой круглые зерна фосфатного вещества, сцементированные альбитом и кремнистым материалом (табл. II, в).

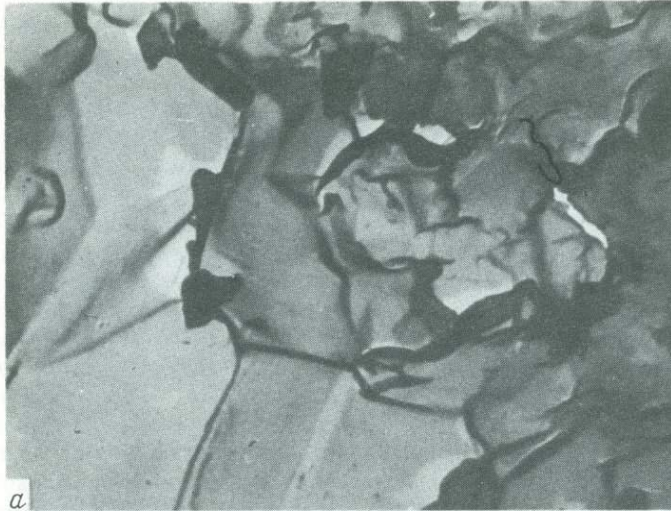
Кроме микрослоев и линзочек, фосфатный минерал нередко встречается в виде зерен или агрегатов зерен, беспорядочно рассеянных в породе. В таких случаях фосфатное вещество чаще бывает хорошо раскристаллизовано и наблюдается в виде кристаллического апатита, в то время как скрытокристаллическая разновидность распространена значительно реже.

Размер зерен апатита весьма разнообразен и колеблется от 0,02 до 0,1 мм. Форма их изометричная, иногда округлая, редко призматическая. Наблюдаются каплевидные выделения, реже единичные, но в большинстве случаев сгруппированные в скопления, отчетливо выделяющиеся на фоне монокристаллов кальцита. Встречается интенсивное замещение апатита кальцитом с сохранением первоначальной формы апатита. При этом наблюдаются все переходы от зерен, частично затронутых процессом замещения, до полных псевдоморфоз кальцита по апатиту. В случае полного замещения апатита сохраняются его отчетливые контуры в виде округлых или каплевидных зерен на фоне монокристаллического кальцита.

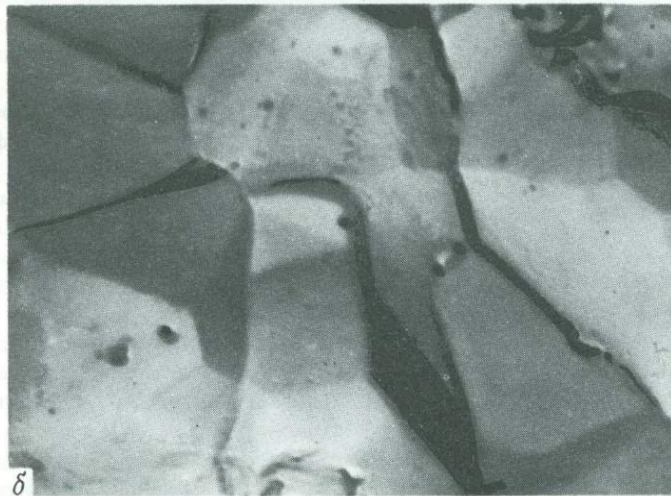
Иногда кальцит замещает зерна апатита, слагающие гнездообразные скопления и линзы или вытянутые в цепочки. Явление замещения апатита кальцитом отчетливо наблюдается почти во всех породах этого типа, однако судить о количестве замещенного апатита не представляется возможным.

Фосфатное вещество карбонатных фосфоритов по сравнению с кремнисто-графитовыми в меньшей степени затронут вторичными процессами. Первично-осадочный характер условий седиментогенеза фосфатного вещества карбонатных фосфоритов отражается в его распределении в виде четко выраженной слоистости. Это фосфатное вещество отличается меньшей степенью раскристаллизации — оно либо имеет скрытокристаллическое строение, либо превращено в мелкозернистый апатит. Характерными реликтами первичной структуры фосфатного вещества в карбонатных являются "овули". Хорошо раскристаллизованных крупных кристаллов апатита здесь нет. В этом типе фосфоритов также отмечается некоторое, но значительно меньшее, чем в кремнисто-графитовых, влияние контактового метаморфизма — отдельные зерна апатита укрупнены или гнездообразно сгруппированы.

Разная степень изменения фосфатного вещества в кремнисто-графитовых и карбонатных фосфоритах, по-видимому, прямо связана с вмещающими их образованиями. Так, в карбонатных фосфоритах фосфатное вещество тесно ассоциирует с карбонатами, в которых постседиментационные изменения минералов протекают значительно слабее, чем в других осадочных отложениях, а в кремнисто-графитовых — со сланцами.



a



б

Таблица III

а - кристаллы апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов (чартысская свита, р. Баян-Кол; реплика, увел. 20 000); б - кристаллы апатита из карбонатных фосфоритов (чартысская свита, междуречье Баян-Кол-Улор; реплика, увел. 14 000)

Кроме того, внедрение диабазовых даек и кварцевых жил, которым сопутствуют контактовые изменения фосфатного материала, наблюдаются больше в сланцах, чем в карбонатных толщах.

Промежуточный тип фосфоритов - кремнисто-графитисто-карбонатные фосфориты - слагают линзообразные прослои и стяжения в известняках с содержанием фосфорного ангидрида от 5 до 15%, двуокиси кремния - от 15 до 35%, двуокиси углерода - от 5 до 30% и графита - от 2 до 11%. Характер распределения фосфатного вещества в них и его взаимоотношения с другими минеральными составляющими - кварцем, графитом, кальцитом и тремолитом - аналогичны наблюдаемым в кремнисто-графитовых и карбонатных фосфоритах. В связи с этим нет необходимости подробно рассматривать минералого-петрографическую характеристику этого промежуточного типа фосфоритов.

Изучение химического состава и ряда свойств фосфатного вещества проводилось на чисто отобранных фракциях из двух основных типов фосфоритов - кремнисто-графитовых и карбонатных.

Выделение мономинерального фосфатного вещества из фосфоритов представляло большие трудности вследствие его тесного прорастания с сопутствующими минералами – графитом, кварцем и кальцитом. Подготовка пробы начиналась с дробления образца вручную до размерности 0,1–0,05 мм, после чего производилось разделение минералов в тяжелых жидкостях. Из тяжелой фракции зерна чистого фосфата отбирали под бинокулярной лупой. Полученный мономинеральный фосфатный минерал исследовали микроскопическим, рентгеноструктурным, количественным, спектральным и химическим методами. Для полного химического анализа удалось отобрать хорошо раскристаллизованный и микрокристаллический фосфат из кремнисто–графитовых фосфоритов, причем последний оказался в значительной степени загрязнен графитом. Фосфатный минерал из карбонатных фосфоритов, находящийся в тесном сростании с кальцитом, удалось выделить лишь для количественного спектрального и рентгеноструктурного анализов.

Основная масса хорошо раскристаллизованного апатита мономинеральной фракции из кремнисто–графитовых фосфоритов окрашена в зеленовато–желтый цвет и представлена зернами неправильно–изометричной или призматической формы, часто с пирамидальными окончаниями.

Под бинокуляром отчетливо видно, что зерна апатита различны. Одни из них равномерно окрашены – светло–желтые с оранжево–бурными мелкими включениями гидроокислов железа, прозрачные, с ярким стекляннным блеском. Другие – бесцветные с едва заметной желтой побелостью, прозрачные, с многочисленными мелкими включениями графита, со стекляннным блеском на гранях призм, на которых иногда видна штриховка.

При просмотре апатита в иммерсионных жидкостях обнаружено, что, помимо железистых и графитовых микровключений, в нем содержатся также микровключения кварца. Форма микровключений – округлая у кварца и железистого минерала и неправильная шестоватая у агрегатов графита. Кристаллы апатита имеют отчетливое дву–преломление в темно–серых тонах; показатели преломления: $N_o = 1,639 \pm 0,002$; $N_e = 1,636 \pm 0,002$; $N_o - N_e = 0,003$.

Хорошо раскристаллизованный апатит из карбонатных фосфоритов заметно отличается от описанного апатита из кремнисто–графитовых фосфоритов. Макроскопически в массе зерна этого апатита имеют голубовато–серую окраску. Под бинокуляром они изометричные, большей частью молочно–белые с шагреновой поверхностью, сахаровидные, полупрозрачные, без видимых включений. Значительно реже наблюдаются бесцветные прозрачные кристаллы апатита призматического габитуса со стекляннным блеском.

Изучение в иммерсионных жидкостях показало, что апатит из карбонатных фосфоритов содержит микровключения кальцита. Кроме того, зерна апатита пронизаны тончайшими точечными включениями графита, различимыми только при очень больших увеличениях. Описываемый апатит имеет волнистое погасание. Показатели преломления его значительно ниже, чем у апатита из кремнисто–графитовых фосфоритов: $N_o = 1,630 \pm 0,002$; $N_e = 1,627 \pm 0,002$; $N_o - N_e = 0,003$.

Электронномикроскопическое исследование микрокристаллического апатита из кремнисто–графитовых и карбонатных фосфоритов показало наличие в обоих типах хорошо образованных кристаллов размером более 1 мк. Форма их изометричная, гексагонального облика с развитием дипирамидальных граней (табл. III, а, б). Электронномикроскопические снимки были сделаны в ЛОПИ на электронном микроскопе ЭМ–7 И.С. Кудеяровым.

Химические анализы хорошо раскристаллизованного (обр. 5–62) и слабо раскристаллизованного (обр. 5–62а) апатита из кремнисто–графитовых фосфоритов мугурской свиты представлены в табл. 1. По химическому составу они, как видно из таблицы, представляют собой фторгидроксилapatит.

Кремнезем, обнаруженный химическим анализом, по–видимому, обусловлен наличием в данных апатитах примеси кварца, а присутствие Fe_2O_3 в количестве 0,58% в слабо раскристаллизованном апатите можно объяснить включением окислов железа.

Кроме основных компонентов – фосфора и кальция – отмечаются небольшие содержания стронция (0,06 и 0,05%) и марганца (0,10 и 0,30%), а в нераскристаллизованном апатите присутствуют также и редкие земли (0,10%).

Количественным спектральным анализом (табл. 2) в хорошо раскристаллизованном апатите из кремнисто–графитовых фосфоритов (обр. 5–62) установлено присутствие

других элементов примесей (в %): Cu - 0,001; Zn - 0,01; Ti - 0,01; Mg - 0,2; Fe - 0,2; Y - 0,2.

В этой же таблице приведены данные количественного спектрального анализа для хорошо раскристаллизованного апатита из карбонатных фосфоритов (обр. 1151). Сравнение анализов, показывает, что существенных отличий в катионной группе они не имеют. Однако можно отметить, что в апатите из карбонатных фосфоритов содержание стронция повы-

Таблица 1

Химический состав апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов

Компоненты	Обр. 5-62		Обр. 5-62а	
	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.
P ₂ O ₅	41,02	5780	30,24	4260
SiO ₂	0,70	117	0,60	100
CaO	54,83	9777	40,32	7190
SrO	0,06	6	0,05	5
MnO	0,10	14	0,30	42
TR ₂ O ₃	-	-	0,10	6
Al ₂ O ₃	0,05	10	0,20	39
Fe ₂ O ₃	-	-	0,58	72
K ₂ O	0,016	3	0,002	-
Na ₂ O	0,005	2	0,05	16
H ₂ O [±]	0,43	477	0,38	422
F	1,64	863	1,39	732
Cl	0,12	34	0,08	23
П.п.п.*	1,42	-	26,44	-
	100,39	-	100,73	
-O=F ₂	0,69	-	0,58	-
Сумма...	99,70	-	100,15	-

* П.п.п. - потеря при прокаливании (представлена механической примесью графита).

Таблица 2

Химический состав апатита по данным количественного спектрального анализа

Образец	Mn	Cu	Na	Zn	Ti	Mg	Si	Al	Fe	Sr	Y	Ag
5-62	1·10 ⁻¹	1·10 ⁻³	3·10 ⁻²	1·10 ⁻²	1·10 ⁻²	2·10 ⁻¹	8·10 ⁻²	1·10 ⁻¹	2·10 ⁻¹	5·10 ⁻²	2·10 ⁻²	-
1151	5·10 ⁻³	-	3·10 ⁻²	1,5·10 ⁻²	2·10 ⁻³	1·10 ⁻²	2·10 ⁻²	1·10 ⁻¹	2·10 ⁻²	2·10 ⁻¹	-	1·10 ⁻³

Таблица 3

Данные рентгеноструктурного анализа апатита
(условия съемки: Fe-излучение, $2R=114$ мм, $d=0,6$, эталон Si)

Мономинеральная фракция апатита из карбонатных фосфоритов, обр. 1151			Мономинеральная фракция апатита из кремнисто графитовых фосфоритов, обр. 5-62			Фтор-apatит (Михеев, 1957)			
hkl	d_1	I	hkl	d_2	I	d_2-d_1	hkl	d	I
				3,78	2	-	-	-	-
0002	3,43	7	0002	3,43	6	-	0002	3,432	3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	3,13	10	-	3,13	6	-	-	-	-
-	3,07	3	-	3,06	4	-0,01	2 131	3,06	3
-	2,97	3	-	2,98	4	+0,01	3 030	2,975	1
-	2,88	3	-	-	-	-	2 022	2,884	1
1233	2,79	9	1231	2,79	10	-	2 131	2,789	10
1122	2,76	4	1122	2,77	4	+0,01	1 122	2,769	4
3330	2,69	7	3030	2,70	9	+0,01	3 030	2,702	6
2022	2,62	4	2022	2,62	6	-	2 022	2,616	3
-	-	-	3031	2,51	1	-	3 031	2,517	1
-	-	-	-	2,48	1	-	3 140	2,477	1
1232	2,27	2	1232	2,28	1	+0,01	2 132	2,289	1
-	2,24	4	-	2,24	6	-	3 140	2,248	2
-	2,13	2	-	2,13	4	-	2 242	2,135	1
-	2,11	5	-	2,11	1	-	-	-	-
-	-	-	-	2,07	1	-	1 123	2,057	1
-	-	-	1 123	2,05	1	-	-	-	-
-	2,02	2	-	2,02	4	-	2 133	2,026	1
2023	-	-	2023	1,986	1	-	-	-	-
2242	1,932	2	2242	1,923	9	+0,001	2 242	1,937	3
-	1,912	10	-	1,912	9	-	-	-	-
1342	1,877	2	1342	1,882	5	+0,005	3 142	1,883	1
-	-	-	2350	1,860	1	-	-	-	-
1233	1,830	7	1233	1,830	9	-	2 133	1,838	6
2351	1,793	4	2351	1,794	7	+0,001	3 251	1,795	3
1450	1,766	4	1450	1,769	7	+0,003	4 150	1,769	3
4042	1,740	4	4042	1,744	7	+0,004	4 042	1,745	3
0004	1,716	4	0004	1,716	7	-	0 004	1,720	3
-	1,629	10	-	1,633	9	+0,004	3 252	1,637	1
-	-	-	1342	1,604	1	-	3 143	1,605	1
-	-	-	2 024	1,574	1	-	-	-	-
-	-	-	4 260	1,536	-	-	4 260	1,533	1
-	-	-	-	1,523	3	-	3 361	1,521	1
1234	1,491	3	1234	1,496	3	+0,005	2 134	1,493	1
-	1,466	4	-	1,465	5	+0,001	5 052	1,468	2
3034	1,450	3	3034	1,450	4	-	3 034	1,452	1
-	1,440	3	-	1,443	4	+0,003	3 253	1,445	1
-	1,420	3	-	1,426	4	+0,006	5 161	1,424	1
-	1,400	1	-	1,400	2	-	-	-	-
-	-	-	1381	1,381	1	-	-	-	-
-	1,370	4	-	1,370	1	-	-	-	-
-	1,355	8	-	1,353	3	-0,002	-	-	-
-	1,340	1	-	1,340	3	-	-	-	-
-	1,308	2	-	1,310	3	+0,002	-	-	-
-	1,297	2	-	1,299	3	+0,002	-	-	-

Табл. 3 (окончание)

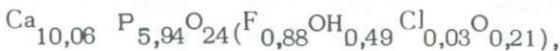
Мономинеральная фракция апатита из карбонатных фосфоритов, обр. 1151			Мономинеральная фракция апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов, обр. 5-62			Фтор-апатит (Михеев, 1957)			
hkl	d ₁	I	hkl	d ₂	I	d ₂ -d ₁	hkl	d	I
	1,275	3	-	1,274	3	-0,001	-	-	-
	-	-	-	1,261	2	-	-	-	-
	1,254	2	-	1,254	4	-	-	-	-
	1,243	9	-	1,243	7	-	-	-	-
	1,232	2	-	1,233	5	+0,001	-	-	-
	1,227	2	-	-	-	-	-	-	-
	1,220	4	-	1,217	5	-0,004	-	-	-
	1,169	1	-	1,172	3	+0,003	-	-	-
	1,150	5	-	1,154	5	+0,004	-	-	-
	1,144	2	-	1,144	5	-	-	-	-
	1,112	3	-	1,113	5	+0,001	-	-	-
	1,107	10	-	1,107	8	-	-	-	-
	1,105	9	-	1,105	3	-	-	-	-
	-	-	-	1,099	6	-	-	-	-
	1,097	4	-	1,097	3	-	-	-	-
	1,095	1	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	1,076	2	-	-	-	-
	1,072	1	-	1,073	2	+0,001	-	-	-
	1,056	2	-	-	-	-	-	-	-
	1,043	9	-	1,044	8	+0,001	-	-	-
	1,041	7	-	1,042	3	+0,001	-	-	-

Параметры элементарной ячейки, в Å: $a=9,37$, $c=6,87$, $c/a=0,734$, $a=9,36$, $c=6,88$, $c/a=0,733$.

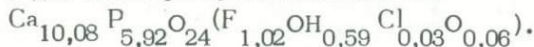
шается до 0,2%, а магния и железа - уменьшается соответственно до 0,01 и 0,02%. Имеется некоторое отличие и в содержании редких и рассеянных элементов. Так, в апатите из кремнисто-графитовых фосфоритов присутствуют в небольших количествах иттрий и медь, а апатит из карбонатных фосфоритов содержит в незначительном количестве редко наблюдающееся серебро (до 0,001%).

К сожалению, невозможность выделения в чистом виде апатита из карбонатных фосфоритов для полного химического анализа не позволяет сравнить этот апатит с апатитом из кремнисто-графитовых фосфоритов по содержанию в них фтора, гидроксильной группы и хлора, которые могут существенно влиять на другие свойства данного минерала.

Пересчет данных химического анализа на формулу апатита приводит к следующим результатам: для хорошо раскристаллизованного апатита получена формула



а для слабо раскристаллизованного -



При расчете формулы для обоих апатитов обнаруживается недостаток одновалентной группы (F,OH), который, по-видимому, компенсируется наличием кислорода, способного изомерно замещать F и OH.

Сравнение кристаллохимических формул показывает, что слабо раскристаллизованный апатит содержит несколько большее количество фтора и гидроксильной группы, в то время как в хорошо раскристаллизованном апатите заметно увеличивается содержание кислорода, заменяющего одновалентную группу.

Возможно, потеря F и гидроксильной группы и замена их кислородом обусловлены процессом перекристаллизации апатита, происходящим в условиях метаморфизма.

Результаты рентгеноструктурного анализа (дебаеграммы), снятые в лаборатории рентгеноструктурного анализа ИГЕМ АН СССР, для хорошо раскристаллизованного апатита из кремнисто-графитовых и карбонатных фосфоритов помещены в табл. 3, в которой для сравнения приведены данные для фторапатита по В.И. Михееву (1957).

Из таблицы видно, что межплоскостные расстояния апатита из двух основных типов фосфоритов хорошо соответствуют таковым для фторапатита и весьма незначительно различаются между собой - имеется некоторое увеличение межплоскостных расстояний у апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов по сравнению с апатитом из карбонатных фосфоритов.

Параметры элементарной ячейки, вычисленные на основании приводимой дебаеграммы для апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов, имеют следующие значения (в Å): $a = 9,37$, $c = 6,87$, $c/a = 0,733$. Они также хорошо соответствуют параметрам элементарной ячейки фторапатита ($a = 9,36$, $c = 6,88$, $c/a = 0,734$).

Таким образом, сравнение приведенных выше данных микроскопического, химического, спектрального и рентгеноструктурного исследования апатитов из двух основных типов фосфоритов нагорья Сангилена показало, что они имеют некоторые отличия как по внешнему виду, так и по другим свойствам: микровключениями, микропримесям, показателям преломления и межплоскостным расстояниям.

В заключение следует отметить, что минералого-петрографические особенности описанных фосфоритов и химический состав фосфатного вещества, по-видимому, являются следствием как геологических условий образования, так и тех вторичных процессов, которые имели место в процессе формирования этих фосфоритов.

Литература

- Боровская И.С. Метаморфогенные фосфориты-apatиты Сангилена (Тува). - В кн. "Апатиты". Изд-во "Наука", 1968.
- Боровская И.С., Н.С. Зайцев. О фосфоритах в нижнем рифее горного обрамления юга Сибири. - Докл. АН СССР, 1965, 165, № 2.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Юдин Н.И., Боровская И.С. Докембрийские фосфориты Тувы. - В кн. "Фосфоритоносные формации Сибири" (Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР, 1968, ч. II, вып. 69).

О РОЛИ РЕЛЬЕФА В ФОРМИРОВАНИИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ ШИГРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

На значение форм рельефа в процессе формирования фосфоритоносных разрезов указывали многие исследователи (А.В. Казаков, Г.И. Бушинский, Б.М. Гиммельфарб, Н.А. Красильникова и др.). В последнее время этот вопрос применительно к центральным районам Русской платформы освещался в работах В.И. Беляева (1970) для восточного склона Воронежской антеклизы и М.Х. Махлиной (1969) для Московской синеклизы, которые связывали фосфоритообразование с конседиментационными поднятиями высоких порядков.

Роль более мелких форм рельефа в формировании фосфоритоносных разрезов хорошо видна на примере Шигровского месторождения Курской области. Остановимся на краткой характеристике двух форм рельефа, выделенных в результате изучения гипсометрического положения подошвы сеноманских отложений: Коссоржинской впадины и Шигровской платообразной возвышенности. Коссоржинская впадина (рис. 1) размером около 10×75 км и до 25–30 м глубины оконтурена горизонталью с отметкой 200 м над уровнем моря. Ее северный борт переходит в крутой склон, характеризующийся уклоном около 1,5 м на 1 км поперечного профиля; южный борт сочленяется с северным краем Шигровской возвышенности. Последняя (рис. 1) оконтурена с севера горизонталью с отметкой 200 м, а с юга – горизонталью с отметкой 190 м. Длина платообразной возвышенности около 35–40 км, ширина 20–25 км. К западу и востоку от нее происходит сближение горизонталей. Наклон подошвы сеноманских отложений в пределах этого участка не превышает 0,4 м. Южный край участка переходит в довольно крутой склон южного крыла Воронежской антеклизы, характеризующийся уклоном 1,5–2 м в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В зоне сочленения указанных форм рельефа, в районе с. Малый Змеинец, горизонталью с отметкой 210 м оконтурены два локальных возвышения (рис. 1).

Характер изменения сеноманских разрезов в пределах выделенных форм рельефа четко выделяется на рис. 2, А.

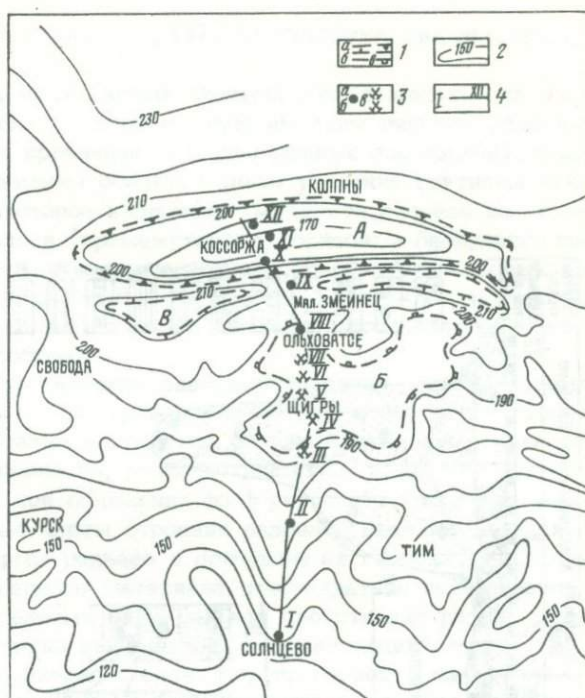
В пределах южного борта Коссоржинской впадины, по правому берегу р. Коссоржи, что в 30 км севернее г. Шигры (рис. 2, А, X) в основании сеноманского разреза выделяется пачка глауконит-кварцевых песков мощностью 0,2 м с гальками песчаного и глинистого фосфорита (нижний фосфоритовый горизонт, образованный за счет перемыва альбских песков с желваками фосфорита). Выше лежат разнозернистые глинистые пески средней части сеноманского разреза мощностью 2,5–2,7 м. Верхняя часть разреза мощностью 0,5 м представлена слабозернистыми слабоизвестковистыми песками, содержащими конкреции и гравий известковистого фосфорита. Разрез сеномана перекрывается песчаным мелом с гальками фосфорита мощностью 0,5 м (местное название "сурка"), лежащим в основании толщи пшечего мела турона.

Отложения приосевой части впадины (рис. 2, А, XI) представлены нерасчленяемой толщей разнозернистых глауконит-кварцевых песков мощностью более 5 м, а в западной части впадины – до 10–12 м. Все это указывает на данный участок как место интенсивного осадконакопления. Значительную роль в интенсивности заполнения впадины играл ее крутой северный склон, откуда поступал терригенный материал. В связи с этим в пределах последнего (рис. 2, А, XII) мощность отложений резко уменьшается (до 0,4–1 м). В основании разреза также залегают галечник. Выше лежат известковистые пески верхней части разреза, заключающие (непосредственно под суркой) известковистую фосфоритовую плиту и желваки (верхний фосфоритовый горизонт). Нижний и средний члены разреза выпадают, что, по-видимому, связано с интенсивными размывами сеноманского времени. На это же указывают и рассеянные гальки фосфорита среди песков северной части впадины.

Разрезы сеноманских отложений, приуроченные к локальным положительным формам рельефа, расположены непосредственно к югу (на 5–10 км) от Коссоржинской впадины (рис. 2, А, IX). Мощность песков здесь резко сокращается (до 0,3–0,4 м), а сортированность их возрастает, что указывает на значительную роль перемывов осадка. Фосфоритообразования в пределах этих форм не происходило, хотя на участке,

Рис. 1. Гипсометрическая схема сеноманских отложений Шигровского месторождения и прилегающих районов (с использованием материалов С.И.Воропаева, К.М.Арслановой и В.А.Мелешковой, ГУЦР)

А - впадины, Б - платообразные возвышения; В - локальные возвышения: 1 - границы форм рельефа; 2 - изогипсы рельефа и их абсолютные отметки (в м); 3 - опорный пункт и его номер на профиле; а - обнажение, скважина, б - неэксплуатируемый участок месторождения, в - эксплуатируемый участок месторождения; 4 - линия профиля



приуроченном к седловине рельефа между указанными возвышениями, в с.Малый Змеинец, отмечаются редкие желваки песчаного фосфорита.

Отложения Шигровской возвышенности непосредственно к югу от локальных возвышений содержат промышленную фосфоритонность. В отличие от плохо сортированных отложений Коссоржинской впадины они обычно мелкозернисты и маломощны.

В северной части платообразной возвышенности, на участке Ольховатое (в 12 км севернее Шигров, рис. 2, А, VIII) разрез представляет собой еще единый слой фосфоритов желвакового типа мощностью 0,3–0,6 м, выделяемый здесь в качестве второго фосфоритового горизонта (по Г.И.Бушинскому). В его составе иногда отмечается фосфоритовая плита мощностью до 0,03 м. В основании разреза обособляется галечник первого фосфоритового горизонта.

В средней части возвышенности, на участках Жестяной Лог (рис. 2, VII), Вязовое (VI) и Шигровский (V) в отличие от Ольховатого средний фосфоритовый горизонт дифференцирован на плиту мощностью 0,15–0,30–0,35 м соответственно с надплитным (0,4–0,5 м) и подплитным (0,1–0,3 м) слоями фосфорита желвакового типа.

В южной части Шигровской возвышенности, на участке Полевая Плата (рис. 2, IV), мощность плиты, так же как и надплитного слоя, сокращается вдвое по сравнению с участками средней части площади, т.е. до 0,2 м, а вдоль южного края – еще значительнее. Так, на участке Березовский (рис. 2, III) для плиты она сокращается до 0,05 м и полного выклинивания, а для надплитного слоя – до 0,1–0,15 м.

На рис. 2, А видно, что распространение плиты ограничено контурами Шигровской возвышенности, а максимальная мощность наблюдается в средней части площади.

В соответствии с этим также происходит и последовательное увеличение содержания фосфорного ангидрида и продуктивности фосфоритовой серии для желваков промышленного класса руды + 1 мм, в том числе и плиты, от северного и южного краев возвышения к его средней части, где отмечаются максимумы фосфоритонности. Так, среднее содержание P_2O_5 для участка Ольховатое 10,4%, продуктивность 843 кг/м², для Березовского соответственно 16,4% и 1350 кг/м², а для Шигровского 16,6% и 1684 кг/м². Помимо приуроченности плиты к определенной форме рельефа, роль последнего проявилась также и в особенностях механизма фосфоритообразования. В связи с усиленным выносом тонких частиц за пределы южного края возвышенности, что имело место в районе участка Полевая Плата, происходило естественное механическое обогащение руды за счет так называемого сгруживания желваков. В связи с этим

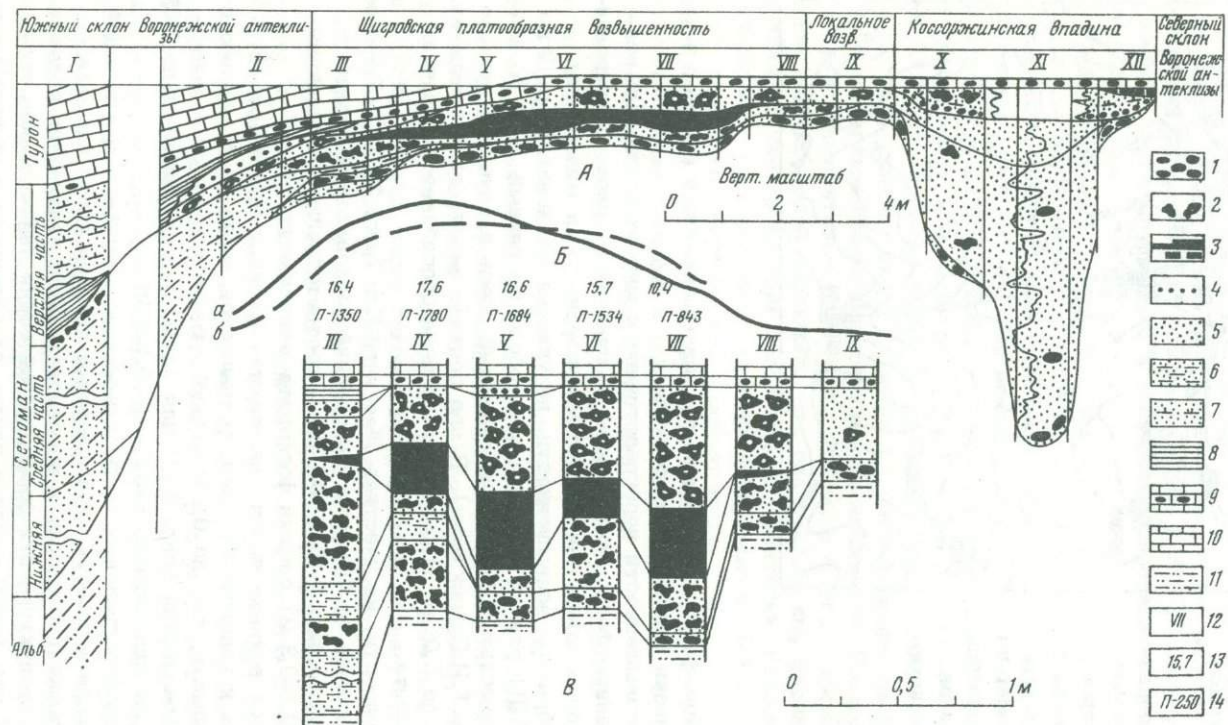


Рис. 2. Разрезы сеноманских отложений Щигровского месторождения и прилегающих районов

А - схематический литолого-фациальный профиль; Б - кривые показателей фосфоритонности продуктивной серии (для промышленного класса руды + 1 мм): а - содержание P_2O_5 (в %), б - продуктивность (в $кг/м^2$); В - схема сопоставления фосфоритонных разрезов; 1 - гальки фосфорита; 2 - конкреции фосфорита: а - угловатые, б - окатанные; 3 - плита фосфорита: а - песчаного состава, б - известкового состава; 4 - гравий фосфорита; 5 - глауконитово-кварцевый песок; 6 - глинистый песок; 7 - известковистый песок; 8 - глина; 9 - песчаный мел ("сурка"); 10 - пичий мел; 11 - алевриты и тонкозернистые пески; 12 - номер опорного пункта; 13 - содержание P_2O_5 (в %); 14 - продуктивность (в $кг/м^2$)

наблюдается смещение максимума содержания P_2O_5 (17,6%) и продуктивности (1780 кг/м²) в сторону Полевой Плоты.

Повсеместное в пределах возвышенности (кроме краевых зон) выпадение из разреза третьего члена, несомненно, связано с относительно высоким гипсометрическим положением данной формы рельефа. (по сравнению с прилегающими площадями), благодаря чему здесь широко проявлены размывы осадка. Однако усиление крутизны склона (южный край площади) вызвало некоторое нарастание мощности разреза на Березовском участке и появление новых слоев (промежуточные горизонты безрудного песка). К югу от сводовой части Шигровской возвышенности последовательно возрастает мощность сеноманского разреза, достигающая 6 м на участке Вышне-Озерна (рис. 2, А, II) и 10 м в районе Солнцево (рис. 2, А, I), резко снижается фосфоритность, осадок приобретает тонкозернистый состав.

Таким образом, устанавливается определенная зависимость типов разреза сеноманских отложений от конкретных форм рельефа, проявляющаяся как в характере строения разреза, так и в составе осадка. Разрезам в пределах положительных форм рельефа свойственны промышленная фосфоритность, резко сокращенные мощности разреза и его дифференциация на слои, предельное сближение фосфоритовых горизонтов, хорошая сортированность осадка. Указанные черты строения разрезов связаны в значительной мере с характером данной формы рельефа и присущим ей гидродинамическим режимом (ограниченный приток терригенного материала, многократное перебивание осадка). Разрезам в пределах отрицательных форм рельефа свойственно резкое затухание фосфоритности, отсутствие четко выраженной дифференциации разреза на слои, значительные мощности осадков, низкая степень сортированности материала, что также следует связывать с характером рельефа и режимом седиментации (интенсивность осадконакопления, процессы подводной эрозии и ряд других явлений). Резкие различия типов разреза (отмеченные для средней части сеноманского яруса) стираются для верхнего члена разреза, поскольку к этому времени все основные неровности рельефа были в значительной мере компенсированы осадками.

На указанном примере видно, что выделение форм рельефа и изучение зависимости от них характера разреза имеет прямое отношение как к составлению прогнозных карт, так и к проведению поисковых работ на фосфориты.

Литература

- Беляев В.И. Фосфоритность альб-сантонских отложений северо-восточного склона Воронежской антеклизы (в пределах междуречья Цны и Вороны). Автореф. канд. дисс. ВГУ, 1970.
- Махлина М.Х. Фосфоритность отложений центральных областей Русской платформы. Автореф. канд. дисс. М., 1969.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЗОЗОЙСКИХ ФОСФОРИТОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В статье приводятся результаты изучения химического состава фосфоритов альба и сеномана Смоленской, Брянской, Орловской, Курской, Калужской, Тамбовской и Пензенской областей. Материал представляет часть обобщающей работы по фосфоритоносности мезозоя центральных районов Русской платформы, выполненной в ЛОПИ совместно с ГУЦР (1966–1969 гг.). Обработаны многочисленные анализы, накопившиеся за предшествующие годы в разных экспедициях и рудничных лабораториях, а также анализы образцов и проб, собранных автором при полевых исследованиях разрезов (рис. 1).

Главное внимание в работе уделено фосфоритоносным отложениям сеноманского яруса, пользующимся наибольшей распространенностью на указанной территории и образующим промышленные месторождения.

Строение и литологический состав разрезов сеномана в общих чертах одинаковы на всех изученных месторождениях. В подошве залегают глауконит-кварцевые глинистые алевриты альба (местами более древние породы: апта, карбона, девона). На их размытой поверхности залегает I фосфоритовый слой (0,1–0,2 м), состоящий из кварцево-глауконитового песка и окатанных галек и валунов фосфоритовых конкреций. I фосфоритовый слой перекрывается глауконит-кварцевым песком и рассеянными в нем конкрециями фосфоритов, не имеющих признаков перетотложения. Сгущаясь кверху, эти конкреции срастаются между собой в сплошной слой – "плиту", представляющую II фосфоритовый слой (0,1–0,5 м).

В полном разрезе продуктивной толщи плитообразный слой фосфорита вверх переходит в слой песков с рассеянными конкрециями фосфорита. Последние в непосредственной близости к плите расположены наиболее густо. Это надплитный, или III фосфоритовый слой (0,5–0,7 м). Продуктивная толща не выдержана по площади, в ней меняется число фосфоритовых слоев, их мощность, насыщенность конкрециями фосфорита, а также мощность песков, разделяющих фосфоритовые слои ("межпластовые" слои). Эти изменения наблюдаются на коротких расстояниях в пределах одного месторождения и особенно часто встречаются на территории Воронежской и Тамбовской областей. Здесь несравненно чаще в фосфоритовых слоях содержатся совместно окатанные и неокатанные шероховатые конкреции фосфорита. Такой смешанный состав конкреций указывает на неоднократный переыв осадков. Структура окатанных конкреций далеко не всегда совпадает со структурой вмещающих пород, но всегда одинакова в неокатанных конкрециях.

В подавляющем большинстве случаев фосфориты с более тонкой алеврит-пелитовой структурой содержат больше фосфата и, следовательно, более богаты P_2O_5 по сравнению с песчаными и особенно грубопесчаными конкрециями фосфорита. Первые характерны для нижнего – I – фосфоритового слоя Сожского, Полпинского, Подбужского, Шигровского месторождений, вторые – для всех верхних фосфоритовых слоев, а третьи – встречаются в фосфоритовых слоях Тамбовской области (рис. 2, 3).

Концентрация фосфата в конкрециях, вероятно, определялась интенсивностью их роста. В относительно менее проницаемых алеврит-пелитовых осадках происходило медленное формирование конкреций и в связи с этим меньший захват фосфатным цементом материала вмещающего осадка. В песчаных осадках происходил более быстрый рост конкреций, при котором фосфатный цемент распределялся, не образуя высоких концентраций.

Кровля продуктивной толщи представлена мелом турона, опоками, мергелями и глинисто-песчаными породами сантона или суглинками четвертичного возраста. В месторождениях Тамбовской области в кровле фосфоритоносного сеномана среди коренных пород преобладают породы сантонского возраста.

Фосфориты изученных месторождений на всей территории имеют одинаковый химический состав. Об этом свидетельствуют, как показано ниже, одинаковые соотношения компонентов в образцах фосфоритовых конкреций и пробах фосфоритовых слоев.

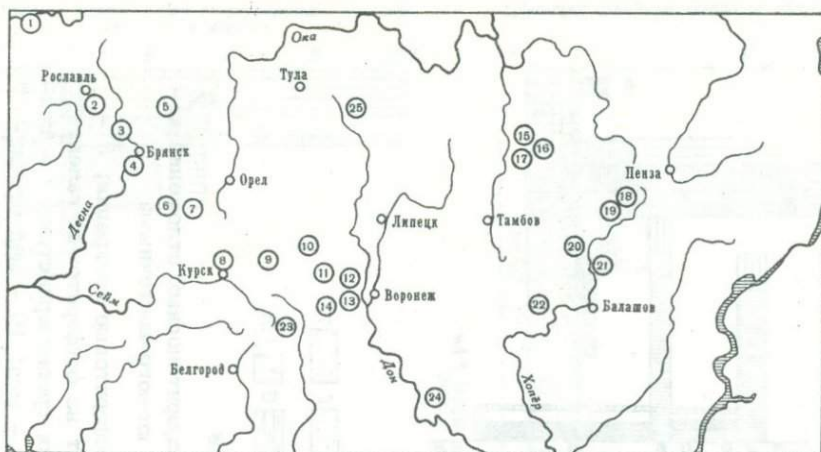


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

1 - Сожское месторождение; 2 - Подбужское месторождение; 3 - Полпинское месторождение; 4 - обнажение Добрунь; 5 - Слободско-Которецкое месторождение; 6 - обнажение Игрицкое; 7 - Дм. Орловское месторождение; 8 - скв. Курская 2980; 9 - Щигровское месторождение; 10 - обнажение Горяиново; 11 - обнажение Ст. Ведуга; 12 - Средний Карьер Семилуки; 13 - обнажение Ендовище; 14 - обнажение Красная долина; 15 - обнажение Пичаево; 16 - обнажение Рудовка; 17 - обнажение Петровское; 18 - обнажение Колесовка; 19 - обнажение Подгорное; 20 - обнажение Новая Поляна; 21 - обнажение Кулевча; 22 - обнажение Большой Карай; 23 - Лебединский карьер; 24 - обнажение Шестаково; 25 - Большое Кимовское месторождение

Химический состав и минералогическая природа фосфатного вещества конкреционных фосфоритов изучались многими учеными. А.В. Казаковым (1937, 1939, 1950) производилось экспериментальное физико-химическое исследование фосфата с целью выяснения генезиса фосфоритов. Рентгеноструктурными исследованиями установлено, что фосфатное вещество всех фосфоритов представляет собой фторсодержащий фосфат кальция - фторкарбонат-апатит (Кавицкая, 1962; Масленников, Кавицкая, 1956; Озеров и др., 1956; Смирнов, 1966; Смирнов и др., 1958; Соймонова, Слудская, 1941, и др.).

Фосфат, выделенный в чистом виде из фосфоритовых конкреций Полпинского и Щигровского месторождений, по данным А.И. Смирнова, имеет следующий состав: соответственно P_2O_5 30, 63 и 30, 66%; CO_2 5,30 и 6,62%; CaO 47,71 и 48,38%; F 3,80 и 2,53%; SO_3 1,62 и 1,44%.

По данным исследований кристаллохимических свойств фосфата его структурные особенности определяются частичным изоморфным замещением во фторапатите группы $(PO_4)^{-3}$ группой углерода $[CO_3(OH,F)]^{-3}$. Наиболее характерными изоморфными замещениями считаются замещение части фосфора на углерод или серу, части фтора - на гидроксил и части кальция - на натрий и водород. По составу изоморфных примесей А.И. Смирнов (1966) предположительно восстанавливает вероятные физико-химические условия среды формирования фосфоритовых конкреций.

Автор данной статьи ставил цель определить типовые характеристики количественного состава фосфоритов мезозоя на всей изученной территории от р. Сож на западе до р. Хопра на востоке (см. рис. 1). Химическим анализам подвергались образцы и пробы фосфоритовых конкреций, фосфоритовых слоев, межпластовых слоев и пород подошвы и кровли фосфоритонесущей толщи (табл. 1). Методика анализа была единой (НСI 5:100 с 5-минутным кипячением).

При обработке анализов ясно выявилась определенная зависимость между компонентами в составе фосфоритов (нераств. ост.: P_2O_5 , $CaO:P_2O_5$, $CO_2:P_2O_5$). Определенные коррелятивы в фосфоритах некоторых главных месторождений были определены ранее А.В. Казаковым и Л.И. Горбуновой (НИУИФ), Г.И. Бушинским и позже

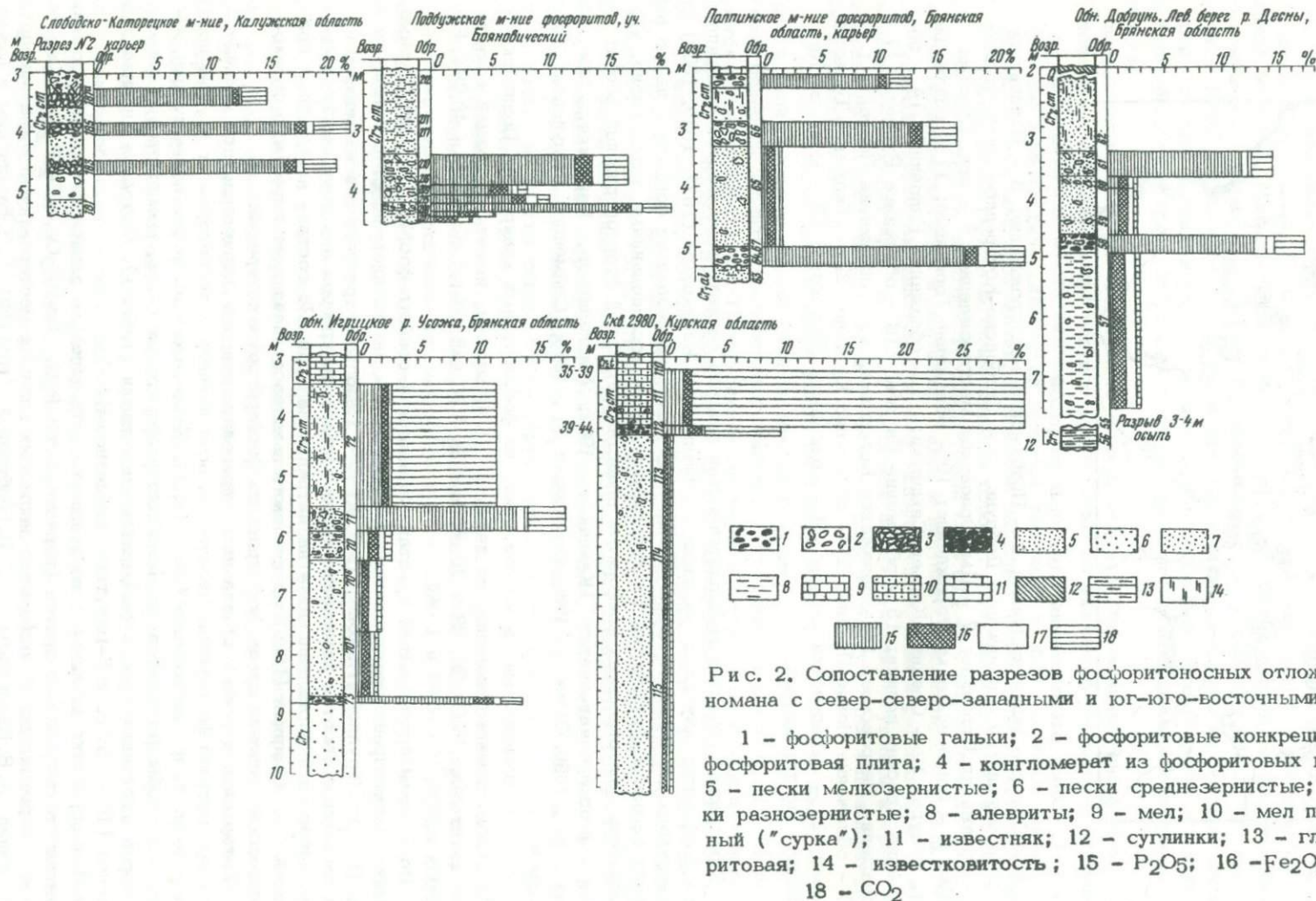
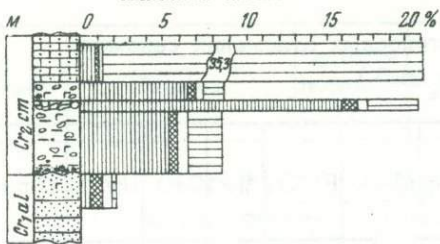


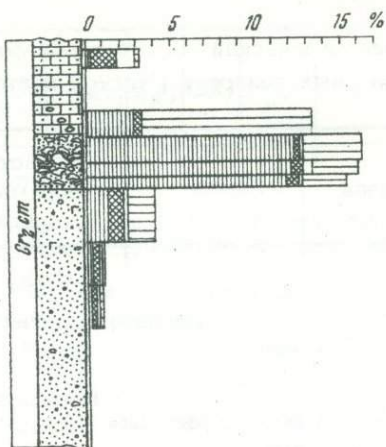
Рис. 2. Сопоставление разрезов фосфоритонесных отложений сеномана с север-северо-западными и юг-юго-восточными

1 - фосфоритовые гальки; 2 - фосфоритовые конкреции; 3 - фосфоритовая плита; 4 - конгломерат из фосфоритовых галек; 5 - пески мелкозернистые; 6 - пески среднезернистые; 7 - пески разнозернистые; 8 - алевриты; 9 - мел; 10 - мел песчаный ("сурка"); 11 - известняк; 12 - суглинки; 13 - глина алевритовая; 14 - известковитость; 15 - P_2O_5 ; 16 - Fe_2O_3 ; 17 - Al_2O_3 ; 18 - CO_2

Сожское месторождение фосфоритов, уч. Грязь, Смоленская область



г. Дмитров-Орловский, Орловская область



Щигровское месторождение фосфоритов, уч. П. Плата, Курская область

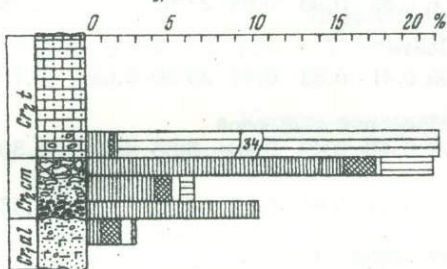
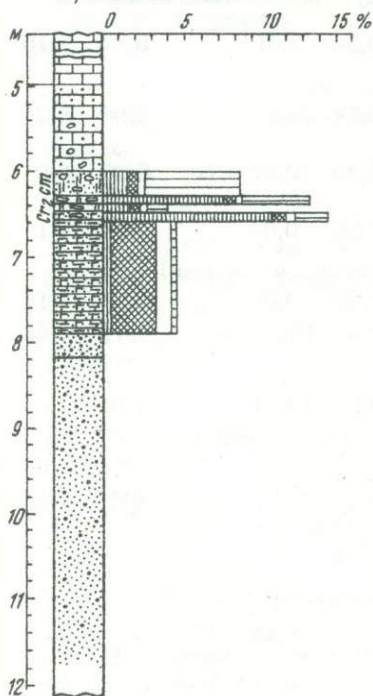
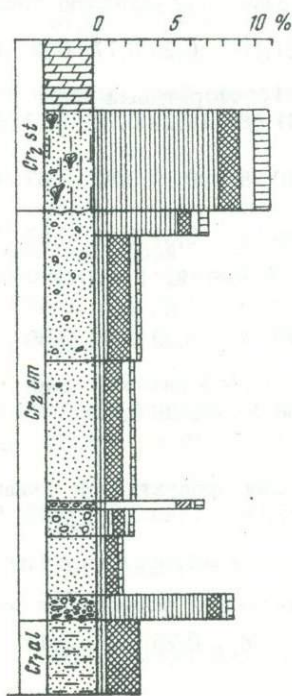


Рис. 3. Сопоставление разрезов фосфоритонесных отложений мезозоя с запада на восток (условные обозначения см. рис. 2)

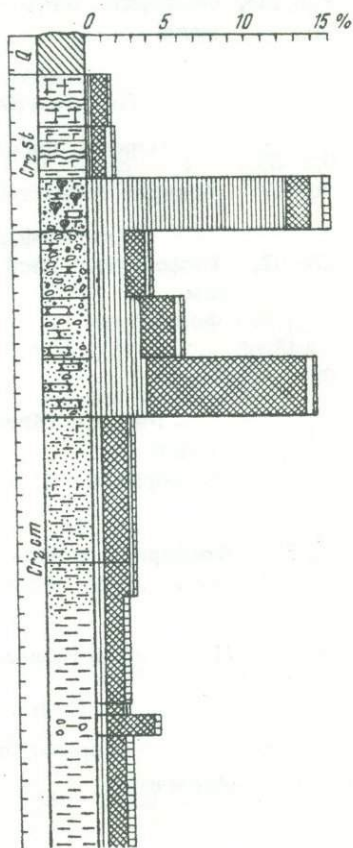
г. Семилуки, карьер Средний, Воронежская область



с. Свещевка, Тамбовская область



Обн. с. Никольское, Тамбовская область



Средний химический состав пород фосфоритонесных отложений сеномана центральных областей Русской платформы (в %)

Образец	Порода	Нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	H ₂ O	П.п.п.	CO ₂
Р.Сож, Смоленская область										
Породы, подстилающие фосфоритонесную толщу										
40	Песок	92,64	0,32	0,62	0,75	0,26	0,74		3,88	0,2
Подплитный фосфоритовый слой										
38	Песок с фосфоритами	64,1	9,12	0,62	0,77	0,39	13,46	0,67	5,32	2,4
38а	Фосфориты	42,58	16,56	0,63	0,98	0,64	27,61		0,38	3,28
Плита										
39,39а	Фосфорит	45,50	14,93	0,41	0,83	0,46	23,20	0,53	6,10	3,0
Надплитный фосфоритовый слой										
41	Песок с фосфоритами	81,98	4,37	0,44	0,49	0,40	5,55	0,43	3,39	0,8
41а	Фосфорит	40,73	16,70	0,63	0,86	0,55	27,77		0,35	3,5
Кровля продуктивной толщи										
42,43	Мел	19,4	1,52	0,30	0,29	0,86	42,55	0,71	34,0	32,85
42в,42б,43а	Фосфориты из мела	27,7	5,82	0,36	0,57	0,43	37,09	0,77	25,57	23,2
Полпинское месторождение, Брянская область										
Породы, подстилающие продуктивную толщу. Нижний мел (альб)										
46а,47	Алеврит глинистый	81,18	0,28	0,77	0,90	0,34	6,81		5,07	0,15
I фосфоритовый слой										
48р,48	Фосфориты с песком	41,68	16,29	0,72	1,03	0,54	26,2		4,68	3,2
48-1,48а	Фосфориты	30,75	20,19	0,53	0,67	0,39	30,07	0,71	8,00	3,9
64,48-2										
65	Песок	96,14	0,31	0,43	0,53	0,20	0,65		0,56	0,1
Межпластовый слой (между I и II фосфоритовыми слоями)										
50	Песок	95,82	0,30	0,31	0,57	0,62	0,61		-	0,15
50а	Фосфорит	70,14	8,22	0,30	0,86	-	15,36		0,48	1,72
II фосфоритовый слой										
52,53	Фосфориты с песком	54,7	12,26	0,55	0,70	0,24	18,77		5,76	2,8
Кровля продуктивной толщи										
54	Песок известковый	89,08	2,40	0,94	0,98	0,32	0,81		5,70	8,8
Свищевка, Тамбовская область										
Породы, подстилающие фосфоритонесную толщу										
410	Алеврит	92,08	0,25	Нет	2,42	-	1,40		-	-

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Порода	Нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	H ₂ O ⁻	П.п.п.	CO ₂
Обнажение Игрицкое, Брянская область										
Породы, подстилающие фосфоритоносную толщу. Нижний мел. Альб										
68,69	Песчаник	97,98	0,07	0,10	0,12	0,24	0,30		0,28	0,25
Нижний фосфоритовый слой. Верхний мел. Сенومان										
73	Фосфориты с песком	61,6	9,81	0,60	1,05	0,30	15,00		5,01	1,90
Межпластовый слой										
70,70б,	Песок	90,0	0,49	1,03	2,93	0,16	0,97	0,82	2,04	0,28
70в, 70р,	Фосфориты	66,14	9,43	0,44	0,94	0,27	15,00	0,63	4,56	1,73
70а										
II фосфоритовый слой										
70р	Фосфориты с песком	53,44	13,41	0,34	0,62	0,41	20,40	0,72	6,02	3,20
Кровля фосфоритоносных слоев										
72	Песок с фосфоритами	32,40	1,85	0,30	0,37	0,20	13,50	0,63	10,04	8,80
Слободско-Которецкое месторождение, Калужская область										
Породы, подстилающие продуктивную толщу										
172,188,	Песок	94,56	0,59	0,53	0,88	0,23	1,15	-	0,42	0,10
Фосфоритовые слои										
А. Нижний слой - песок с рассеянными фосфоритами										
173,196,	Песок с фосфоритами	75,33	6,73	0,46	0,73	0,1	10,89	-	0,94	1,11
189										
173а,189а,	Фосфориты	61,49	11,53	0,52	0,69	0,31	17,88	1	1,23	2,0
196а,189а										
Б. Нижний плитный слой (сростки фосфоритов)										
174,174а,	Фосфориты сростки	53,31	13,42	0,61	0,96	0,48	21,28	-	2,2	2,20
188,190,										
198										
174б	Песок	74,9	6,47	0,63	0,80	0,4	9,41	-	3,30	1,10
В. Межпластовый фосфоритовый слой - песок с рассеянными фосфоритами										
175,199	Песок с фосфоритами	77,76	6,0	0,59	0,76	0,28	9,55	-	1,58	1,0
184а,191а,	Фосфориты	40,19	18,0	0,54	0,86	0,41	28,70	-	5,05	3,2
199а,185										
Г. Верхний плитный слой										
177,177а,	Фосфориты сростки	50,95	14,70	0,60	0,80	0,64	22,32	-	3,71	2,66
187а,192,										
200,200а										
201	Корка на плите	46,28	15,43	0,70	1,37	0,51	25,06	-	0,02	2,52
Д. Надплитный слой										
178	Песок с фосфоритами	87,10	2,88	0,63	0,80	0,46	4,00	-	2,24	0,5
202,180,	Гальки и валуны фосфоритов	50,30	14,60	0,65	1,03	0,38	21,52	-	4,41	2,67
180а,198,										
187,194										
204	Мел	24,20	23,11	1,17	0,84	0,22	33,80	-	6,80	3,4

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Порода	Нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	H ₂ O ⁻	П.п.п.	CO ₂
Баяновичи, Калужская область										
Породы, подстилающие продуктивную толщу										
207,213	Алеврит глинистый	86,25	1,31	1,16	1,53	0,34	2,2		3,81	0,11
Нижний фосфоритовый слой										
208	Фосфориты с песком	45,64	15,30	0,98	1,54	0,56	22,60		6,70	2,4
208а	Фосфориты	29,80	19,58	0,91	1,20	0,30	32,27		7,16	3,5
Межпластовый слой										
215,209	Песок с фосфори- тами	69,24	5,73	0,88	1,31	0,22	9,21		2,67	0,88
209а,210, 215а	Фосфориты	50,64	13,35	0,88	1,18	0,32	20,82		4,1	2,29
II фосфоритовый слой										
210а,216	Фосфориты	47,33	14,8	0,9	1,21	0,51	23,93		3,92	2,54
Кровля продуктивной толщи. Верхний мел. Турон										
205,206	Мел	4,97	0,29	0,17	0,34	0,17	52,02		41,84	40,5
Щигровское, Курская область										
Породы, подстилающие фосфоритоносную толщу. Нижний мел. Альб										
85,74	Песок	88,87	1,61	0,68	1,00	0,30	2,44	1,57	3,87	0,25
Нижний фосфоритовый слой (валунно-галечный)										
86	Фосфориты с песком	62,20	10,94	0,51	1,12	0,58	16,0	0,82	4,84	1,80
75а,83а, 86а1,86а2, 86р	Фосфориты окатанные	38,77	18,33	0,60	1,00	0,47	27,8	0,65	5,90	3,29
Межпластовый слой (подплитный)										
87а,87ар	Фосфориты	45,15	12,05	0,90	1,9	0,70	22,0	1,87	10,81	6,00
76	Фосфориты с песком	82,06	4,14	0,53	1,07	0,62	6,00	1,13	3,54	0,80
Плита фосфорита										
76р	Фосфориты	47,62	15,26	0,33	1,96	0,74	21,20	0,57	6,38	3,10
Кровля продуктивной толщи. Сеноман-турон										
77р	Мел	18,38	1,42	0,16	0,20	0,60	44,20	0,24	34,40	33,90
81	Комки мела на плите	12,04	17,18	0,43	0,82	0,32	45,41	-	-	17,20
83	Фосфориты из мела	21,48	22,21	1,13	1,14	0,67	37,20	-	-	4,16
Скв. 2980, 2974, 2973, Курская область										
Породы, подстилающие фосфоритоносную толщу										
121,120, 119,118, 117,116, 115,100, 99,98,97, 96,95,107, 115	Песок Фосфориты	96,3	0,09	0,29	0,32	0,18	0,51	0,33	1,23	0,27
		3,12	32,14	2,09	3,90	0,33	29,10	1,70	7,02	2,5

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Порода	Нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	H ₂ O ⁻	П.п.п.	CO ₂
Фосфоритовый слой										
112,94	Фосфориты с цементом	70,88	4,82	0,24	0,73	0,34	13,52	0,34	3,47	5,81
Кровля фосфоритоносных слоев. Сеноман-турон										
111,110, 93,92.	Мел	9,53	0,5	0,04	0,27	0,22	49,28	0,46	40,98	38,0
103										
109,108, 91,90,101	Мергель	46,05	0,51	0,64	0,31	0,32	25,43	1,78	27,0	18,63
Красная долина, Курская область										
I фосфоритовый слой										
447	Песок-	93,10	1,88	0,13	0,58	-	3,10	-	0,88	0,30
447a	Фосфорит	74,08	8,43	0,23	0,92	-	13,24	-	1,52	0,82
II фосфоритовый слой										
449,450	Песок с фосфоритами	80,35	5,77	0,18	0,75	0,16	9,47	-	1,89	1,78
449a	Фосфориты	56,40	13,45	0,37	0,83	0,47	21,31	-	3,38	0,82
Колесовка, Пензенская область										
Породы, подстилающие фосфоритоносную толщу										
392,393, 394,396, 397,399	Алеврит	97,25	0,36	0,06	0,66	0,02	0,90	-	0,81	0,14
396 ₂	Глина	83,72	0,64	0,72	2,96	0,16	1,40	-	6,04	0,30
395,401	Песок	92,7	1,45	0,25	0,73	-	2,77	-	1,23	0,41
398,400, 402	Фосфориты с песком	70,45	8,3	0,33	1,00	0,19	13,31	-	3,03	1,56
403	Мергель	91,82	0,15	0,57	1,00	0,42	1,32	-	5,14	1,55
Никольское, Тамбовская область										
Породы, подстилающие фосфоритоносную толщу										
357,359, 360,361, 362	Алеврит	94,66	0,67	0,44	1,22	0,19	1,3	-	-	-
357a,357 360a	Конкреция алевролита	70,22	7,46	0,60	1,44	0,17	13,1	-	-	0,64
363,364, 365,366, 367	Песок и песчаник	88,32	1,65	0,38	3,55	0,07	2,0	-	-	0,24
368	Фосфориты с песком	87,39	2,24	0,35	1,08	0,11	4,73	-	-	0,30
Породы кровли										
369	Известковый песчаник	54,60	12,32	0,84	1,54	-	19,98	-	-	1,37
370	Песок	92,40	0,21	0,64	0,92	0,26	0,81	-	-	-
371	Алеврит	93,32	0,22	0,24	1,08	-	0,96	-	-	-
I фосфоритовый слой										
410	Фосфорит с песком	74,54	7,14	0,33	0,88	0,37	1,54	-	-	1,37

Таблица 1 (окончание)

Образец	Порода	Нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	H ₂ O	П.п.п.	CO ₂
Между I и II фосфоритовыми слоями										
412,413	Песок и песчаник	95,72	0,52	0,10	1,14	-	1,50	-	-	0,42
II фосфоритовый слой										
414,414а	Фосфориты с песком	65,34	8,75	0,31	0,70	0,68	15,94	-	-	2,19
Между II и III фосфоритовыми слоями										
415	Песок	95,40	0,54	0,36	0,96	-	1,55	-	-	0,55
III фосфоритовый слой										
416	Песок	93,44	0,72	0,40	1,28	0,16	1,62	-	-	0,30
417	Фосфориты с песком	81,10	5,41	0,53	0,88	0,42	10,36	-	-	1,37
418	Губки, стяжения	66,30	7,78	0,94	1,29	0,42	13,61	-	-	1,92
Карьер Лебединский, Белгородская область										
Фосфоритовый слой										
461а ₁ , 461а ₂ , 461а ₃ , 463а	Фосфориты	74,22	7,81	0,15	0,59	0,20	13,50	-	2,26	1,58
462,463	Песок с фосфоритами	83,2	5,53	0,02	0,66	0,13	8,28	-	1,84	1,10

Данные анализов ЛОПИ и геохимической лаборатории, 1966-1968 гг.

А.И. Смирновым (ГИГХС). Закономерность этих соотношений обусловлена постоянством минерального парагенеза фосфоритов изученных месторождений и вытекает из фациальных условий самого генезиса этих фосфоритов.

Ниже рассматривается содержание компонентов химического анализа в образцах и пробах главных компонентов фосфата снизу вверх по разрезу.

Породы, подстилающие продуктивную толщу сеномана, в изученных разрезах представлены альбскими глауконит-кварцевыми песками, алевритами, глинистыми алевритами и переходными разновидностями этих пород. В них встречаются мелкие конкреции фосфоритов в виде галек и гравия и конкреции без признаков переотложения, но в небольшом количестве.

P₂O₅ в пробах пород, взятых непосредственно под I фосфоритовым слоем сеномана, колеблется от 0,1 до 1,6%. Al₂O₃ в большинстве случаев колеблется в пределах 0,3-0,7%, в отдельных анализах достигает 1-1,2% или не обнаруживается. Наиболее высокое содержание Al₂O₃ относится к глинистым алевритами. В песках и алевритах с незначительным количеством пелита Al₂O₃ в анализах мало или совсем нет. Поэтому можно считать, что источником Al₂O₃ в анализах является глинистое вещество. Fe₂O₃ в большинстве проб содержится не более 1% с пределами колебаний от 0,1 до 3%. Гидроокислы железа в породах в основном накапливаются благодаря привносу водами, местами за счет окисления пирита, и во всех случаях присутствует некоторое количество терригенного железа, привнесенного в бассейн вместе с другими минералами. CaO в образцах и пробах содержится в пределах 0,3-6,8%. Содержание его целиком зависит от количества фосфата в породах, так как кальцит отсутствует. MgO составляет не более 0,4%, и колебание его в этих пределах не зависит от содержания P₂O₅.

Распределение по площади рассмотренных компонентов в породах, подстилающих продуктивную толщу сеномана, не подчинено какой-либо закономерности.

I фосфоритовый слой характеризуется следующим химическим составом.

В большинстве образцов фосфоритовых конкреций: $P_2O_5 = 18-20\%$, $Al_2O_3 = 0,6-1,0\%$, Fe_2O_3 (растворимый в данных условиях анализа) $= 1,0-1,5\%$, $MgO = 0,3-0,6\%$. CaO и CO_2 зависят от содержания P_2O_5 . В тех случаях, когда в конкрециях содержание Fe_2O_3 , Al_2O_3 или MgO больше или такое же, как во вмещающих породах, можно предполагать вынос компонентов из пород и сохранение их в первоначальных количествах в конкрециях. При одинаковом соотношении Fe_2O_3 и нерастворимого остатка в пробах пород и конкрециях можно считать количество гидроокислов железа в тех и других неизменным. Однако возможны случаи относительно большей концентрации компонентов (кроме фосфатных) в конкрециях без изменения их в породах. Вместе с фосфатным веществом в тонкой смеси могли стягиваться в конкреции коллоидные фракции пелита, органического вещества, гидроокислов железа, алюминия. Таким образом, соотношение минеральных компонентов донных осадков, захваченных фосфатом, может быть иным без последующих выноса и привноса (подчеркиваем, что речь идет о растворимой части железистых соединений).

В бороздовых пробах I слоя фосфоритов P_2O_5 колеблется в пределах 10-16%; Fe_2O_3 в большинстве случаев не превышает 1%, максимум - 1,5%; Al_2O_3 колеблется главным образом в пределах 0,5%, в редких случаях достигает 1%; $MgO = 0,4-0,5\%$. В пробах песка I фосфоритового слоя, лишенного заметных конкреций фосфоритов, P_2O_5 составляет около 0,3%. CaO и CO_2 сопряжены с P_2O_5 ; Fe_2O_3 , Al_2O_3 и MgO содержатся в таких же количествах, что и в пробах всего слоя (в песке с фосфоритами).

В промышленных пробах руды I фосфоритового слоя Полпинского месторождения среднее содержание P_2O_5 , рассчитанное нами по данным рудничной лаборатории, равно 10-12%. В концентрате (+2 мм) этой руды P_2O_5 равно 18-19% (рис. 4).

В пробах окатанных конкреций фосфоритов Сожского и Полпинского месторождений P_2O_5 колеблется в пределах 16-24%, а в Шигровском месторождении - в пределах 16-22%, но главным образом в интервале 16-18% (рис. 5). Al_2O_3 и Fe_2O_3 содержатся в пробах фосфоритовых конкреций в таком же количестве, как и в бороздовых пробах фосфоритового слоя и вмещающего песка, соответственно, в пределах 0,5 и 1%.

Наибольшее содержание P_2O_5 наблюдается в конкрециях черного цвета ("глинистый тип"). В конкрециях с относительно высоким содержанием P_2O_5 наблюдается и более высокое содержание MgO . При низких значениях P_2O_5 сопряженности указанных компонентов нет. Это можно объяснить тем, что источником MgO может быть глинистое вещество (глинистый тип конкреций), а также само фосфатное вещество.

"Межпластовые" слои (пески, залегающие между фосфоритовыми слоями) содержат песчаные конкреции, содержащие в полтора-два раза меньше P_2O_5 по сравнению с окатанными конкрециями I фосфоритового слоя. Однако, вследствие неоднородности конкреций, необычно низкое или высокое содержание P_2O_5 в конкрециях изредка встречается во всех слоях продуктивной толщи.

В месторождениях Гамбовской области, где окатанные конкреции фосфорита встречаются по всему фосфоритоносному разрезу и структура неокатанных и окатанных конкреций часто одинаковая, содержание P_2O_5 в тех и других конкрециях колеблется на одном уровне.

В бороздовых пробах межпластовых слоев содержание P_2O_5 сильно колеблется в зависимости от мощности слоя. Чем больше мощность промежуточных слоев, тем меньше в них фосфоритовых конкреций, и, следовательно, P_2O_5 .

Колебания компонентов химического анализа в этих пробах следующие: $P_2O_5 - 0,3-9\%$; $Al_2O_3 - 0,1-1,0\%$; $Fe_2O_3 - 0,6-2,9\%$; $MgO - 0,0-0,7\%$. В конкрециях фосфоритов содержание MgO выше, чем в пробах, что заставляет предполагать химическую зависимость в некоторых пределах содержания MgO от фосфата конкреций.

II и III фосфоритовые слои характеризуются химическими анализами следующим образом.

В конкрециях P_2O_5 колеблется преимущественно в пределах 13-17%, что соответствует наиболее низкому уровню содержания P_2O_5 в окатанных конкрециях I фосфоритового слоя. В пробах II и III фосфоритовых слоев $P_2O_5 - 4-15\%$; $Al_2O_3 - 0,2-0,9\%$; $Fe_2O_3 - 0,5-1,3\%$. Последние два компонента содержатся в одинаковых количествах и в пробах и в конкрециях.

II Фосфоритовый слой

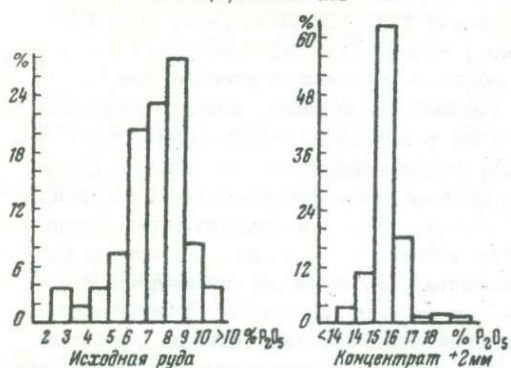


Рис. 4. Качество фосфоритов Полпинского месторождения (частота встречаемости - % P_2O_5)

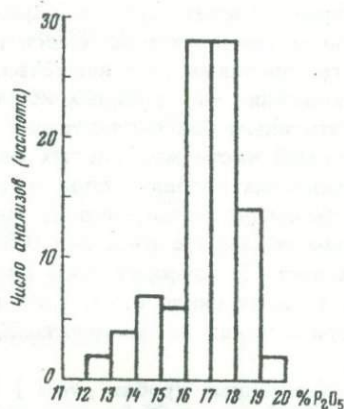
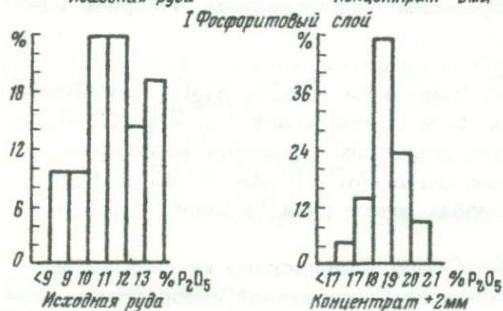
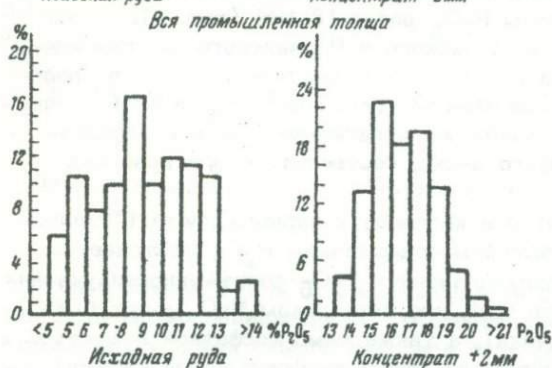


Рис. 5. Качество фосфоритов Шигровской группы месторождений (частота встречаемости - % P_2O_5). Геологоразведочные данные, класс +4 мм



Содержание MgO колеблется в пределах 0,2–0,7%, причем повышенное содержание наблюдается в конкрециях, а пониженное – в пробах слоев.

Промышленные пробы руды этих слоев в Полпинском месторождении содержат P_2O_5 в пределах 5–15%, в концентрате (+4 мм) P_2O_5 14–19% (см. рис. 4). В Шигровском месторождении в исходной руде продуктивной толщи среднее содержание P_2O_5 по рудничным данным равно 10–11%, в концентрате (+4 мм) P_2O_5 16–19% (рис. 5). В Смоленской области исходная руда продуктивной толщи в среднем содержит P_2O_5 5–10% (по разведочным данным) и 9–10% (по геологическим данным). Таким образом, в пробах фосфоритовой руды сравнительно крупных месторождений Днепровско-Донецкой впадины P_2O_5 в среднем превышает 10–11%. В более мелких месторождениях среднее содержание P_2O_5 в руде колеблется в пределах 8–9%.

В III фосфоритовом слое концентрат фосфоритовой руды (+4 мм) десяти месторождений р. Дон (Воронежская область) содержит P_2O_5 от 10 до 17%, т.е. более низкое, чем в промышленных месторождениях Полпино и Шигры.

Содержание P_2O_5 в пробах руды месторождений Днепровско-Донецкой впадины (Смоленская, Брянская, Калужская, Курская, Орловская области), принятое для подсчетов запасов, не превышает 10–11% и в большинстве случаев колеблется около 7–8%. При этом мощность продуктивной толщи в месторождениях изменяется преимущественно от 0,3 до 0,7 м.

В Тамбовской области содержание P_2O_5 , по данным производственного опробования альб-сеноманской продуктивной толщи Марусинского месторождения, в среднем равно 5,2%, сеноман-сантонской толщи Подвигаловского месторождения - 9%, сеноман-сантонской толщи Центрального месторождения - 2,3-4,65%.

В конкрециях фосфоритов P_2O_5 колеблется от 5 до 13%, более высокое содержание редко. В алевритах подошвы продуктивной толщи P_2O_5 колеблется главным образом от 0,3 до 0,7%. В породах кровли продуктивной толщи - от долей процента до нескольких первых процентов.

Таким образом, качество руды и отдельных фосфоритовых конкреций в месторождениях этих районов значительно ниже по сравнению с месторождениями Днепровско-Донецкой впадины.

Сравнительно более высоким содержанием P_2O_5 в фосфоритах отличаются промышленные месторождения бассейна р. Десны. Относительно пониженной концентрацией P_2O_5 (в 2-3 раза, а в отдельных случаях в 5 раз) отличаются фосфориты месторождений бассейна Дона и бассейнов Вороны и Хопра. Концентрация P_2O_5 в пробах фосфоритоносных слоев более высокая при меньшей их мощности. Однако такая зависимость наблюдается не везде, потому что продуктивные слои в разрезах сеномана и альба в большинстве случаев сосредоточиваются в толще небольшой мощности (в пределах 1-1,5 м), остальные выше- или нижележащие слои песков и алевритов почти лишены фосфоритов. В Воронежской и Тамбовской областях при самой разнообразной мощности сеномана содержание P_2O_5 в пробах фосфоритовых слоев колеблется в разных направлениях. Главная причина сравнительно пониженного содержания P_2O_5 в продуктивной толще восточных районов изученной территории заключается в разных палеогеографических и физико-химических условиях. Количество фосфата, выпадавшего в осадок в разных районах шельфовой зоны бассейна и тем более в разных бассейнах, было неодинаковым.

Неравномерность распределения фосфоритоносных отложений, т.е. невыдержанность их мощности и концентрации фосфоритов, обусловлена прежде всего условиями гидродинамического режима, зависящего от морских течений, неровности дна бассейна, большей или меньшей удаленности зон осадконакопления от береговой линии, высоты базиса эрозии, разных источников сноса. Все эти причины имели место на рассматриваемой территории. Медленное накопление терригенных осадков (или их размыв) приводило к большей концентрации фосфата в виде сближенных между собой фосфоритовых слоев и сгущения перемещенных конкреций.

Как известно, наиболее крупные скопления конкреционных фосфоритов приурочены к терригенно-глауконитовому типу глауконитовой формационной группы, развитой в средней части шельфа. В палеотектоническом плане, как известно, повышенные концентрации фосфоритов наблюдаются на склонах впадин (Днепровско-Донецкой впадины, северо-восточного склона Воронежской антеклизы, северного склона Прикаспийской синеклизы и др.). Главное условие выпадения фосфата в зоне шельфа, по А.В.Казякову, - резкое изменение физико-химической обстановки, возникшее при подтоке глубинных вод в относительно мелководные зоны моря. Концентрация фосфата может быть значительной только при сравнительно умеренном накоплении терригенных осадков.

Фосфатонакопление происходило во времени с разной интенсивностью, иногда прерывисто, о чем свидетельствуют чередование слоев фосфоритов со слабофосфатными слоями, присутствие окатанных конкреций фосфоритов и разных фаз нарастания (генераций) фосфата в конкрециях.

Продуктивность фосфоритовых слоев обычно больше там, где фосфориты более высококачественные. Но имеются случаи одинаковой продуктивности фосфоритовых конкреций при сравнительно низком содержании в рудах P_2O_5 .

Породы кровли продуктивной толщи, судя по анализам бороздовых проб, характеризуются весьма различным содержанием P_2O_5 - от долей процента до нескольких первых процентов (см. рис. 2, 3). Количество P_2O_5 в бороздовых пробах зависит от густоты рассеяния фосфоритовых конкреций в породах. Сами конкреции фосфорита весьма различны по содержанию P_2O_5 : например, в образце фосфоритовой конкреции, взятой из мела Сожского месторождения, P_2O_5 - 6%, в образце фосфорита из мела Щигровского месторождения P_2O_5 - 22%, в фосфорите из песка с примесью мела ("сурка") содержание P_2O_5 колеблется около 2%.

В песках и алевритах разрезов Тамбовской и Воронежской областей P_2O_5 не превышает десятых долей процента. Содержание других компонентов в породах кровли продуктивной толщи более выдержано: Al_2O_3 не более 0,9%, чаще колеблется около 0,2–0,3%, Fe_2O_3 в большинстве случаев не превышает 1% и лишь в сильно ожелезненных участках достигает нескольких процентов; MgO колеблется в большинстве случаев в пределах 0,2–0,8%; CaO меняется в зависимости от степени известковистости и фосфатизации пород.

Подробные химические анализы исходной руды и ее концентратов месторождений Днепровско-Донецкой впадины следующие. P_2O_5 в исходной руде промышленных месторождений колеблется в пределах 6–10%, CO_2 1,1–2,0% (в зависимости от содержания P_2O_5); SO_3 0,5–1,2%; F 0,6–1,1%; CaO 9,1–1,6% (меняется соответственно P_2O_5); Na_2O 0,1–1,6; K_2O 0,1–1,3%; MgO 0,2–0,4%; MnO 0,03–0,1%; Fe_2O_3 1,9–3,2; Al_2O_3 2,2–3,0%; SiO_2 59,3–73,5%; TiO_2 около 0,1%. В месторождениях Тамбовской области содержание TiO_2 больше благодаря сравнительно повышенному количеству в песках ильменита.

В концентратах фосфоритовой руды по сравнению с исходной рудой содержание компонентов, естественно, колеблется в более узких пределах: P_2O_5 14–20%; CO_2 3,1–3,9%; SO_3 0,9–1,4%; F 1,5–2,0%; CaO 23,3–29,8%; Na_2O 0,2–0,1%; K_2O 0,2–0,7%; MgO 0,1–0,9%; MnO 0,02–0,08%; Fe_2O_3 1,9–2,9%; Al_2O_3 0,03–2,49%; SiO_2 36,6–46,8%; TiO_2 0,03–0,12%; $C_{орг.}$ 0,37–0,66%.

Из перечисленных компонентов фосфатное вещество содержит P_2O_5 , CO_2 , CaO , F . Остальные компоненты входят в состав фосфоритов главным образом в качестве механических примесей, поэтому соотношение последних с P_2O_5 неопределенное. Содержание Fe_2O_3 и Al_2O_3 в подобных анализах выше в три–четыре раза по сравнению с содержанием в анализах наших проб фосфоритов, что обусловлено методикой анализов, полным растворением навески при силикатном анализе и выделением нерастворимого остатка в наших анализах (часть соединений железа не переходит в раствор). MgO колеблется в подобных и наших анализах почти на одном уровне (следовательно, весь магний переходит в раствор). Содержание CaO и CO_2 целиком сопряжено с содержанием P_2O_5 , количество которого колеблется в сравниваемых анализах в одинаковых интервалах, т.е. весь CaO содержится в фосфате, который полностью растворяется при обработке навески соляной кислотой.

Корреляция CaO , CO_2 , F , нерастворимый остаток / P_2O_5 выдерживается на одних уровнях для фосфоритов всех изученных месторождений. Цифры химических анализов во всем интервале содержания P_2O_5 практически укладываются на прямой линии (рис. 6–8) при средних коэффициентах: $CaO/P_2O_5 = 1,6$; $CO_2/P_2O_5 = 0,2$; $F/P_2O_5 = 0,1$. Соотношение нерастворимый остаток / P_2O_5 меняется в зависимости от качества фосфоритов: в промышленных месторождениях этот коррелятив в два–три раза ниже по сравнению с непромышленными месторождениями. В промышленных месторождениях (Полпинском, Сожском, Слободско-Которецком, Щигровском) коррелятив нерастворимый остаток / P_2O_5 колеблется в пределах 2,3–3,6. В непромышленных месторождениях фосфоритов Воронежской и Тамбовской областей этот коррелятив колеблется около 5–6.

Постоянство коррелятивов CaO/P_2O_5 и CO_2/P_2O_5 в изученных фосфоритах сеномана и альба на широкой площади центральных районов Русской платформы указывает на одинаковую минералогическую природу этих фосфоритов. CO_2 и CaO в образцах и пробах являются в данном случае компонентами только фосфатного вещества.

Средние коэффициенты дают возможность рассчитать средний химический состав фосфоритовых руд изученных месторождений.

Органическое вещество в фосфоритовых конкрециях присутствует почти постоянно. Оно окрашивает фосфат в темно-коричневый цвет и дает запах битума при механическом и химическом воздействии на конкреции. В шлифах фосфоритов органическое вещество имеет вид тонкопылеватых частиц, находящихся в смеси с фосфатом. Неравномерное распределение органического вещества в фосфате обуславливает неравномерную окраску последнего: причудливыми темными узорами, сгустками, потеками и т.д., окрашенными в черные и коричневые тона. Определения органического углерода (в 65

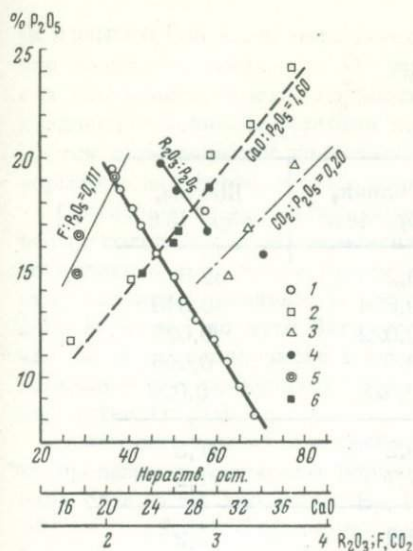


Рис. 6. Корреляционная диаграмма химического состава шигровских фосфоритов сеномана

1 - нерастворимый остаток /P₂O₅; 2 - CaO/P₂O₅; 3 - CO₂/P₂O₅; 4 - R₂O₃/P₂O₅; 5 - F/P₂O₅; 6 - полные анализы

Рис. 7. Корреляционная диаграмма химического состава брянских фосфоритов сеномана (Полпинское месторождение) нерастворимый остаток, CaO, CO₂, F/P₂O₅ (в %)

1 - геологоразведочные работы; 2 - обогатительные работы.

Верхний фосслой - незатушеванные точки, нижний фосслой - затушеванные точки

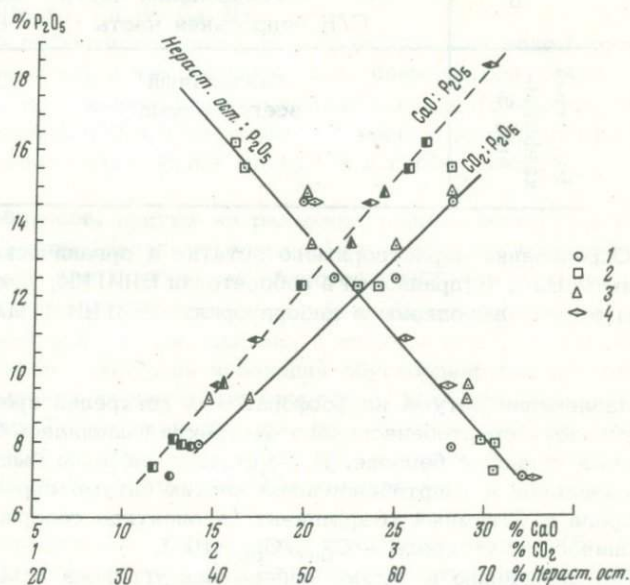
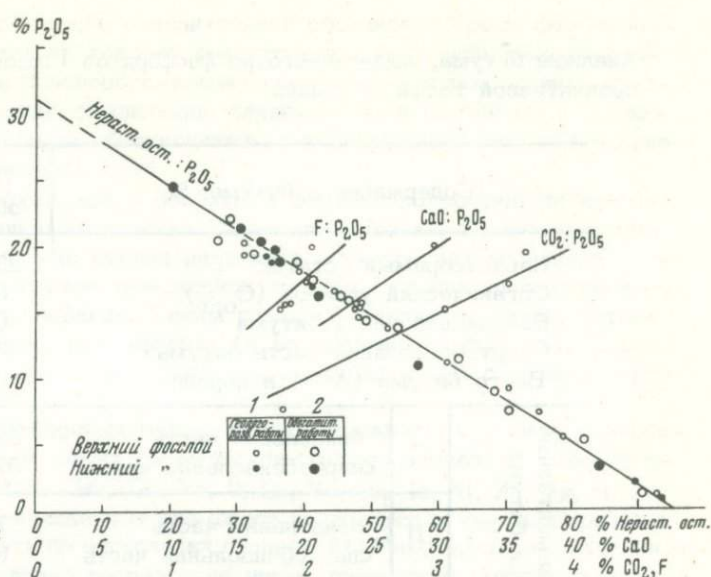


Рис. 8. Корреляционная диаграмма химического состава фосфоритов разных месторождений

1 - Свищевка, Тамбовская область; 2 - станция Ведуга, Воронежская область; 3 - Сторожевое, Воронежская область; 4 - Колесовка, Пензенская область

образцах) показали, что в большинстве случаев содержание его колеблется около 0,3% и лишь в единичных случаях достигает 0,9-1,0%; так же редко анализы не обнаруживают углерода. Повышенные количества C_{орг} характерны для конкреций с алеврит-пелитовой структурой, обладающих и сравнительно высоким содержанием фосфата. Пониженное содержание C_{орг} в большинстве случаев наблюдается в песчанистых фосфоритах.

В двух образцах (без видимых признаков выветрелости) изучена битумная часть органического вещества, растворимая в органических растворителях (табл. 2).

Анализы битума, выделенного из фосфоритов I слоя продуктивной толщи сеномана

Содержание в битуме, %		Полпин, обр. 48 а	Щигры, обр. 75 а	
Нерастворимый остаток		23,2	32,5	
Органический углерод ($C_{орг}$)		0,604	0,348	
Бензольная часть битума		0,022	0,023	
Спиртобензольная часть битума		0,001	0,005	
Всего битума (А+С) в породе		0,023	0,028	
Элементарный состав битума	С	бензольная часть	66,2	71,3
		спиртобензольная часть	57,7	61,2
	Н	бензольная часть	7,2	9,2
		спиртобензольная часть	6,7	6,3
	(O+N+S) бензольная часть		26,6	19,5
	С/Н бензольная часть		9,2	7,7
Битумный коэффициент, %	бензольный		2,5	4,6
	всего битума		-	5,7

Определения нерастворимого остатка и органического углерода произведены аналитиком Н.М. Куприяновой в лаборатории ВНИГНИ, руководимой В.В. Вебером. Анализы битума выполнены в лабораториях ВНИГНИ (1966).

Извлечение битума из фосфоритовых конкреций производилось спиртобензолом. Из полученного спиртобензольного экстракта выделялась бензольная часть битума, растворимая только в бензоле. До экстракции образцы были обработаны соляной кислотой. В бензольной и спиртобензольной частях битума определены содержание углерода и водорода и битумный коэффициент (процентное содержание углерода битума в общем органическом углероде - $C_{бит}/C_{орг} \cdot 100$).

По увеличению в битуме содержания углерода и водорода и более высокому битумному коэффициенту можно судить о сравнительно большей степени восстановленности битума. Об этом же свидетельствует более низкое соотношение С/Н в элементарном составе битума.

Указанные показатели, характеризующие битум наших образцов, позволяют заключить, что битум обр. 75 а (фосфориты I слоя Щигровского месторождения) более восстановленный по сравнению с битумом обр. 48 а (фосфорит I слоя Полпинского месторождения).

Битум образца 75 а можно охарактеризовать как слабо восстановленный по следующим данным: $C_{бит} = 71,3\%$; $C:N = 7,7$; битумный коэффициент равен 4,6.

Битум обр. 48 а относится к слабо окисленному виду более низкого содержания углерода и водорода и более низкого битумного коэффициента по сравнению с этим показателями в обр. 75 а: $C_{бит} = 66,2\%$, $C:N = 9,2$; битумный коэффициент равен 2,5. Содержание битума в обоих образцах незначительное, соответственно равно 0,023 и 0,028%. Небольшое сравнительно содержание $C_{орг}$ (в среднем около 0,3%) и битума (0,02-0,03%) в конкрециях фосфорита указывает на то, что формирование конкреций происходило в осадках, содержащих небольшое количество рассеянного органического вещества. Последнее, будучи захвачено в конкреции вместе с другими компонентами осадка, могло законсервироваться в них в первоначальном виде. Качественная характе-

ристка битума свидетельствует о слабо окислительной обстановке среды формирования конкреций фосфорита. Об этом же говорит присутствие в фосфоритоносных осадках глауконита, имеющего здесь породообразующее значение. Комплекс фауны, представленной донными формами наряду со свободно плавающими, в полной мере согласуется с указанными представлениями об окислительно-восстановительной обстановке формирования фосфоритовых конкреций.

Органическое вещество, замурованное в фосфатном цементе конкреций, не всегда могло сохранять свои первоначальные свойства. Имеются признаки, по которым можно судить о том, что в более поздние стадии диагенеза в конкрециях возникала восстановительная реакция. В этом случае происходили процессы превращения органического вещества по пути битумообразования. Таким признаком является пирит, встречающийся довольно часто в конкрециях фосфорита (и во вмещающих породах). Пирит образовался в конкрециях позже фосфатного цемента, заполнив в нем свободные пространства (поры).

Микроэлементы в фосфоритоносных отложениях обнаруживаются всюду и нередко превышают кларковые нормы. В наших образцах спектральные анализы зафиксировали следующие элементы: Be, P, Mn, Pb, Ga, Na, V, Cu, Mo, Ti, Co, Ni, Zn, Mg, Si, Zr, Al, Fe, Cr, Ca, Sr, Ba. Содержание перечисленных элементов колеблется в широких пределах (от десятитысячных долей процента до нескольких процентов). Максимальные значения получены для титана (от десятых долей процента до целых процентов), минимальные — для цинка, галлия и свинца. Содержание немного выше кларковых отмечаются для циркония и титана, ниже — для Ba, Cr, Cu, V, Ga, Mn.

Во всех образцах содержание большинства элементов колеблется на одном уровне. В конкрециях фосфоритов анализы показывают незначительно большее содержание свинца, меди и цинка по сравнению с конкрециями вмещающих пород (очевидно, эти металлы были сорбированы и сохранились в конкрециях). В пробах фосфоритовых слоев наблюдается сравнительно повышенное содержание хрома, а в пробах песка — галлия, циркония и титана.

Сравнение анализов проб и образцов, взятых из разрезов, расположенных на территории Днепровско-Донецкой впадины (западные разрезы), с анализами образцов фосфоритоносных отложений Воронежской и Тамбовской областей (восточные разрезы изученной территории) показывает, что в восточных разрезах содержание титана, циркония и ванадия значительно выше, а бериллия, лантана и цинка — ниже, чем в западных. Изменение количества титана, циркония и ванадия обусловлено прежде всего изменением в соотношении обломочных терригенных минералов. Особенно это заметно для титана сеноманских отложений Тамбовской области, где ильменит вместе с фосфоритами представляет практический интерес. Источники сноса западных и восточных районов были разные, что и отразилось на составе терригенного материала (Хожайнов, Беляев, 1969).

В фосфоритах отмечаются элементы, отсутствующие в почвенных кларках (Sc, Y, Ni, Ag, Zr, Sb, La, Co, W, Be, Au, Bi), а также элементы, содержание которых в фосфоритах выше кларков (Li, B, Sr, V) (Ясырев, 1964).

Практическое значение микроэлементов рассматривается в сельском хозяйстве в аспекте влияния их на развитие растений.

Редкоземельные элементы в фосфоритах, как известно, содержатся в основном в фосфате и содержание их колеблется в среднем около 0,08% (Семенов и др., 1962). В отношении содержания редких элементов различий между типами фосфоритов, а также между платформенными и геосинклинальными месторождениями не отмечается.

Радиоактивные элементы — уран и продукты его распада — в изученных фосфоритах содержатся в количествах, значительно превышающих кларковые. По данным В.З. Блисковского и А.И. Смирнова (1966), фосфориты содержат 0,05–0,03% урана, что в 15–90 раз выше его кларка в осадочных породах.

В фосфоритовых слоях урана больше, чем во вмещающих породах. Максимальное содержание урана в наших образцах колеблется в пределах $22\text{--}38 \cdot 10^{-4}\%$. Количество радия находится в прямой зависимости от количества урана. Содержание тория колеблется от $0,02 \cdot 10^{-3}$ до $0,66 \cdot 10^{-4}\%$ независимо от первых двух элементов и от характера образца.

В заключение отметим следующее.

1. Конкреционные фосфориты Русской платформы не относятся к высокосортным вследствие сравнительно низкого содержания в них P_2O_5 , не превышающего в исходной руде в среднем 10–11%. В концентрате руды месторождений Днепровско–Донецкой впадины содержание P_2O_5 колеблется в пределах 14–18%. Промышленная ценность месторождений фосфоритов может быть повышена при комплексном использовании полезных ископаемых: мела, глауконита и др.

2. Коррелятивы химического состава фосфоритов для всех изученных месторождений сеномана и альба выдерживаются на одном уровне: $CaO/P_2O_5=1,6$; $CO_2/P_2O_5=0,2$; нерастворимый остаток $/P_2O_5=2,3$ и $3,6$ для промышленных месторождений и $5-6$ для непромышленных.

3. Постоянство соотношений CO_2/P_2O_5 и CaO/P_2O_5 в изученных фосфоритах и одинаковый характер рентгенограмм (такой же, как у фторапатита) указывают на единый состав фосфата конкреций, определяемого как фторкарбонат-апатит.

4. В породах подошвы и кровли продуктивной толщи P_2O_5 содержится от долей процента до нескольких первых процентов. Поэтому эти породы могут иметь практическое значение лишь в комплексе с фосфоритами (мел – для известкования почв, песок, глауконит).

5. Наиболее высокое качество фосфоритовых руд и продуктивность их в большинстве случаев характерны для разрезов сравнительно малой мощности.

6. Органическое вещество, содержащееся в фосфоритовых конкрециях, частично растворяется в органических растворителях (битум). На основании элементарного состава битум относится к слабо восстановленным и слабо окисленным. Эти данные подтверждают представление о среде формирования конкреций фосфорита как слабоокислительной.

7. Фосфориты содержат микроэлементы, редкие и радиоактивные элементы. Последние группы элементов характеризуются повышенным содержанием в фосфоритах по сравнению с вмещающими породами и кларковыми содержаниями.

8. Месторождения конкреционных фосфоритов Днепровско–Донецкой впадины по всем показателям стоят выше в практическом отношении по сравнению с месторождениями этого же возраста восточных районов изученной территории Русской платформы, в частности северо-восточного склона Воронежской антеклизы.

9. Перспективными в практическом отношении являются площади, примыкающие к крупным месторождениям фосфоритов; к периферии последних концентрация P_2O_5 снижается.

Литература

- Блисковский В.З., Смирнов А.И. О радиоактивности фосфоритов. – Геохимия, 1966, № 6.
- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско–Донецкой впадины. Изд-во АН СССР, 1954.
- Бушинский Г.И. Фосфаты кальция фосфоритов. – В кн. "Вопросы геологии агрономических руд". Изд-во АН СССР, 1956.
- Кавицкая Ф.А. О структурных особенностях фосфатного вещества фосфоритов. – Труды ГИГХС, 1962, вып. 7.
- Казаков А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. – Труды НИУИФ, 1937, вып. 139.
- Казаков А.В. Фосфатные фации. – Труды НИУИФ, 1939, вып. 145.
- Казаков А.В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород. – Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1950, вып. 114, № 40.
- Масленников Б.М., Кавицкая Ф.А. О фосфатном веществе фосфоритов. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Озеров Р.П., Гриншпон Л.Б., Бушинский Г.И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита. – Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1956, ч. 85, вып. 3.
- Семенов Е.И., Холодов В.Н., Баринский Р.Л. Редкие земли в фосфоритах. Геохимия, 1962, № 5.

- Смирнов А.И., Ивницкая Р.Б., Плотникова В.И., Фридман Н.Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритовых руд. - Труды ГИГХС, 1958, вып. 4.
- Смирнов А.И. Генетическое значение различных изоморфных замещений в фосфатных минералах фосфоритов. - В кн. "Физические методы исследования минералов осадочных пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Соймонова О.Д., Слудская Н.Н. Рентгенографическое изучение фосфоритов СССР. - Агроруды, 1941, 6, вып. 149.
- Хажайнов Н.П., Беляев В.Н. Литология сеноманского яруса и закономерности концентрации тяжелых минералов в песчано-алевролитовых породах северо-восточного склона Воронежской антеклизы. - Сов. геология, 1969, № 3.
- Ясырев А.П. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений Центральных районов РСФСР. - Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И АЛМАЗОНОСНОСТИ ПЛЕСОВ И ПЕРЕКАТОВ ОДНОЙ ИЗ РЕК ЗАПАДНОГО УРАЛА

Изучению алмазности россыпей Западного Урала уделялось и уделяется большое внимание, но несмотря на это вопрос о закономерностях распределения алмазов в фациях плесов и перекатов до сих пор остается дискуссионным. В геологической литературе по этому вопросу можно встретить не только различные суждения, но нередко и противоречивые экспериментальные данные.

По исследованиям В.А.Блинова (1960), в русловом аллювии р. Койвы наблюдается резкое обогащение алмазами плесовых участков против перекатных. Ту же закономерность отмечали ранее А.А.Кухаренко и некоторые другие исследователи. Н.Н.Ведерников (1966) связывает концентрацию алмазов с новейшими тектоническими поднятиями. Б.С.Лунев (1966), также придавая этому фактору большое значение, отмечает концентрацию тяжелых минералов в головной части перекатов и центральной части плесов. Аналогичные данные содержатся в работах А.И.Имшенецкого (1955) и ряда других авторов. В.Ф.Мягков и В.Л.Баталов (1968), проводившие исследования с применением математических методов, пришли к выводу, что распределение алмазов в аллювии рек западного склона Урала вообще не зависит от фаций плесов и перекатов и т.д.

В свете слабой изученности этого вопроса публикуемые данные о распределении алмазов в изученной русловой россыпи представляют самостоятельный интерес, но, кроме того, они являются хорошим материалом для анализа условий осадконакопления и миграции алмазов при воздействии постоянного водотока; поэтому во второй части настоящей работы предпринимается попытка построения общей схемы процесса образования россыпи. Само собой разумеется, что эти построения не претендуют на законченность выводов и в известной мере имеют методическое значение как один из возможных вариантов моделирования условий образования россыпи и миграции алмазов.

Публикуемые результаты получены в процессе исследований, проводящихся в ЛОПИ с использованием электронно-вычислительных машин (ЭВМ). Вычислительные операции выполнены в Отделе вычислительной техники и математических методов ВИЭМС инженером Е.И.Ивановым.

В рабочем макете для ввода геологических данных в ЭВМ в качестве одного из признаков было закодировано положение находок алмаза в русловом аллювии по принадлежности к участкам плесов и перекатов. Их положение формализовано восемью числовыми индексами, характеризующими четвертые доли плесов и перекатов по течению.

Выделение участков проводилось на основе детальной геолого-геоморфологической карты, составленной авторами предыдущих исследований.

В табл. 1 приведено распределение алмазов в зависимости от их принадлежности к плесам и перекатам для всей россыпи.

Как видно из таблицы, наибольшая обогащенность россыпи наблюдается на участках перекатов. При почти равной представительности объемов опробования и количества находок среднее содержание алмазов здесь почти вдвое больше, чем в отложениях плесовых фаций, что обусловлено большей крупностью алмазов.

Табл. 2 детализирует алмазность руслового аллювия по четвертям длины плесов и перекатов. Для наглядности отношения средних весов и содержаний алмазов изображены графически на рис. 1.

Наибольшая концентрация алмазов, как видно из рис. 1 и табл. 2, при максимальном значении среднего веса находок относится к третьей четверти перекатов; наименьшие содержания, при минимальном среднем весе, принадлежат к третьей четверти плесов.

В пределах последних относительное повышение концентрации и среднего веса отмечается во второй четверти.

Рассмотрим теперь распределение алмазов по крупности.

На рис. 2 приведено распределение алмазов по четырем весовым классам крупности. Отношения наибольшего веса алмазов выбранных классов составляют 1:5:10: более 10 условно принятых единиц.

Наибольшее количество находок самого мелкого класса (1) относится к первой четверти перекатов. В последующих трех четвертях и в первой четверти плесов их количес-

Алмазоносность плесов и перекатов русловой россыпи
(в кратных отношениях)

Фации русла	Объем опробования*	Вес находок суммарный	Количество находок	Средний вес алмазов*	Среднее содержание алмазов*	Встречаемость**
Перекаты	1,0	1,64	1,08	1,51	1,89	1,26
Плесы	1,16	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

*Относительных величинах.

**Находок на единицу объема.

Таблица 2

Распределение алмазов по четвертям длины плесов и перекатов
(в кратных отношениях)

Ф. рус- л.	Четверти длины	Объем опробования	Общий вес на- ходок	Количество находок	Средний вес ал- мазов	Среднее содержа- ние алма- зов	Встре- чае- мость
Перекаты	1	3,6	5,0	3,6	2,2	2,6	4,2
	2	1,5	4,1	2,2	3,1	5,1	2,6
	3	1,0	4,3	1,6	4,5	7,7	1,8
	4	1,9	4,9	3,0	2,7	4,6	3,5
Плесы	1	1,3	1,0	1,0	1,6	1,4	1,0
	2	2,8	5,3	3,3	2,6	3,4	3,3
	3	2,1	1,1	1,9	1,0	1,0	1,9
	4	3,1	3,7	3,5	1,8	2,2	3,5

тво резко снижается, достигая минимума в начале плесов. В пределах последних повышение количества находок этого класса сдвигается к трем последним четвертям.

Распределение алмазов класса 5 в общих чертах повторяет кривую распределения класса с той разницей, что встречаемость алмазов рассматриваемого класса значительно выше и алмазы этой крупности наиболее распространены в русловой россыпи. В отличие от предыдущей кривой минимум находок алмазов этого наиболее распространенного класса относится не к началу плесов, а к третьей четверти перекатов, где отмечается концентрация алмазов наибольшей крупности.

Максимум находок следующего класса (10) относится ко второй и четвертой частям перекатов. На плесах алмазов этой крупности значительно меньше: повышение кривой наблюдается во второй и последней четвертях, в первой четверти плесов они отсутствуют.

Кривая распределения самых крупных алмазов (более 10 единиц) сходна с кривой распределения предыдущего класса с той разницей, что четкий пик встречаемости наиболее крупных алмазов относится к третьей четверти перекатов в противоположность двум практически равнозначным обрамляющим его пикам кривой предыдущего класса. В пределах плесов алмазы класса более 10 единиц отмечены лишь во второй и последней четвертях, в начале и в третьей четверти плесов они отсутствуют.

Из сопоставления характера кривых рис. 2 и значений средних весов на рис. 1 очевидно, что обогащение русловой россыпи на отдельных участках определяется концентрацией алмазов весом более 10 единиц. Например, пики количества находок класса 10 и более мелких классов, относящиеся к первой, второй и четвертой частям перекатов, при резком снижении кривых в третьей четверти не оказывают заметного влияния на нивелирование значений среднего веса и содержания, максимум ко-

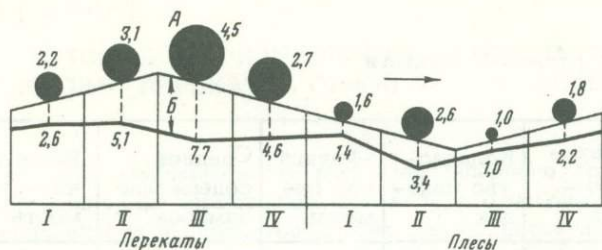


Рис. 1. Алмазность плесов и перекатов

I-IV - четверти долины участков по течению; А - средний вес алмазов; Б - среднее содержание алмазов в относительных величинах. Стрелкой показано направление течения

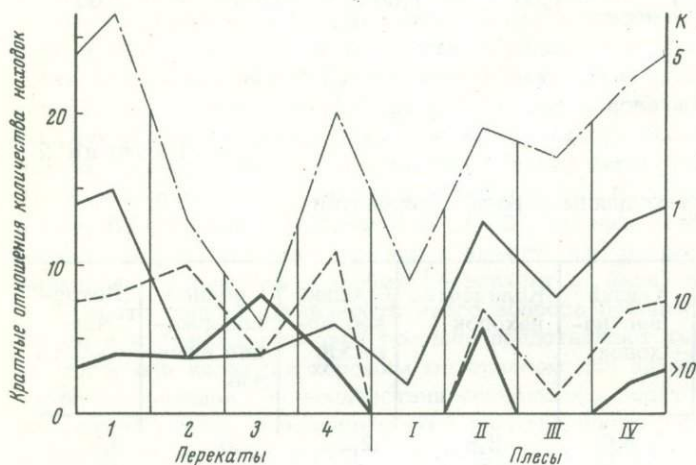


Рис. 2. Распределение алмазов по крупности

1-4 - четверти длины перекатов; I-IV - четверти длины плесов; К - относительные классы крупности (в кратных отношениях количества находок)

торых принадлежит к третьей четверти перекатов (см. рис. 1). В пределах плесов повышение среднего веса и содержания также связано с появлением наиболее крупных алмазов, в то время как их отсутствие в начале и третьей четверти плесов определяет наиболее обедненные участки россыпи (рис. 1).

Таким образом, приведенные данные подтверждают правильность выводов многих предыдущих исследователей о зависимости обогащения уральских россыпей от распределения крупных алмазов (Мягков, Баталов, 1968, и др.).

Обогащенность отрезков россыпи, как известно, обуславливается двумя факторами: с одной стороны, поступлением или выносом полезного компонента, с другой - привносом или выносом материала пустых пород. Основная роль в этих процессах отводится динамике руслового потока.

Чтобы составить общее представление о влиянии водного потока на обогащение россыпи, определим данные скорости потока, необходимые для начала движения алмазов различной величины, воспользовавшись эмпирической формулой, рекомендованной А.И.Имшенецким (1955):

$$v_g = 44(\gamma_n - 1) \cdot \left(1 - \frac{1}{e^{0,36 d}}\right),$$

где: v_g - скорость потока, см/сек; γ_n - удельный вес обломков (принимается 3,7); e - основание натурального логарифма; d - размер частиц, мм.

Результаты подсчета сведены в табл. 3.

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных результатов, необходимо заметить, что вопрос природы миграции алмазов в условиях влияния руслового потока несмотря на кажущуюся доступность изучения и значительное количество проведенных в этом направлении исследований остается одним из дискуссионных вопросов теории формирования россыпей. Одни исследователи связывают миграцию алмазов с движением донного аллювия, другие высказывают мнения о более автономном движении, до переноса алмазов реками во взвешенном состоянии (Трофимов, 1967, и др.).

Таблица 3

Донные скорости потока, необходимые для начала движения алмазов (в лотке)

Размер зерен, мм	Вес зерен,* мг	Скорость потока, см/сек
1	2,8	35,9
2	22,5	60,9
3	76,1	78,4
4	180,3	90,6
5	352,3	99,2

*В расчете приняты средние значения между весами куба и шара алмаза данного сечения.

Данные табл. 3 получены по результатам опытов, проводившихся в оптимальных условиях для начала движения однородных по величине и удельному весу обломков при ровном основании потока (в гидравлическом лотке). В естественных же условиях, как известно, движение алмазов затрудняется целым рядом обстоятельств.

Как было установлено, наибольшее обогащение изученной русловой россыпи приурочивается к перекатам и обусловлено присутствием наиболее крупных алмазов.

Состав донного аллювия рассматриваемой реки характеризуется преобладанием грубо-обломочного, в основном галечно-валунного, материала и слабой глинистостью. В этих условиях алмаз, обладающий малыми размерами, свойством несмачиваемости и повышенным удельным весом, неизбежно будет западать в пространства между крупными обломками.

Дальнейшее поступательное движение в русловом потоке такого запавшего алмаза становится невозможным до устранения вмещающих его обломков. Следовательно, для движения алмаза потребуются значительно большие скорости потока, приведенные в табл. 3, необходимые для передвижения крупнообломочного материала.

Представление об этих скоростях можно получить, воспользовавшись известными данными Ю.А.Билибина (1955), приведенными в табл. 4.

Скорость течения изучаемой реки изменяется в пределах от 1,6 до 5,0 м/сек. Таким образом, для высвобождения алмаза от вмещающих его даже мелких валунов диаметром 10-13 см (табл. 4), которые на участках перекатов составляют основную массу аллювия, необходимы предельные скорости современного потока, характерные для периода паводков. Что касается переноса более крупного валунно-глыбового материала, избыточного в аллювии, то для него мощность потока современной реки оказывается недостаточной.

Таблица 4

Скорости водного потока, необходимые для передвижения обломочного материала различной крупности (по Ю.А.Билибину)

Характер и величина обломков	Скорость потока, м/сек
Галька размером 27 мм	0,97
" " 54 мм	1,62
Камни объемом 82 см ³ (диаметром 59 мм*)	2,27
" " 558 см ³ (диаметром до 10 см*)	3,25
" " 1116 см ³ (диаметром до 13 см*)	4,87
" " 5,6-8,4 дм ³ (диаметром до 20 см*)	11,69

* Диаметры даны в нашем пересчете, исходя из объема шара.

Удаление верхних валунов, захоронивших алмаз, однако, не создаст условий для его поступательного движения в потоке.

Проникновение алмаза в глубь валунно-галечного основания потока, практически лишенного на перекатах глины, будет продолжаться и далее, — до встречи более глинистого слоя закрепленного аллювия или элювия коренных пород.

Это становится очевидным, если вспомнить общеизвестные свойства необычайно скользкого на ощупь гидрофобного алмаза проникать в самые узкие щели при его падении на пол, забиваться за обшивку промывочного бункера при ее самых незначительных повреждениях, легко проходить сквозь постель отсадочных машин и т.д. К сожалению, эти особенности алмаза не всегда учитываются при оценке его миграционной способности.

При достижении более глинистых отложений закрепленного аллювия или элювия коренных пород, обычно представленных вязкими плотиковыми глинами, гидрофобный алмаз надежно удерживается ими даже на поверхности соприкосновения с водным потоком. Из практики разведочных работ хорошо известны случаи, когда алмазоносность элювиальных глин позволяет включать в контуры дражного полигона целые отрезки русла, почти лишенного аллювия. Гидрофобность алмаза, как известно, является основой жирового процесса обогащения.

С учетом всего изложенного становится очевидным, что скорость и гидродинамическая мощность потока изучаемой реки явно недостаточны для свободного переноса и тем более для гидродинамической сортировки алмазов по отрезкам россыпи в общем плане.

Связь концентрации крупных алмазов с наиболее грубобломочным материалом аллювия говорит о том, что обогащение россыпи на определенных участках обусловлено не процессом свободного переноса и выпадения алмазов из руслового потока, а наоборот, инертностью алмаза к переносу и способностью мигрировать только совместно с наименее подвижным материалом руслового аллювия.

Обратимся теперь ко второму фактору обогащенности россыпи — поступлению или выносу слагающего ее материала пустых пород.

Показателем влияния этого фактора может служить сопоставление алмазоносности с характером и мощностью отложений.

Применяемая методика исследований дает возможность получить значения средних мощностей руслового аллювия по отрезкам плесов и перекатов. Отношения этих мощностей приведены ниже (в кратных отношениях):

Четверти длины перекатов

1	2	3	4
1,17	1,10	1,27	1,06

Четверти длины плесов

1	2	3	4
1,00	1,05	1,28	1,23

Используя имеющиеся данные о распределении алмазов, отношения средних мощностей аллювия и ориентировочные величины критических скоростей потока, попытаемся, хотя бы в общих чертах, представить схему образования россыпи в зависимости от влияния одного фактора — гидродинамического режима потока.

Средняя крупность алмазов в россыпи находится в обратной зависимости от живого сечения потока и одной из его составляющих — глубины реки. Поэтому, используя относительные величины среднего веса находок как векторы, попробуем изобразить графически глубины реки на участках плесов и перекатов. Величины векторов среднего веса для соответствующих отрезков на графике рис. 3 нанесем вверх от осевой линии 0-0, оконтурируем их горизонтальными линиями. Между линией 5-5, условно принятой за зеркало потока паводков, и линиями, оконтурирующими векторы, мы получим в общем виде схему глубин потока. Вниз от полученных линий дна потока отложим значения средних мощностей аллювия, приведенные выше.

Не внося пока никаких коррективов в полученную гистограмму, можно заметить, что полосы содержания и крупности алмазов, относящиеся к третьим четвертям плесов и перекатов, совпадают с полюсами распределения кластического материала; на плесах к третьей четверти приурочены наиболее глинистые, илистые осадки, на перекатах — крупнообломочные отложения. Примечательно, что к тем же отрезкам относятся и наибольшие мощности осадков.

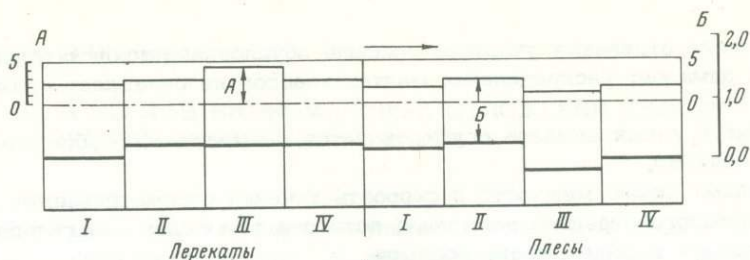


Рис. 3. Эскиз гистограммы глубины потока и мощности аллювия на участках плесов и перекатов

I-IV - четверти длины участков; А - средний вес алмазов в относительных величинах; Б - мощность аллювия. Стрелкой показано направление течения

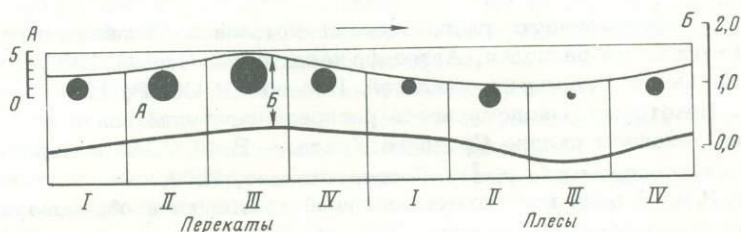


Рис. 4. Схема строения россыпи на участках плесов и перекатов (условные обозначения см. на рис. 3)

Очевидно, что полюс наибольшей мощности грубообломочного материала и концентрация крупных алмазов соответствуют максимальным скоростям потока и отвечают оптимальным условиям для выноса легкого и мелкого кластического материала пустых пород. Второй же полюс отвечает наибольшей мощности с минимальной концентрацией алмазов отвечает наименьшим скоростям потока и наиболее благоприятным условиям накопления легкого и мелкого кластического материала пустых пород, что и наблюдается в действительности на участках плесов.

Становится очевидным, что изменение содержаний на отдельных отрезках россыпи не является результатом аккумуляции алмазов путем их свободного переноса и выпадения из потока (при благоприятных условиях), а в основном определяется обратным процессом - поступления или выноса материала пустых пород, слагающих россыпь.

Изменения рассмотренных параметров (распределение алмазов, кластического материала, мощности отложений, глубины потока) в природе происходят не дискретно, а интегрально, т.е. выражаются в виде кривой. Поэтому в эскиз гистограммы рис. 3 необходимо внести соответствующие коррективы.

Приподнятость блока второй четверти плесов на рис. 3 вызвана повышенным значением среднего веса, принятого при построении в качестве первого вектора. Если опустить этот блок в соответствии с естественным профилем речного потока, а изменение параметров изобразить в виде интегрального графика (кривой линией), то общая схема строения плесов и перекатов будет выглядеть так, как показано на рис. 4.

Относительное повышение алмазоносности осадков второй четверти плесов не объясняется с позиции рассмотренной нами динамики руслового потока. Поэтому остается предполагать, что оно связано с влиянием других, не учтенных в нашем построении факторов - таких, как особенности осадконакопления в условиях меженного режима реки, влияние перегибов продольного профиля русла, аккумуляция алмазов илистого-глинистыми отложениями углубленных частей плесов, геоморфологические особенности строения долины и т.д.

В заключение отметим основные выводы.

1. Наибольшие концентрации алмазов в изученной русловой россыпи отмечаются в третьей четверти перекатов, наименьшие - в третьей четверти плесов. Содержание алмазов на перекатах почти вдвое больше, чем на плесах.

2. Обогащение отдельных участков россыпи обусловлено исключительно присутствием крупных алмазов; распределение мелких классов не оказывает влияния на обогащение.

3. Миграция крупных алмазов осуществляется совместно с грубообломочной частью движущегося аллювия.

4. Гидродинамическая мощность и скорость течения рассматриваемой реки недостаточны для свободного переноса алмазов в потоке и тем более для гидродинамической сортировки алмазов в общем плане россыпи.

5. Изменение концентраций алмазов по отрезкам россыпи определяется не аккумуляцией их русловым потоком, а условиями поступления или выноса материала пустых пород, слагающих россыпь.

Литература

- Баталов В.Л. Закономерности распределения алмазов в аллювиальных россыпях Урала и методика их разведки. Автореф. канд. дисс. Пермь, 1967.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1955.
- Блинов В.А. Некоторые закономерности распределения алмазов в русловой россыпи р. Койвы на западном склоне Среднего Урала. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Ведерников Н.Н. О роли конседиментационной тектоники в образовании россыпей. Труды Пермского политехн. ин-та, 1966, сб. XX.
- Имшенецкий А.И. Об экспериментальном изучении зависимости между донными скоростями течения и величиной транспортируемых обломков различного удельного веса. - В сб. "Минеральное сырье". М., 1955.
- Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. - Ученые записки Пермского гос. ун-та, 1966, № 174.
- Мягков В.Ф., Баталов В.Л. Закономерности распределения алмазов в аллювиальных россыпных месторождениях Урала. - Ученые записки Пермского гос. ун-та, 1968, вып. 3.
- Трофимов В.С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. Изд-во "Недра", 1967.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОРУССИИ И ВОПРОСЫ БОКСИТОНОСНОСТИ

В настоящей статье авторы излагают результаты исследований вещественного состава нижнемеловых отложений Белоруссии, проводившихся в связи с оценкой бокситоносности пород мезо-кайнозойского осадочного чехла Русской платформы. Эти данные получены в результате комплексного изучения нижнемеловых отложений: микроскопического, термического, рентгеноструктурного, химического, гранулометрического, электронномикроскопического.

Нижнемеловые отложения на территории Белоруссии установлены лишь в конце 50-х годов и изучались в основном с точки зрения их стратиграфического расчленения (Кривская, 1963). Они сравнительно ограниченно распространены и занимают небольшую площадь в крайней юго-восточной части Белоруссии в области сочленения Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины.

Рассматриваемые отложения залегают на значительной глубине (от 80-100 до 300-400 м), причем их глубина залегания и мощность увеличиваются в юго-восточном направлении - к осевой части Днепровско-Донецкой впадины.

Почти повсеместно нижнемеловые отложения подстилаются палеонтологически охарактеризованными и отличающимися по литологическому составу карбонатными образованиями верхней юры - песчано-глинистыми отложениями келловея либо кавернозными известняками оксфорда. Мощность отложений нижнего мела колеблется от нескольких метров в южной прибортовой части Припятской впадины и вблизи северной границы распространения до 77,5 м у юго-восточной окраины Припятской впадины. Однако эта закономерность несколько нарушается в связи с развитием локальных положительных структур. Небольшие мощности нижнего мела (10-20 м) отмечаются в сводовых частях подобных структур, достигая в межсводовых понижениях 40-50 м. Литологический состав нижнемеловых отложений довольно однообразен. Это преимущественно песчано-глинистая толща, в составе которой различаются как морские, так и континентальные образования. На основании изучения микрофауны и литологических особенностей В.С.Акимец в разрезе нижнего мела Белоруссии выделяет валанжин, готерив, баррем, апт и условно альб.

Отложения готерива и баррема, весьма близкие по литологическим особенностям, макроскопически разграничиваются с трудом. Часто те или другие выпадают из разреза. Породы остальных подразделений нижнего мела довольно четко отличаются как литологически, так и по вещественному составу.

Отложения валанжина имеют незначительное распространение. Они залегают в основании нижнего мела лишь в наиболее погруженных участках, преимущественно в восточной части рассматриваемой территории. В приподнятых частях структур эти образования отсутствуют. Мощность пород валанжина колеблется от 1-2 до 16-17 м. Литологически они представлены довольно однообразными зеленовато-серыми, грязно-зелеными, серыми мелкозернистыми глауконит-кварцевыми песками. В ряде разрезов выше песков залегают глауконит-кварцевые алевриты. В редких случаях алевриты и пески фациально замещаются песчанистыми глинами.

Глауконит-кварцевые пески под микроскопом обнаруживают алевропсаммитовую структуру. Терригенная часть породы составляет 85% и представлена преимущественно слабо окатанными зернами кварца размером 0,01-0,25 мм. В незначительном количестве присутствуют полевой шпат, чешуйки слюды. Акцессорные минералы встречаются в виде единичных зерен.

Для рассматриваемых пород характерно присутствие темно-зеленого глауконита. Он распределен в породе неравномерно: участки с содержанием глауконита в 1-10% перемежаются с участками, обогащенными им до 50%. Глауконит образует округлые и овальные выделения размером 0,15 мм в поперечнике. Он имеет микроагрегатное строение и почти не плеохроирует. Наряду с яркоокрашенным зеленым глауконитом присутствуют буроватые железненные зерна.

В основании валанжина в песках появляются в подчиненном количестве (5-10%) сравнительно крупные (1-3 мм) хорошо окатанные округлые и овальные зерна кварца,

галька фосфорита. Цемент в песках поровый, базальный, представлен буроватым глинистым агрегатом. По данным рентгеноструктурного анализа глинистый цемент сложен преимущественно каолинитом с примесью гидрослюда и хлорита.

По данным гранулометрического анализа пески валанжина являются мелкозернистыми алевроито-глинистыми (рис. 1). В песках преобладает фракция 0,25–0,1 мм (39–40%); зерна размером 0,1–0,01 мм составляют 37,43%; материал глинистой фракции – 15%, в подчиненном количестве (7,51%) присутствует крупнообломочная фракция 0,5–0,25 мм.

Алевриты отличаются от глауконит-кварцевых песков лишь меньшими размерами частиц терригенного материала. В песках и алевритах встречаются небольшие прослои глауконит-кварцевых песчаников с сидеритовым цементом.

В изученных породах установлены следующие вторичные изменения. В глауконит-кварцевых песках, приуроченных к верхним частям разреза на границе с отложениями готерива, отмечается перекристаллизация глинистого цемента с образованием цеолитов. Подобное явление наблюдается в нескольких скважинах (очевидно, оно имеет площадное распространение). Отмечается различная интенсивность этого процесса от цеолитизации в отдельных участках до сплошной перекристаллизации цемента (скв. 26). Цеолит присутствует в виде мелких пластинчатых кристаллов размером 0,01–0,03 мм. Изотропный, лишь в отдельных участках слабо двупреломляет. Показатель преломления цеолита $n_m = 1,499 \pm 0,002$. Вероятно, цеолит может быть отнесен к группе морденита. Новообразования цеолита интенсивно корродируют обломки кварца, наблюдается замещение цеолитом обломков полевого шпата и зерен глауконита.

Другой характерной особенностью вторичных изменений в рассматриваемых породах является растворение обломочного кварца и перекристаллизация его в лучистый агрегат халцедона. Эти изменения наблюдаются по всему разрезу валанжина. Так же характерна для всего разреза валанжина регенерация обломочных зерен, в особенности полевых шпатов. Толщина регенерационных каемок 0,04 мм.

Из всех подразделений нижнего мела наиболее распространены отложения готерива. Очевидно, в это время морская трансгрессия достигла наивысшего предела. Залегают они трансгрессивно на алевритах и песках валанжина, в случае отсутствия последних – на келловее и оксфорде. Мощность отложений колеблется от 2–3 до 16 м.

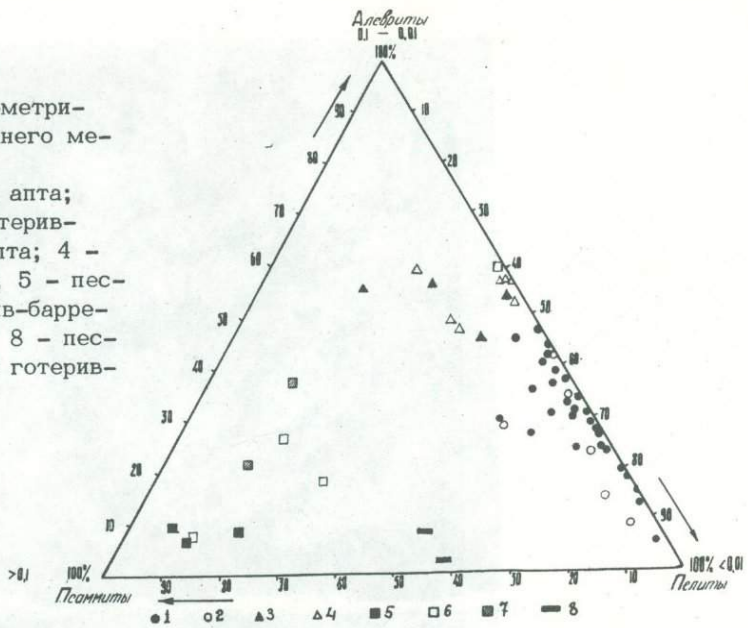
Отложения готерива резко выделяются в разрезе пород нижнего мела благодаря своеобразным литологическим особенностям. Они представлены темными, почти черными слоистыми глинами с гнездами кварцевого песка. В основании разреза готерива в глинах появляются мелкие бурые и черные включения типа оолитов. В черных глинах на различных уровнях отмечаются прослои и гнезда темно-бурых глауконит-кварцевых песчаников с сидеритовым цементом. Подобными песчаниками обычно начинается разрез отложений готерива. Мощность прослоев песчаника 0,15–0,5 м.

Структура песчаников под микроскопом псаммитовая, псефитопсаммитовая. По минеральному составу обломочной фракции выделяются кварцевые и глауконит-кварцевые разности. Кварцевый грубозернистый и гравийный песчаник с сидеритовым цементом характерен для южных районов рассматриваемой территории. Обломочная фракция в этих песчаниках представлена округлыми, овальными, продолговатыми хорошо окатанными выделениями кварца с примесью небольшого количества обломков (1–5 мм) кварцита и калиевого полевого шпата. Присутствуют также единичные зерна глауконита. Цемент базальный, представлен сидеритом.

Глауконит-кварцевый грубо- и крупнозернистый песчаник в отличие от описанной породы содержит значительное количество округлых, овальных выделений глауконита. Содержание последнего колеблется от 10–20 до 50% от терригенной части. Размер зерен 0,16–0,6 мм. Глауконит почти повсеместно сильно изменен, в различной степени он замещен вторичными продуктами. На начальных стадиях изменения образуется желтоватый, либо зеленовато-бурый агрегат хлорита. К более поздним образованиям относятся продукты окисления глауконита, представленные бурыми гидроокислами железа. Характер изменений самый разнообразный. Иногда буреет центральная часть зерен, а периферия сохраняется ярко окрашенной либо бурая каемка окружает неизмененную центральную часть. Глинистый цемент в этих песчаниках замещен сидеритом. Последний образует мелкие и крупные сферолитовые агрегаты. Иногда сидеритизация протекает настолько интенсивно, что замещению подвергается не только глинистый цемент, но и зерна глауконита. При полном замещении глауконитовых зерен сохраняет-

Рис. 1. Диаграмма гранулометрического состава пород нижнего мела

- 1 - алевритовые глины апта;
 2 - алевритовые глины готерив-баррема; 3 - алевриты апта; 4 - алевриты готерив-баррема; 5 - пески апта; 6 - пески готерив-баррема; 7 - пески валанжина; 8 - песчано-глинистые отложения готерив-баррема



ся реликтовое концентрически зональное строение, подчеркиваемое скоплениями бурых гидроокислов.

Черные слоистые глины с гнездами кварцевого песка являются наиболее характерным типом пород для разреза готерива. Структура пород под микроскопом алевропелитовая. В темно-бурой почти не просвечивающей тонкопелитовой массе угловатые зерна кварца образуют гнездообразные скопления самой разнообразной формы размером от нескольких миллиметров до десятков (табл. 1, а). Размер обломков кварца 0,08-0,16 мм. К скоплениям зерен кварца приурочены бурые и черные оолиты (0,3-0,6 мм в поперечнике), представляющие ожелезненный глауконит. Бурый цвет глинистой массы обусловлен значительным содержанием тонкорассеянных обуглившихся растительных остатков.

Данные гранулометрического анализа свидетельствуют о присутствии в разрезе готерива песчанистых и алевритовых глин. Часто алевритовые глины постепенно сменяются глинистыми алевритами с содержанием алевритовой фракции 50-60%. Глинистая фракция пород сложена в основном каолинитом с примесью гидрослюда и хлорита.

Отложения баррема распространены незначительно. Они залегают несогласно на черных глинах или алевритах готерива со следами перерыва в виде прослоев кварцевого гравелита. Мощность отложений баррема колеблется от 0 до 19 м.

Для разреза баррема, так же как и готерива, характерны темные, почти черные песчано-глинистые отложения с обильными включениями обуглившихся растительных остатков. В отличие от готерива барремские отложения характеризуются исключительной обогащенностью чешуйками слюды.

В разрезе баррема наиболее типичны черные слоистые алевритовые глины, жирные на ощупь, слюдястые. Нередко глины переслаиваются с тончайшими (1-3 мм) прослойками пепельно-серого алеврита и песка. Структура глин алевропелитовая. Слоистая текстура хорошо подчеркивается скоплениями чешуек слюды и растительного детрита (табл. 1, б). Слюда составляет иногда почти половину материала терригенной примеси. Она представлена в основном вермикулитом, присутствие которого отчетливо фиксируется на дифрактограммах (рефлексы с $d = 7,6 \text{ \AA}$). Кроме слюды, в терригенной части пород присутствуют кварц и единичные мелкие зерна глауконита.

По данным гранулометрического анализа, в глинах баррема содержание алевритовой примеси колеблется от 10-20 до 35%. Глинистая фракция пород сложена каолинитом (80%) с примесью гидрослюда, вермикулита и небольшого количества хлорита (10%). Черный цвет пород обусловлен присутствием тонкодисперсного органического вещества.

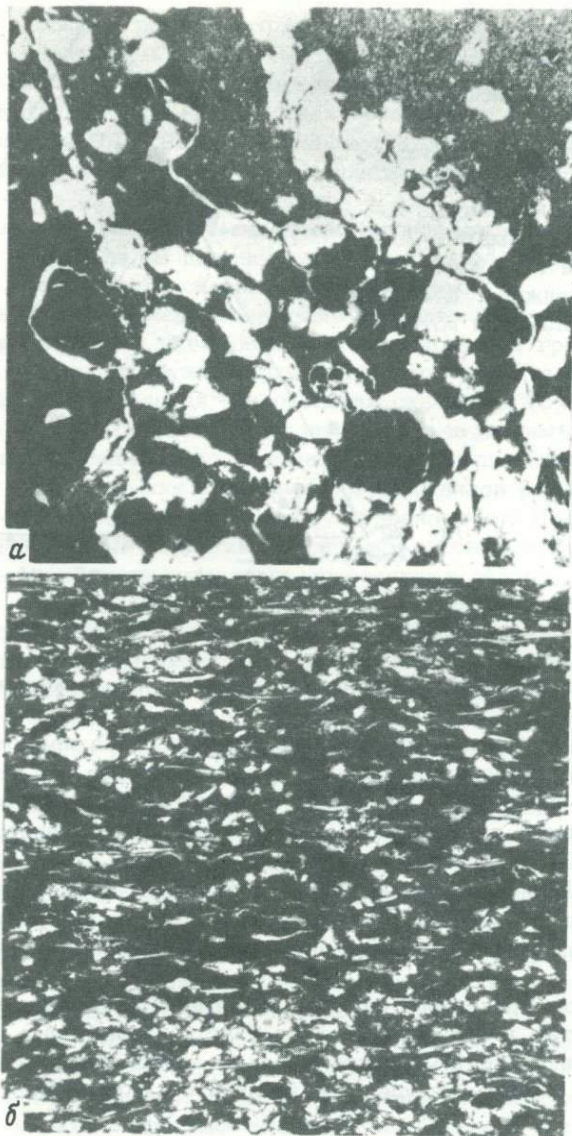


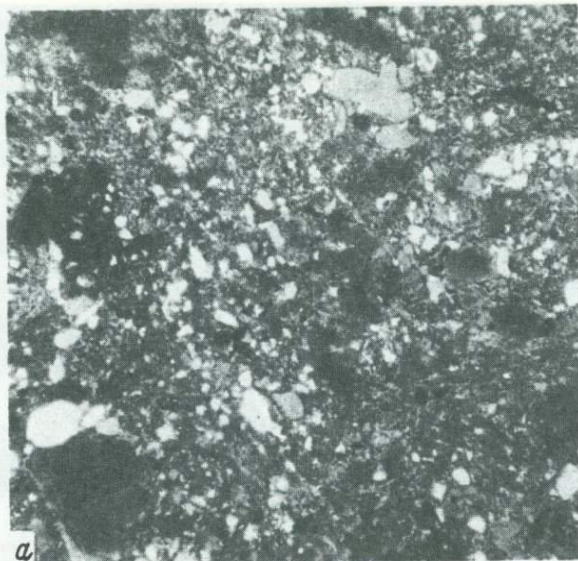
Таблица I

а - гнездообразные скопления кварцевого песка в алевроитовой глине готерива (шлиф, увел. 72, с анал.); б - слоистая текстура слюдистой глины баррема (шлиф, увел. 72, с анал.)

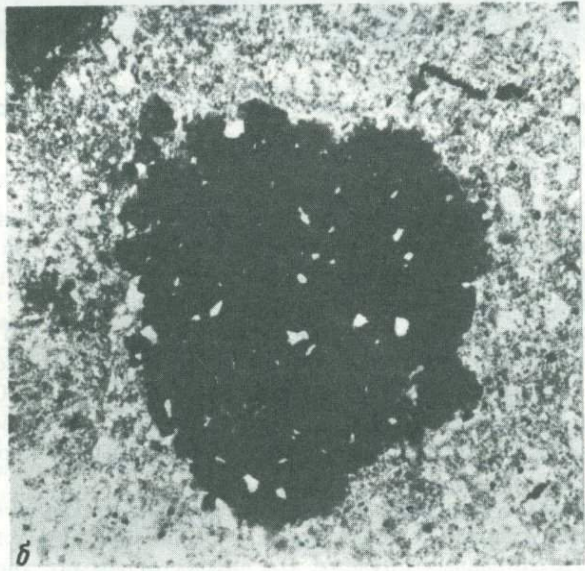
Аптские отложения по сравнению с выше охарактеризованными подразделениями нижнего мела распространены ограниченно. Залегают они почти повсеместно без следов перерыва на готерив-барремских отложениях, трансгрессивно перекрываясь альбомом. Литологически они резко отличаются от подстилающих пород.

В разрезе апта выделены как морские, так и континентальные образования. Морские отложения апта представлены песками и алевроитами, континентальные - светло-серыми, белыми, пестроцветными каолиновыми глинами.

Разрез морского апта начинается пепельно-серыми, светло-серыми, буроватыми мелкозернистыми кварцевыми песками с отчетливой горизонтальной слоистостью, с включениями обуглившейся растительности. В наиболее полных разрезах выше песков залегают алевроиты.



а



б

Таблица III

а - алевропелитовая структура каолиновой глины верхнего апта (шлиф, увел. 72, с анал.); б - конкреция ожезненного сидерита в каолиновой глине (шлиф, 12/69, увел. 72, без анал.)

Терригенный материал в песках и алевритах сравнительно плохо отсортирован и плохо окатан. Представлен он исключительно кварцем. В песках преобладает фракция 0,1-0,25 мм (75,55%), глинистая часть не превышает 12% (рис.1). Последняя представлена каолинитом с очень незначительной примесью гидрослюда.

Континентальные отложения апта были встречены всего лишь в шести скважинах. По своим внешним литологическим признакам и вещественному составу они резко выделяются в разрезе нижнего мела. Нижняя часть континентальной толщи сложена пестроцветными светло-серыми, белыми каолиновыми глинами, плотными, комковатыми, жирными на ощупь, неслоистыми. Мощность каолиновых глин колеблется от 1-2 до 11 м.

В глинах постоянно присутствует примесь терригенного материала. Гранулометрическим анализом установлено наибольшее содержание алевритовой примеси (30-45%)

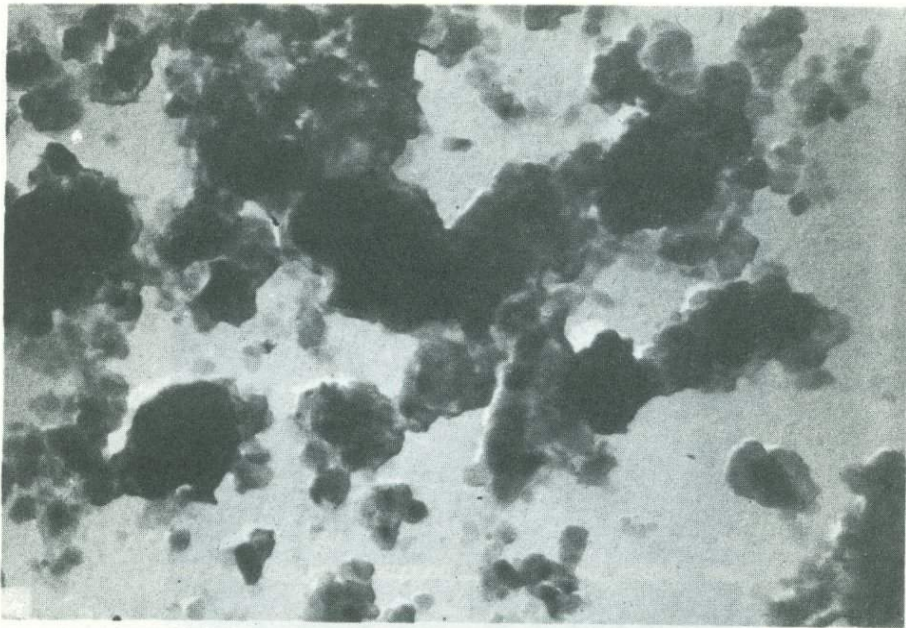


Рис.2. Электронномикроскопический снимок фракции $< 0,001$ мм каолиновых глин верхнего апта (увел. 31 000)

в отложениях, приуроченных к краевым частям площади распространения континентального апта, что, очевидно, соответствует краевой зоне лагуны или озерного бассейна аптского времени. В центральных частях площади (осевая часть прогиба) содержание алевритовой примеси в глинах снижается до 10–15 %.

Структура глин под микроскопом алевропелитовая (табл. II, а). Терригенная примесь распределяется неравномерно, обогащая отдельные участки. Обломочный материал плохо отсортирован. Размер обломков колеблется от 0,01 до 0,1–0,3 мм. В составе терригенной примеси преобладает кварц, в виде единичных зерен встречаются полевые шпаты, чешуйки слюды. Наиболее типичные аксессуарные минералы: турмалин, лейкоксен, рутил.

Рентгено-структурными, термическими и электронномикроскопическими исследованиями установлено, что глинистая часть пород сложена исключительно каолинитом со следами гидрослюды в отдельных случаях. На дифрактограммах каолинит фиксируется весьма интенсивными базальными рефлексами с $d = 7,1 \text{ \AA}$, что свидетельствует о хорошей раскristаллизации минерала. Перекристаллизация тонкодисперсного каолинита в более крупные агрегаты хорошо видна и на электронномикроскопических снимках (рис. 2).

К наиболее распространенным вторичным изменениям в каолиновых глинах следует отнести коррозию, растворение обломочного материала и замещение его глинистым веществом. В более песчаных разностях каолиновых глин заметно развитие конформных структур. Пестроцветная вишнево-бурая, охристо-желтая окраска в каолиновых глинах является вторичной, образованной в результате перераспределения гидроокислов железа и замещения ими глинистого агрегата. Бурые гидроокислы железа выполняют трещинки различных направлений, создавая в глинах своеобразную сетчатую текстуру и образуя округлые, овальные скопления, напоминающие бобовины. В каолиновых глинах, приуроченных к юго-восточной части площади (скв. 8, дер. Ленино) наблюдается очень интенсивная сидеритизация. Сферолиты сидерита либо стяжения концентрически зонального строения распределены неравномерно, в отдельных участках содержание их в глинах достигает 10–15%. Размер стяжений сидерита колеблется от 0,2 до 1–3 мм в поперечнике.

Сидерит замещает глинистое вещество и цементирует обломки кварца. В большинстве случаев сидерит окислен и замещен красно-бурыми гидроокислами железа (табл.

II, 6). Внешне эти образования характерной красно-бурой окраски хорошо выделяются на фоне белых каолиновых глин и напоминают бобовины боксита.

Подводя итоги краткому описанию нижнемеловых отложений, можно подчеркнуть следующие характерные для них особенности.

1. Песчано-глинистые отложения валанжина, готерива, баррема и нижнего апта Припятской впадины сформировались в условиях прибрежной части мелководного морского бассейна. Об этом свидетельствует значительное содержание в изученных породах глауконита и обуглившихся растительных остатков. В готериве морской бассейн испытывал многократное обмеление, с чем связано сильное выветривание глауконита и замещение его бурыми гидроокислами железа. Подобные изменения глауконита описаны Т.И. Степановой для нижнемеловых отложений Егорьевского фосфоритового бассейна.

Пестроцветные каолиновые глины верхнего апта образовались в мелких лагунах и озерах в условиях теплого влажного климата.

2. Отмечается следующая закономерность в распределении глинистых минералов в породах нижнего мела. Континентальные верхнеаптские отложения сложены исключительно каолинитом, в некоторых случаях со следами гидрослюдь. В морских отложениях нижнего апта наряду с господствующим каолинитом присутствует примесь гидрослюдь. В отложениях баррема, готерива и валанжина содержание каолинита несколько снижается (70–80%), наряду с гидрослюдью (10%) появляется примесь хлорита либо монтмориллонита (10–15%). Эти особенности изменений минерального состава глинистой фракции четко фиксируются на термограммах и дифрактограммах и могут служить надежным критерием для расчленения отложений апта от подстилающих готерив-барремских (рис. 3–5).

3. На основании преобладания в составе терригенного материала алевритовых и мелкопесчаных фракций можно с уверенностью говорить о значительной пенеппенизации областей сноса. Предположительно ближайшими источниками сноса могут служить северный склон Украинского кристаллического щита, юго-восточный склон Белорусского массива и юго-западный склон Воронежской антеклизы.

Господствующее положение каолинита в глинистой фракции в парагенезе со зрелой минералогической ассоциацией с преобладанием переотложенного кварца свидетельствует о том, что на пенеппенизированных областях сноса были широко проявлены процессы интенсивного выветривания.

4. Вторичные эпигенетические изменения песчано-глинистых отложений нижнего мела характеризуются следующими особенностями. По всему размеру устанавливаются коррозия и замещение обломочного материала глинистым цементом. В отложениях валанжина обломочный кварц подвергается перекристаллизации в лучистый агрегат халцедона. В верхних частях отложений валанжина на границе с готеривом глинистый цемент и частично обломочный материал замещаются цеолитом из группы морденита. Отложения готерива и частично баррема характеризуются сильными изменениями глауконита: ожелезнением, а также замещением его сидеритом. Интенсивная сидеритизация глин отмечается в континентальных отложениях апта. Сидеритизация песчано-глинистых отложений, очевидно, связана с возникновением восстановительных условий в результате разложения обильных включений растительных остатков.

При исследовании нижнемеловых отложений было обращено особое внимание на изучение вещественного состава континентальных пестроцветных образований верхнего апта. Как уже отмечалось, они сложены каолиновыми глинами с алевритовой примесью кварца.

Результаты изучения химического состава этих отложений отражены в прилагаемой таблице. Содержание Al_2O_3 в глинистых отложениях нижнего мела сравнительно невысокое. Так, для отложений верхнего апта оно колеблется от 12–15 до 26–27%, в среднем не превышая 20–22%. Очень высоко содержание SiO_2 за счет терригенной примеси кварца, нередко достигающее 60–65%.

В двух скважинах, где наблюдается наиболее интересный разрез каолиновых глин, производилось определение SiO_2 свободного, не связанного в силикатах (см. таблицу). Это дало нам возможность подсчитать кремневый модуль, который в отдельных случаях близок или равен единице, что указывает на присутствие аллитных пород (обр. 10/69 и др.). На термограммах этих образцов фиксируются эндотермические эффекты при 330–400°, что может свидетельствовать о присутствии гиббсита. В шлифах он не обнаружен, возможно его присутствие в виде тонкодисперсной примеси в глинах.

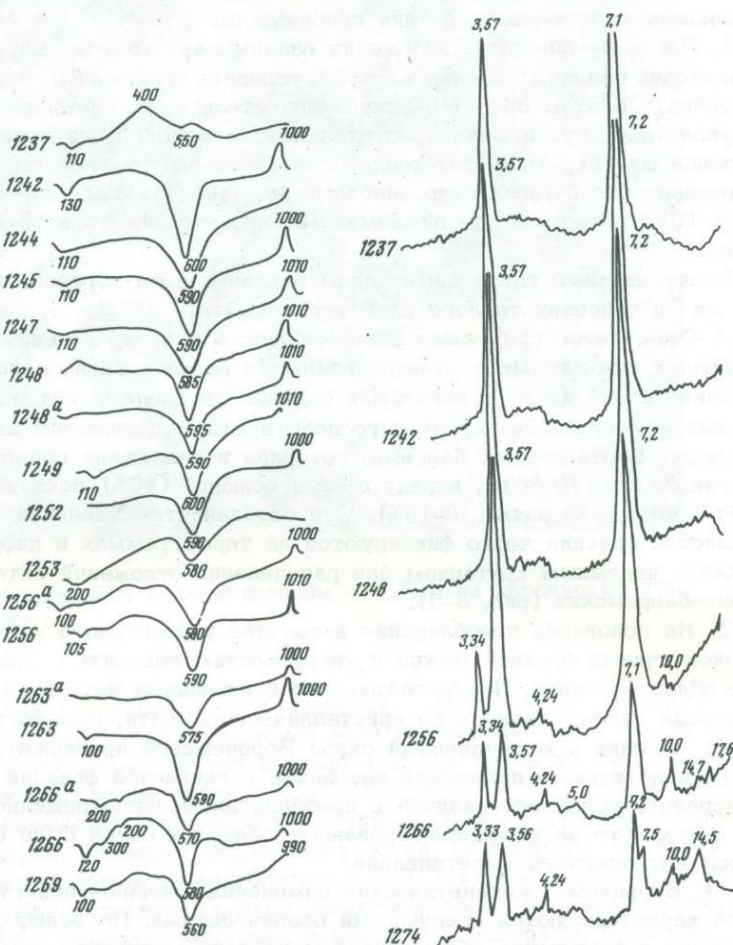
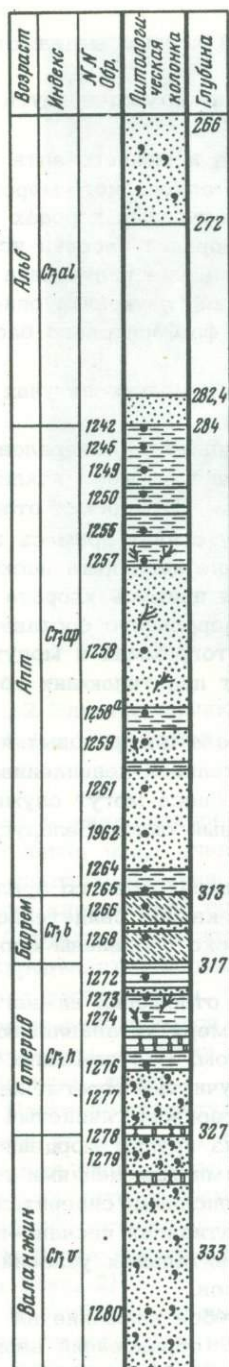


Рис. 3

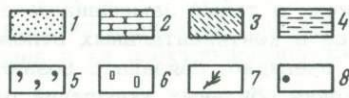


Рис. 3-5. Литологическая, термическая и рентгеновая характеристика нижнемеловых отложений (рис. 3 - в скв. 26, рис. 4 - в скв. 10, рис. 5 - в скв. 8)
 1 - песок мелкозернистый; 2 - песчаник; 3 - алеврит; 4 - глина алевритовая; 5 - глауконит; 6 - сидерит; 7 - растительные остатки; 8 - образец и его номер

Из приведенного материала следует, что наибольший интерес с точки зрения возможной бокситоносности могли представить континентальные пестроцветные каолиновые глины верхнеаптского возраста, сформировавшиеся в условиях теплого влажного климата в результате размыва первичных каолинов.
 Как известно, нижнемеловая эпоха была одной из благоприятнейших для формирования латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов (Го-

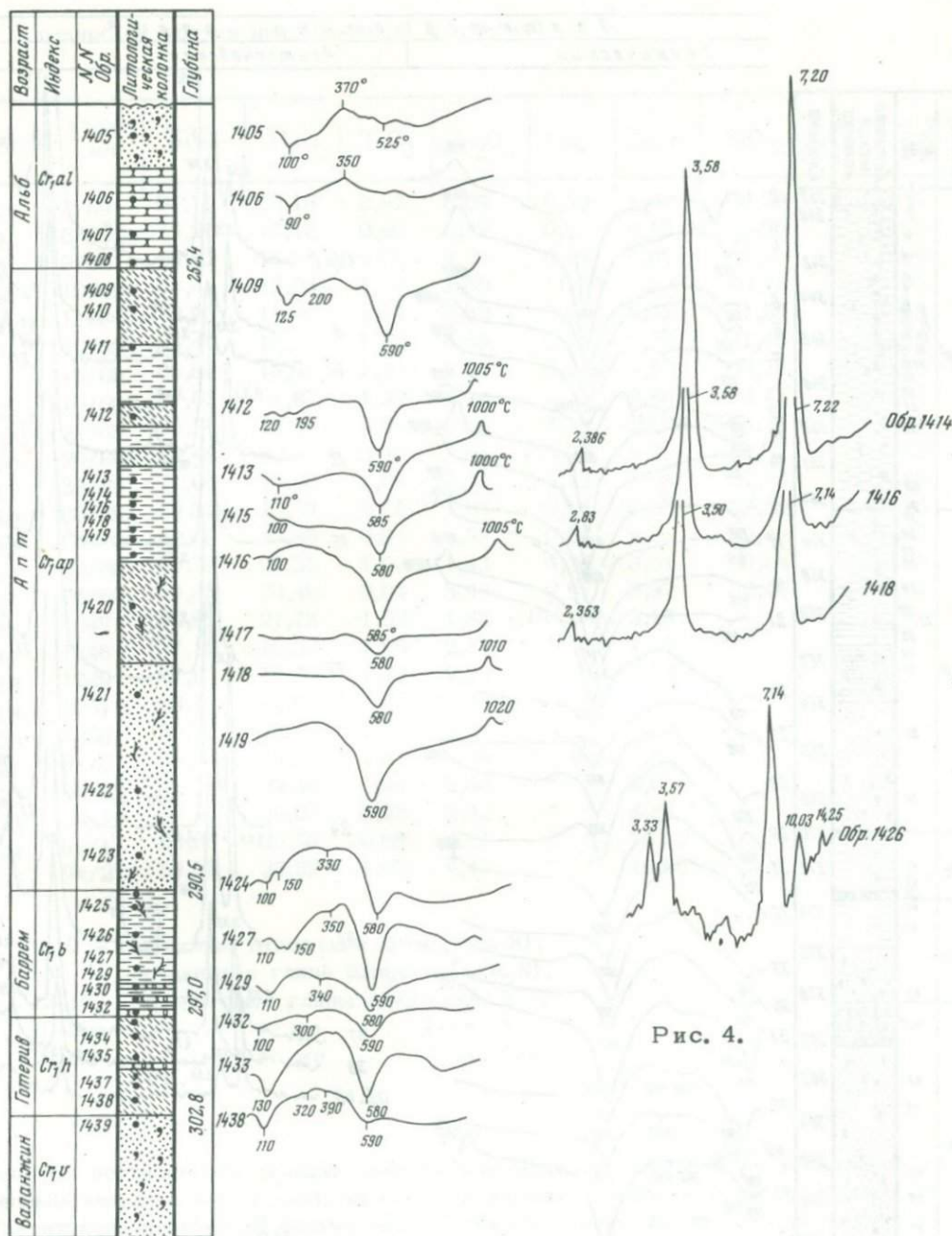


Рис. 4.

реций, 1960). Месторождения бокситов этого возраста известны как на территории СССР, так и за рубежом.

Бокситоносные апт-альбские отложения довольно широко распространены на территории Украинского кристаллического массива, примыкающего к изученной территории с юга. Осадочные бокситы здесь обнаруживают тесную связь с латеритной корой выветривания, развитой на породах основного состава - лабрадоритах, габбро-анортозитах, амфиболитах и др. Бокситоносные отложения выполняют небольшие депрессии, русла древних рек в доверхнеаптском рельефе, залегая в непосредственной близости от источника сноса - массивов основных пород с развитой на них латеритной корой выветривания (Басс, 1960; 1968; Газенко, Шпилук, 1966).

Однако несмотря на незначительный перенос латеритного материала осадочные бокситы украинских месторождений оказались в значительной степени обогащенными терригенным кварцем. Это, очевидно, объясняется широким распространением на территории Украинского кристаллического массива гранито-гнейсов, гранитов и других

Характеристика пород

Термическая	Рентгеновская
-------------	---------------

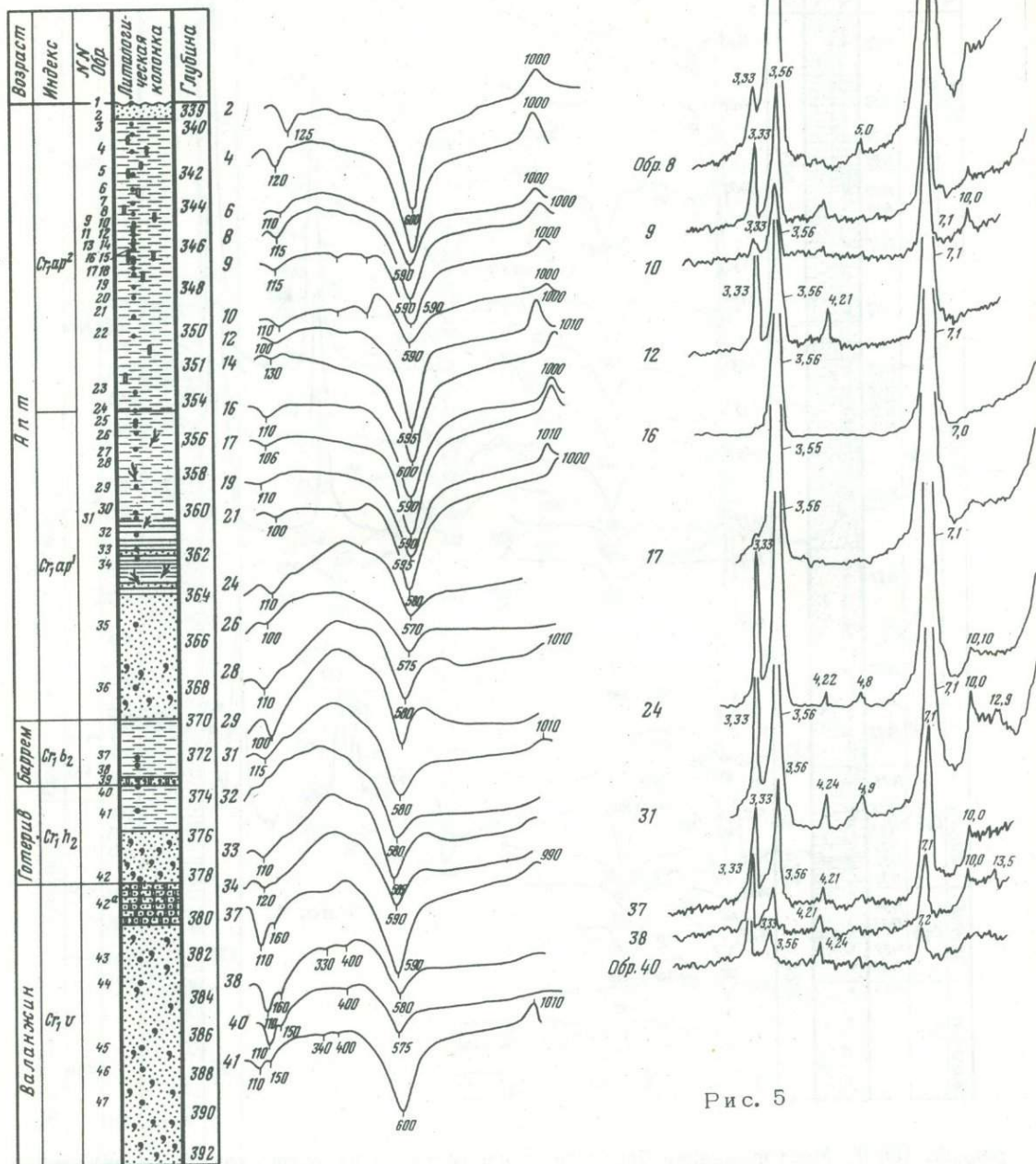


Рис. 5

типов пород, неблагоприятных с точки зрения формирования латеритных кор выветривания. Продукты выветривания этих пород оказываются обогащенными устойчивым к выветриванию кварцем, и при размыве подобных образований происходит разубоживание латеритного материала.

Континентальные апт-альбские отложения Днепровско-Донецкой впадины представлены пестроцветными, белыми каолиновыми глинами, не содержащими прослоев бокситоносных образований (Литвин, 1961).

Изученные нами континентальные верхнеаптские отложения Белоруссии, весьма сходные с подобными образованиями Днепровско-Донецкой впадины, расположены в пределах Припятского прогиба на значительном удалении от областей сноса. Какой бы благоприятный состав ни имели размываемые продукты выветривания, при таком дли-

Химический состав нижнемеловых отложений

№ п/п	Обра- зец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	П.п.п.	SiO ₂ своб	Кремневый модуль
1	3/69	64,12	19,18	0,82	6,05	0,36	8,06	39,39	0,77
2	8/69	74,20	15,18	0,86	2,49	0,21	6,13	50,90	0,65
3	9/69	66,92	16,65	0,98	6,29	0,14	6,66	48,83	0,90
4	10/69	58,44	13,86	1,14	1,60	11,08	12,28	44,76	1,01
5	11/69	72,96	13,96	1,14	2,32	0,14	6,72	51,59	0,65
6	12/69	64,44	19,87	1,32	4,69	0,25	9,24	41,40	0,86
7	13/69	66,80	19,91	1,02	1,25	0,21	8,57	40,74	0,76
8	16/69	61,52	21,87	1,24	3,24	2,20	9,86	36,47	0,87
9	21/69	58,24	19,41	0,03	5,28	6,18	10,54	36,48	0,89
10	26/69	85,48	8,68	0,80	1,01	0,21	3,38	69,03	0,52
11	39/69	71,04	16,05	1,06	1,94	0,72	8,08	51,86	0,83
12	60/69	59,32	26,89	0,98	1,83	0,14	9,88	27,52	0,85
13	64/69	62,00	23,95	0,94	1,89	0,54	9,06	32,82	0,82
14	67/69	60,20	26,35	1,02	1,43	0,28	9,64	29,34	0,85
15	75/69	60,48	23,46	0,94	3,46	0,57	8,97	32,46	0,83
16	1247	64,9	21,73	1,52	1,83	He опр.	8,15	—	—
17	1248	67,18	19,38	1,65	2,38	" "	7,87	—	—
18	1249	67,6	19,00	1,72	2,32	" "	7,72	—	—
19	1251	65,1	17,53	1,46	2,53	" "	8,10	—	—
20	1256	56,12	23,49	2,70	2,86	1,06	12,96	—	—
21	9к/5	68,5	19,3	1,3	1,96	He опр.	7,3	—	—
22	9к/10	63,12	22,44	1,34	2,54	" "	9,0	—	—
23	9к/15	57,4	26,07	0,98	2,42	" "	4,84	—	—
24	9к/17	53,65	26,58	0,99	4,81	" "	10,73	—	—
25	9к/21	54,93	25,89	1,05	4,41	" "	10,95	—	—

- 1-10 - глинистые отложения апта (скв. 8),
 11 - песчанистая глина баррема (скв. 8),
 12-15 - алевритовые глины апта (скв. 37),
 16-20 - то же (скв. 26),
 21-25 - то же (скв. 9к).

тельно переносе они должны были бы неизменно испытывать разубоживание терригенным кварцем, что и характерно для изученных пестроцветных каолиновых глин Припятского прогиба. В формировании этих отложений могли принимать участие местные источники сноса, довольно богатые примесью кварца. Трудно предположить, что в подобных условиях могут быть встречены бокситы и бокситоносные отложения.

Кроме того, даже в случае обнаружения среди континентальных глин апта прослоев с более высоким содержанием Al₂O₃ вряд ли они могут иметь какое-то практическое значение вследствие значительной глубины залегания.

Литература

- Басс Ю.Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождения бокситов юга УССР. - В кн. "Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах". Киев, изд-во АН УССР, 1960.
 Басс Ю.Б. К проблеме бокситов на Украине. - Разведка и охрана недр, 1968, № 8.
 Газенко С.Д., Шпилюк Л.И. О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинского кристаллического щита. - Сов. геология, 1966, № 12.

- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. - Труды ВИМС, новая серия, 1960, вып. 5.
- Дмитриев Ф.Л. К вопросу о перспективности некоторых отложений территории БССР в отношении бокситоносности. - В кн. "Материалы 5-й конференции геологов Прибалтики и БССР", М., 1968.
- Литвин И.И. О нижнемеловых континентальных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, 1961, 139, № 6.
- Кривская Т.Ю. О нижнемеловых отложениях БССР. - В кн. "Труды Всес. геол. н-и. ин-та, новая серия, 1963, 91.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ТИТАНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

На Среднем Тимане к базальным горизонтам палеозойского чехла приурочены терригенные породы девонского возраста (условно отнесенные к эйфелю) с повышенным содержанием титановых минералов.

Характер залегания титаносных отложений, их морфология, литологический и минеральный состав, текстурные особенности и распределение по площади позволяют рассматривать эти отложения как древнюю погребенную титановую россыпь, формирование которой происходило в прибрежной зоне внутриконтинентального бассейна (Надеждина, 1970).

Размеры россыпи в значительной степени определялись размерами бассейна, заполнявшего впадину в кристаллическом фундаменте. Эта впадина была заложена, по-видимому, в допалеозойское время на северо-западном склоне Вымско-Вольской горст-антиклинали, образованной метаморфическими, преимущественно сланцевыми толщами рифея.

Углубленное литолого-фаціальное исследование титаносных пород Среднего Тимана, по ряду признаков отличающихся от титаносодержащих отложений Южного Тимана, представляет не только научный, но и практический интерес, поскольку для Среднетиманской россыпи характерен не только литологический, но и четкий фаціальный контроль титанового оруденения.

Накопление песчано-алевролитовых пород, слагающих Среднетиманскую россыпь, происходило в прибрежной зоне мелководного внутриконтинентального моря или крупного залива и связано с седиментационным циклом, закончившимся регрессией моря.

Последнее подтверждается последовательностью смены фаций по площади и во времени.

Осадконакопление почти повсеместно заканчивается песчаными отложениями фации и волнений, образование которых обычно связано с периодом отступления моря и миграцией фаций со стороны суши, т.е. с регрессивной фазой цикла (Ботвинкина и др., 1956).

Осадконакопление в Среднетиманском море (заливе) происходило по законам бассейновой седиментации с накоплением более грубозернистого материала в прибрежных зонах и выносом мелкозернистого материала в центральные, удаленные от берега части бассейна.

Геоморфология дна бассейна, его размеры и гидродинамический режим предопределили размещение литологических типов осадков в процессе седиментации. Незначительные размеры водоема и его мелководность привели к смещению тонкозернистых алевритовых осадков на все меньшие глубины.

О мелководности бассейна, прогибание которого происходило при пассивном тектоническом режиме, свидетельствуют также широкое развитие сингенетичного ожелезнения в алевролитах и отсутствие органических остатков в породах россыпи. Свободный кислородный обмен обусловил существование высокого окислительно-восстановительного потенциала в период седиментации, что не способствовало сохранению органики.

Мелкая ритмичность, распространенная в титаносных отложениях (мощности элементарных ритмов измеряются от долей сантиметра до первых метров) определяется не тектоническим, а, очевидно, климатическим фактором. Сезонная смена засушливых и дождливых периодов предопределяла ход осадконакопления в периодически менявшихся гидродинамических условиях седиментации.

В прибрежной зоне волнового воздействия, в участках с активным гидродинамическим режимом, происходило накопление преимущественно хорошо отсортированных отложений фации пляжей и отмелей, содержащих наиболее высокие концентрации рудных минералов (TiO_2 около 5,0%).

Постепенное снижение содержаний титановых минералов наблюдается в отложениях фации слабых волнений и течений, накопление которых происходило, по-видимому, в области вытянутого выступа в рельефе дна Среднетиманского палеобассейна. Умеренно отсортированные отложения выдержанной мощности с близкими содержаниями титановых

минералов прослежены на значительном расстоянии от береговой линии в виде относительно широкой полосы северо-западного простирания (TiO_2 — от 3,3 до 3,5%).

К востоку и западу от этой полосы в связи с углублением дна бассейна мощности отложений значительно повышены. Сортирующее влияние течений здесь резко падало и накапливались преимущественно плохо отсортированные осадки фации относительно спокойной седиментации с наиболее низкими содержаниями титановых минералов ($TiO_2 < 3,0\%$).

Детальное изучение гранулометрического состава как одного из основных фациальных признаков способствовало более достоверному установлению генетической природы титаноносных отложений из различных участков россыпи.

В настоящей работе подробно охарактеризованы наиболее распространенные литогенетические типы, свойственные определенным фациям в древнем Среднетиманском бассейне (термины "фация", "литогенетический тип" понимаются нами по Л.Н.Ботвинкиной и др., 1953; Ю.А.Жемчужникову и др., 1959, 1960; Н.В.Логвиненко, 1967; В.Н.Шванову, 1969).

В Среднетиманской россыпи четко определена расположенная у дневной поверхности южная граница, оконтуренная скважинами и серией горных выработок. Восточная, западная и северная границы россыпи достоверно не установлены, так как они скрыты под толщей осадков среднего и верхнего девона.

Большинство пробуренных скважин достигло кристаллического фундамента и вскрыло полные разрезы титаноносных пород. Однако некоторые скважины (например, в центральной части россыпи) вскрыли только верхние горизонты титаноносных отложений, поскольку последние погружены здесь на значительную глубину.

Образцы для аналитических исследований отобраны из различных литологических разновидностей по разрезам и по площади распространения титаноносных отложений. Опробовались немногочисленные естественные обнажения и керн скважин, пробуренных по профилям преимущественно вкост простирания осадочных толщ в южной, центральной и северной частях россыпи.

Гранулометрические анализы выполнены в Лаборатории осадочных полезных ископаемых В.Н.Каленик, ею же проведена графическая и статистическая обработка результатов около 100 анализов.

В целях использования методов математической статистики при обработке данных анализов и получения достоверных гранулометрических коэффициентов применялся дробный гранулометрический анализ титаноносных пород, так как только в этом случае отчетливо выступают особенности, отличающие осадки, накопленные в различных фациях.

В связи с тем что анализируемые образцы нередко в значительном количестве содержали примесь глинистого материала, гранулометрический анализ проводили комбинированным способом: 1) ситовой анализ — для частиц более 0,05 мм и 2) седиментометрический — для частиц менее 0,05 мм. Ситовой анализ выполнен на ситах с шагом прогрессии $\sqrt{10}$: 0,05; 0,063; 0,071; 0,08; 0,09; 0,10; 0,125; 0,16; 0,20; 0,25; 0,315; 0,40; 0,50; 0,63; 0,80; 1,0 мм. Седиментометрическим анализом получены классы: -0,001; -0,005; -0,01; -0,05 мм. Таким образом, комбинированный гранулометрический анализ обеспечил довольно дробную разбивку породы в пределах 20 классов для каждого образца. Преимуществом используемой шкалы является присутствие в ней размеров 0,01; 0,1; 0,5; 1,0 мм, отвечающих границам классов общепринятой классификации песчано-глинистых пород (Иванов, 1967; Пустовалов, 1946, 1962, и др.).

Для сопоставления гранулометрического состава различных образцов по данным анализов построены гистограммы, классификационная диаграмма и вычерчены кумулятивные кривые, по которым сняты и рассчитаны (Trask, 1932) основные гранулометрические коэффициенты: средний размер зерен (Md), коэффициент сортировки (S_o) и коэффициент асимметрии (S_k).

При построении кумулятивных кривых использована полулогарифмическая сетка, где по шкале ординат сохраняется линейный равномерный масштаб, а по оси абсцисс расположена логарифмическая шкала на три модуля. Степень отсортированности пород, определяемая коэффициентом сортировки, дана по классификации Фридмана (Fridman, 1962).

Вещественный состав, условия залегания, наиболее распространенные типы слоистых текстур, характер изменения гранулометрических показателей титаноносных отложений

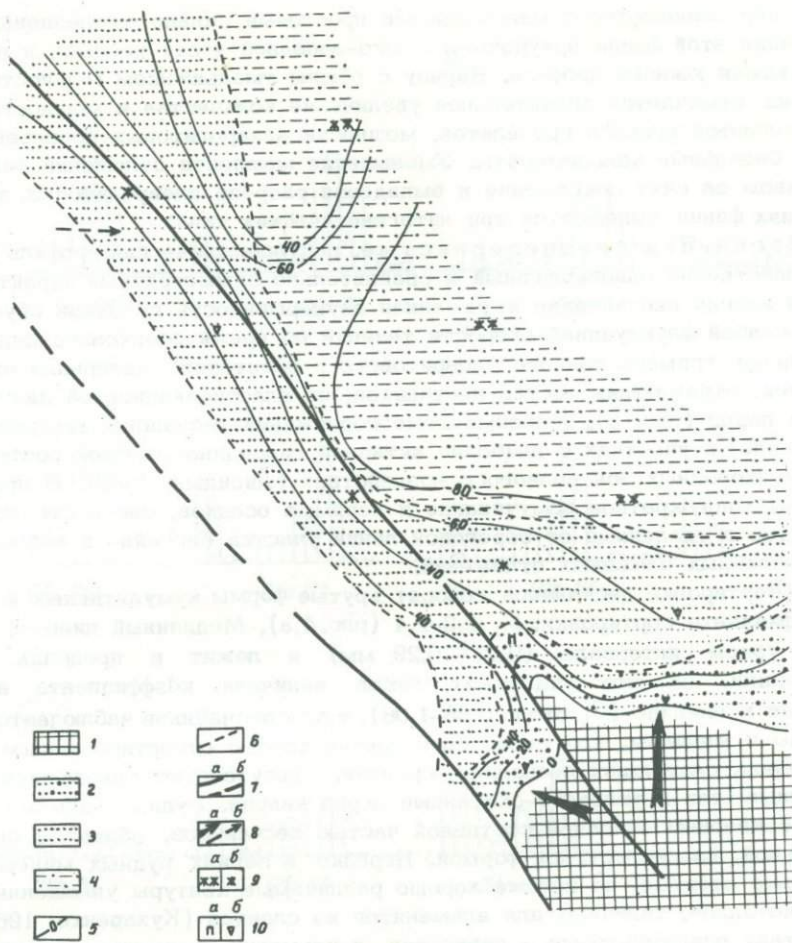


Рис. 1. Схематическая литолого-палеогеографическая карта эйфельского(?) яруса на Среднем Тимане

1 - выступ кристаллического фундамента - область сноса; 2 - фация осадков пляжей и отмелей на мелководье (преобладают среднезернистые песчаники); 3 - фация осадков слабых течений и волнений на мелководье (преобладают мелкозернистые песчаники); 4 - фация осадков зоны относительно спокойной седиментации (преобладают алевролиты); 5 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента в период формирования россыпи; 6 - границы литолого-фациальных зон; 7 - линии наиболее крупных тектонических нарушений: а - достоверные, б - менее достоверные; 8 - направление сноса терригенного материала: а - основного, б - дополнительного; 9 - красноватость: а - общая, б - частичная; 10 - минералы: а - пирит, б - сидерит

в различных участках россыпи позволили выделить ряд фаций, обусловивших формирование определенных литогенетических типов и контролирующих распределение основных рудных минералов (рис. 1). 1) фация осадков пляжей и отмелей на мелководье, 2) фация осадков слабых течений и волнений на мелководье, 3) фация осадков зоны относительно спокойной седиментации.

Фация осадков пляжей и отмелей на мелководье

Характерными признаками осадков фации являются сравнительно крупнозернистый состав (среднезернистые песчаники, гравелиты, переходящие местами в базальные конгломераты, реже алевролиты и др.), наличие мелкой косої слоистости, подчеркиваемой скоплением темноцветных рудных минералов, и наиболее высокое содержание титановых минералов.

Песчаники переслаиваются с маломощными прослоями сильно ожелезненных алевролитов. Отложения этой фации приурочены к юго-западной части россыпи и прослежены в разрезах скважин южного профиля. Наряду с общим уменьшением мощности отложенной фации здесь отмечается значительное увеличение количества и мощности песчаных прослоев, появляются прослои гравелитов, мощности алевролитовых прослоев уменьшаются, отмечены базальные конгломераты. Уменьшение мощности отложений фации происходит в основном за счет сокращения и выпадения разреза алевролитовых прослоев.

В отложениях фации выделяются три литогенетических типа:

Тип А. Песчаники среднезернистые. Гранулометрический профиль песчаников имеет преимущественно одновершинный и сравнительно симметричный характер (рис. 2). Намечающаяся иногда неотчетливо выраженная двувершинность графиков обусловлена, по-видимому, слабой флуктуацией скорости течений во время осадконакопления.

Незначительная примесь тонкого алевритового и пелитового материала определила положение точек, отражающих состав песчаников, на классификационной диаграмме в поле песчаных пород (рис. 3). Максимальные содержания песчаного материала отмечаются, как правило, в участках с наиболее активной гидродинамической обстановкой, обычной для мелководных зон волнового воздействия (Лисицын, 1966). В прибрежной зоне происходят многократное взмучивание и перемыв осадков, способствующие выносу мелких частиц в удаленные от береговой линии участки бассейна и накоплению хорошо отсортированных пляжевых отложений.

О хорошей сортировке песчаников говорят крутые формы кумулятивных кривых и величина коэффициента сортировки: S_0 1,2–1,4 (рис. 4, а). Медианный диаметр зерен варьирует в узком интервале (0,21–0,29 мм) и лежит в пределах преобладающей фракции, на что указывает также величина коэффициента асимметрии, близкая к единице (S_k около 0,86–1,06), т.е. у песчаников наблюдается близкое положение моды и медианы, что также свойственно хорошо отсортированным осадкам. Окатанность зерен, слагающих песчаники, средняя. Присутствуют одновременно как хорошо окатанные, так и угловато-окатанные зерна кварца. Рудные минералы, являющиеся наряду с кварцем основной составной частью песчаников, обладают своеобразной дискоидальной, плоскоокруглой формой. Нередко в зернах рудных минералов наблюдаются несколько стертые, но все же хорошо различимые контуры уплощенных ромбоэдрических кристаллов, типичных для ильменитов из сланцев (Кухаренко, 1961). Песчаники по составу олигомиктовые – лейкоксен- и ильменит-кварцевые, неустойчивые минералы практически отсутствуют. Окраска песчаников серая, зеленовато-или голубовато-серая, иногда темно-серая, обусловленная высоким содержанием рудных минералов – главным образом в различной степени лейкоксенизированного ильменита. Ожелезнение песчаников, преимущественно вторичное, распределяется неравномерно, пятнами, послыно, а чаще в виде колец Лизеганга, затушевывающих истинную слоистость.

Для песчаников фации пляжей и отмелей характерна мелкая косая слоистость, которая подчеркивается скоплением темных рудных минералов, главным образом ильменита. Слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава. Серии непараллельные, слабо срезанные, выклинивающиеся. Мощности серий измеряются сантиметрами.

К основанию серии приурочено скопление грубозернистого материала, иногда мелкая кварцевая галька, а также изредка плохо окатанная галька подстилающих песчаные прослои алевролитов (текстуры взмучивания). Серийные швы четкие, прямые. Слойки в сериях плавно вогнутые у основания, сходящиеся. Границы между слоями четкие, редко прерывистые, правильные, ровные. Слойки в сериях распределены неравномерно, иногда группируются. В смежных сериях слои разнонаправленные. Строение слоев по гранулометрическому составу однородное. Включения темных рудных минералов приурочены к основанию слоев. Мощность слоев колеблется от 3–5 мм до 2–4 см, обычно слои до 1 см. Угол наклона слоев пологий, нарастающий от 10 до 20°.

В песчаниках много мелких округлой формы стяжений, "оспин", до 2 мм в диаметре, образованных сидеритом. Выделения сидерита имеют вид близких к округлой форме конкреционных образований, генетически связанных с поздними диагенетическими процессами. Сидерит в таких конкрециях играет роль базального цемента кварцевых зерен и с периферии часто превращен в лимонит, что придает породе пятнистый облик. Эти конкреционные образования распределены в породе крайне неравномерно, секут слоистость, не нарушая ее. Отмечается также слабая диагенетическая пиритизация в виде мелких идиоморфных кристаллов и их сростков.

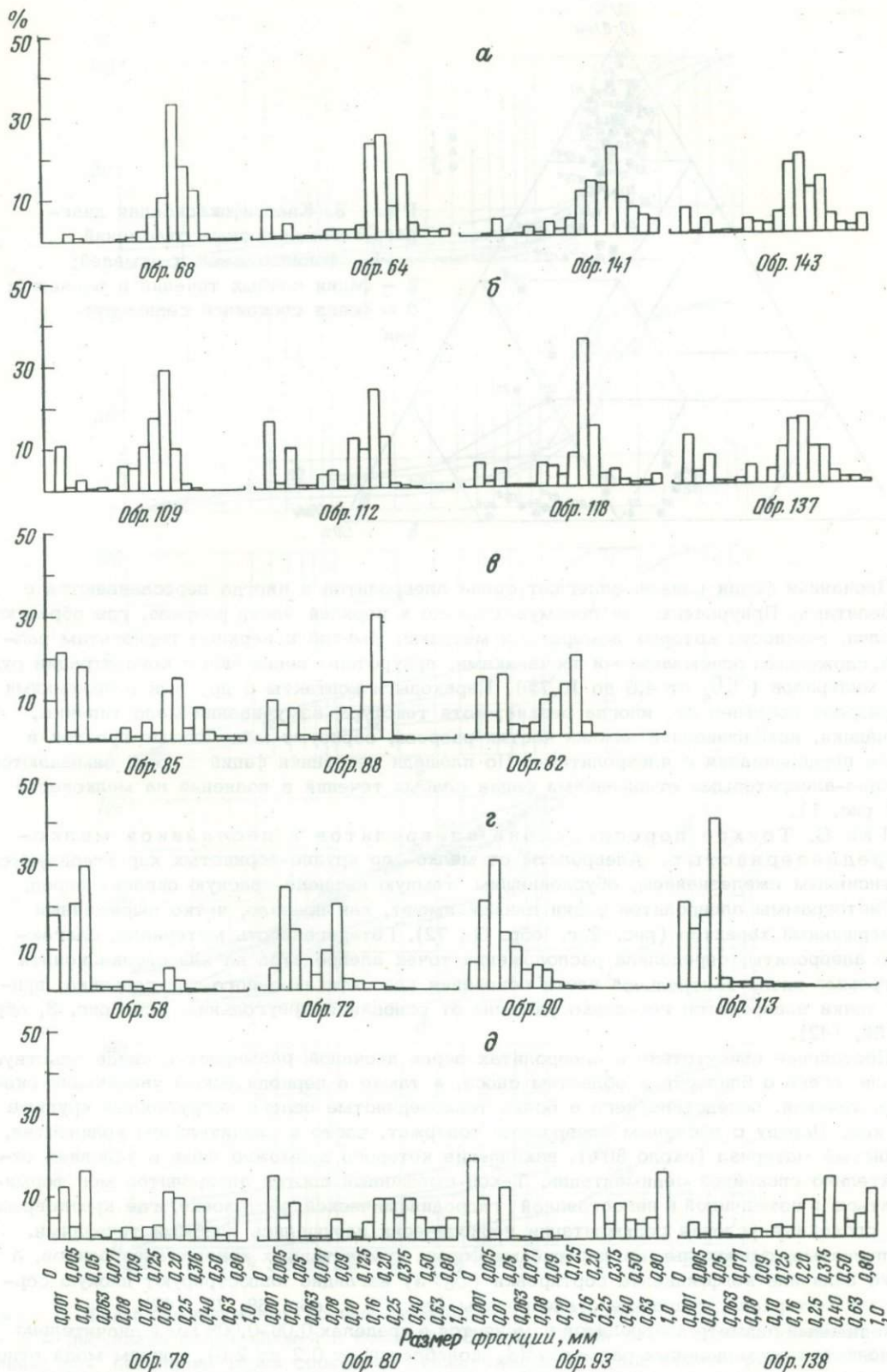


Рис. 2. Типы гистограмм гранулометрического состава титаноносных отложений
 а - песчаники фации пляжей и отмелей; б - песчаники фации слабых течений и волнений; в - песчаники фации спокойной седиментации; г - алевролиты различных фаций; д - гравелиты различных фаций

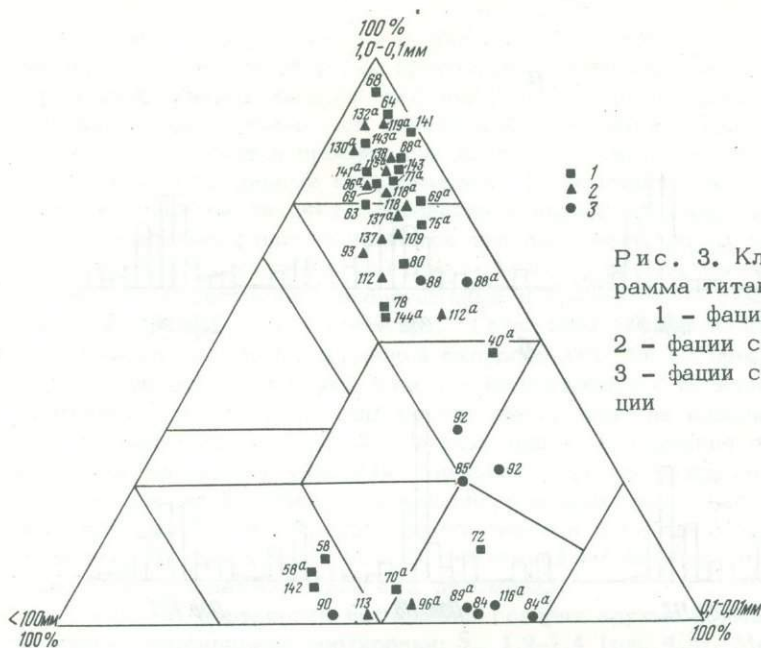


Рис. 3. Классификационная диаграмма титаносных отложений
 1 - фации пляжей и отмелей;
 2 - фации слабых течений и волнений;
 3 - фации спокойной седиментации

Песчаники фации пляжей залегают среди алевролитов и иногда переслаиваются с гравелитами. Приурочены они преимущественно к верхней части разреза, где образуют прослой, мощности которых измеряются метрами. Именно к верхним горизонтам разреза, сложенным описываемыми песчаниками, приурочены повышенные концентрации рудных минералов (TiO_2 от 4,5 до 10,7%). Переходы и контакты с другими отложениями по разрезу постепенные, иногда резкие, хотя текстуры взмучивания мало типичны. Песчаники, находящиеся в нижних частях разреза, образуют маломощные прослой в толще переслаивания с алевролитами. По площади песчаники фации пляжей замешаются песчано-алевритовыми отложениями фации слабых течений и волнений на мелководье (см. рис. 1).

Тип Б. Тонкое переслаивание алевролитов и песчаников мелко- и среднезернистых. Алевролиты от мелко- до крупно-зернистых характеризуются интенсивным ожелезнением, обусловившим темную вишнево-красную окраску пород.

Гистограммы алевролитов фации пляжей имеют, как правило, четко выраженный двугорбный характер (рис. 2, г, обр. 58, 72). Гетерогенность материала, слагающего алевролиты, определила расположение точек алевролитов на классификационной диаграмме вдоль центральной части основания классификационного треугольника, причем точки алевролитов несколько удалены от основания треугольника (см. рис. 3, обр. 72, 58, 142).

Постоянное присутствие в алевролитах зерен песчаной размерности свидетельствует прежде всего о близости к областям сноса, а также о периодическом увеличении скорости течений, вследствие чего в более тонкозернистые осадки погружаются крупные частицы. Наряду с песчаным алевролиты содержат, часто в значительном количестве, глинистый материал (около 30%), накопление которого возможно лишь в условиях относительно спокойной седиментации. Такой смешанный состав алевролитов мог формироваться в изменчивой и непостоянной гидродинамической обстановке, где кратковременные спокойные условия седиментации периодически нарушались слабыми течениями. Ступенчатые, с несколькими перегибами формы кумулятивных кривых алевролитов, а также величина коэффициента сортировки ($S_o > 3$) наглядно иллюстрируют плохую сортировку материала, слагающего алевролиты (рис. 4, г, обр. 58, 72, 142).

Медианный диаметр алевролитов изменяется в пределах 0,06–0,008 мм и значительно отклоняется от модальных размеров (S_k колеблется от 0,2 до 2,6), причем мода относительно медианы резко сдвинута либо в сторону больших, либо в сторону меньших размеров. Большое отклонение медианы от модального размера наблюдается обычно у плохо отсортированных отложений. Накопление алевролитов смешанного состава происходило, по-видимому, в прибрежной зоне в периоды временного ослабления течений

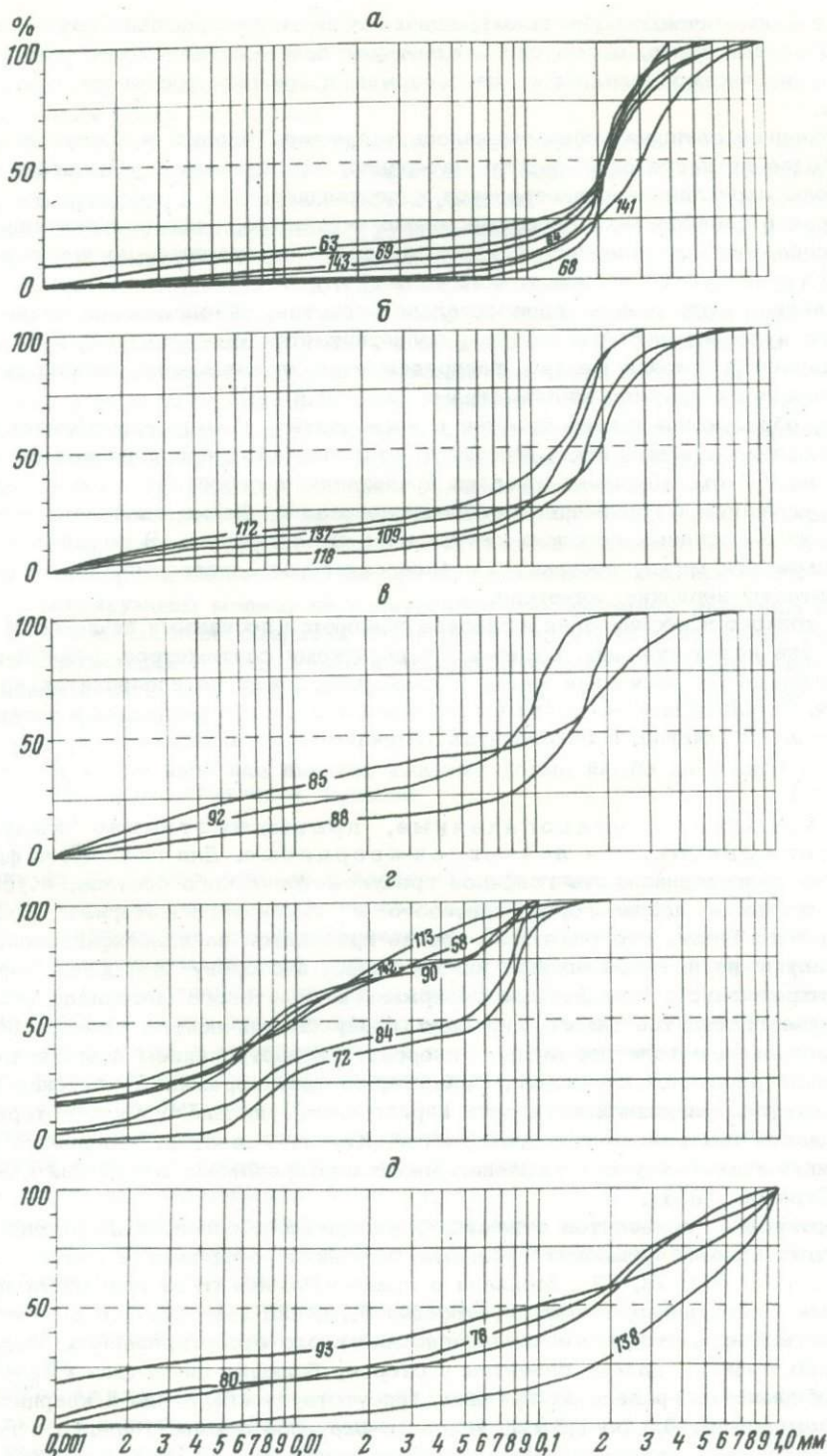


Рис. 4. Типы кумулятивных кривых титаноносных отложений

а - песчаники фации пляжей и отмелей; б - песчаники фации слабых течений и волнений; в - песчаники фации спокойной седиментации; г - алевролиты различных фаций; д - гравелиты различных фаций

(связанного с климатическим фактором), однако полного прекращения подвижности водной среды не наступало, о чем свидетельствует повсеместное отсутствие в составе пород россыпи чистых аргиллитов, не содержащих примеси песчаного и алевроитового материала.

Кратковременное затишье вновь сменялось усилением течений и поступлением новых порций более крупного обломочного материала, что привело в результате к формированию толщ переслаивания алевролитов и песчаников.

Зерна кварца в алевролитах угловатые, плохо окатанные, реже полуокатанные, беспорядочно расположены в железисто-глинистом базальном цементе, но нередко располагаются или группируются в виде тонких полос.

Текстура алевролитов тонкая, горизонтально-слоистая, обусловленная очень слабым изменением гранулометрического состава, подчеркивается ожелезнением, имеющим сингенетичный характер. Слойки мелкие, распределяются неравномерно, иногда серийно. Мощности слоев измеряются миллиметрами (до 1-1,5 см).

Песчаники, образующие тонкие прослои в алевролитах, также сильно ожелезнены и окрашены в вишнево-красный цвет. Мощности этих песчаных прослоев колеблются от миллиметров до 2-3 см. Песчаные прослои представляют собой как бы одну косослоистую серию, включенную в горизонтально-слоистые осадки. Форма слоев и другие признаки слоистости в песчаных прослоях затушеваны ожелезнением. В толще тонкого переслаивания переходы между песчаными и алевролитовыми прослоями, как правило, постепенные, контакты нерезкие, нечеткие.

Горизонты тонкого переслаивания в разрезе сменяются песчаными пачками. Мощности таких горизонтов незначительны, измеряются десятками сантиметров, реже первыми метрами. Выше лежащие песчаники часто с размывом лежат на алевролитах из толщ переслаивания. По площади описываемые отложения постепенно переходят в сходного типа осадки фации слабых течений. В алевролитах отмечаются очень низкие содержания рудных минералов, что влияет на общий выход тяжелых фракций для всей толщи переслаивания (TiO_2 до 2,6%).

Тип В. Гравелиты мелкогалечные, преимущественно кварцевые и олигомиктовые - лейкоксен-кварцевые. Для гравелитов фации пляжей характерна многовершинность графиков гранулометрического состава, обусловленная значительной примесью песчаного, алевроитового и глинистого материала (см. рис. 2, д, обр. 78, 80). Точки, отображающие состав гравелитов на классификационной диаграмме, сдвинуты из поля песчаников вниз и влево, в сторону "мусорных пород" - хлидолитов, что связано с повышенным содержанием пелитового материала (см. рис. 3).

Формирование гравелитов такого широкого гранулометрического спектра объясняется осадконакоплением в поле переменных скоростей и поступлением повышенного количества материала различной крупности. Сильные, но кратковременные течения вовлекали в движение материал различной крупности и различного удельного веса, который одновременно осаждался при резком спаде скоростей. Хорошо известно, что резкие перепады скорости течений способствуют накоплению плохо сортированных отложений смешанного состава (Страхов, 1953).

Плохая сортировка гравелитов отражена в уплощенной, сильно выположенной форме кумулятивных кривых и высоких числовых значениях коэффициента сортировки (S_0 более 4) (рис. 4, д, обр. 78, 80). Медиана в гравелитах лежит за пределами преобладающей фракции и медианный диаметр (Md около 0,15-0,20 мм) значительно отклоняется от модального размера, что также характерно для плохо отсортированных осадков. Медиана относительно медианы далеко сдвинута в сторону больших диаметров ($S_k - 0,2$). Окатанность обломков в гравелитах средняя, присутствует кварцевая и кварцитовая мелкая галька размером от 0,5 до 1,5 см, угловато-округлой формы. Нередко в гравелитах встречаются плохо окатанные угловатые обломки подстилающих вишнево-красных алевролитов.

Текстура гравелитов выражена неотчетливо, затушевана наложенным ожелезнением. Иногда видны фрагменты косой слоистости, обусловленной изменением гранулометрического состава. В слабо ожелезненных гравелитовых прослоях наблюдаются конкреционные выделения сидерита.

Мощности гравелитов измеряются десятками сантиметров. Как правило, гравелиты образуют линзовидные прослои, приуроченные к нижним частям разреза. В гравелитах, залегающих на алевролитах толщи переслаивания, изредка содержатся обломки подстилающих пород - текстуры взмучивания, обычные в отложениях области прибрежного

мелководья, когда под влиянием усиливавшихся вихревых движений придонных слоев воды уже слежавшийся осадок сминается и перемешивается с новыми порциями принесенного течением материала. Гравелиты чередуются с песчаниками, переходя в них как по простирацию, так и вверх по разрезу.

По площади гравелиты имеют ограниченное развитие, замещаясь песчаными отложениями фации пляжей, реже песчано-алевритовыми осадками толщи переслаивания. В гравелитах, находящихся в различных частях разреза, наблюдается повышенное содержание сравнительно крупных по размеру рудных минералов: лейкоксена и ильменита.

К литогенетическому типу в фации пляжей отнесены нами также базальные гравелиты, переходящие на отдельных участках в конгломераты.

Основными отличиями базальных конгломератов являются: их более сложный, полимиктовый состав (присутствуют плохо- и среднеокатанные обломки сланцев, кварцито-песчаников), относительно крупные размеры галечного материала (галка кварцито-песчаников иногда достигает 5-7 см в диаметре), отсутствие признаков слоистости и сортировки. Гистограммы базального конгломерата имеют двувершинный вид, что обусловлено присутствием в значительном количестве как крупного галечного, так и глинистого материала. Высокие значения S_0 свидетельствуют об отсутствии сортировки (S_0 более 6). Характерно также резкое снижение содержания рудных минералов. Формирование подобных конгломератов может быть связано с относительно быстрым погружением крутого берега. Обломочный материал, накопившийся во время абразии берега быстро трансгрессирующим морем, не подвергался сортирующему действию воды и захоронялся. В базальных конгломератах наблюдаются прожилки и стяжения вторичных карбонатов и пиритизация. Ожелезнение конгломератов неравномерное, наложенное. Распространение базальных конгломератов весьма ограниченное, приурочено в основном к южной части россыпи.

Фация осадков слабых течений и волнений на мелководье

Отложения фации слабых течений и волнений представлены преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, и содержащими редкие и маломощные прослои гравелитов. Для отложений фации характерны: значительное увеличение мощностей толщ тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, широкое распространение следов мелкой волновой ряби на плоскостях наложения, повсеместное развитие текстур взмучивания ("пудинговые" текстуры), наличие сложных форм слоистости в мелкозернистых песчаниках, интенсивное сингенетичное ожелезнение, приуроченное к толщам тонкого переслаивания.

Отложения фации слабых течений и волнений широко распространены в россыпи и протягиваются в виде полосы с юго-востока на северо-запад, замещая в южной части отложения фации пляжей и переходя в северо-восточной и центральной частях в отложения фации спокойной седиментации (рис. 1).

В разрезе осадки фации волнений и слабых течений залегают в большинстве случаев на тонкозернистых осадках фации спокойной седиментации, а по площади - замещаются отложениями фации пляжей.

В отложениях фации слабых течений и волнений в основном выделяются два литогенетических типа: песчаники средне- и мелкозернистые и тонкое переслаивание алевролитов и песчаников.

Тип А. Песчаники средне- и мелкозернистые с косоволнистой слоистостью - широко распространенный литогенетический тип фации.

В гранулометрическом профиле песчаников фации слабых течений нередко наблюдается отчетливо выраженная двувершинность (см. рис. 2, б). Увеличение содержания алевритового и глинистого материала привело к смещению точек песчаников на классификационной диаграмме из поля песчаных пород вниз, в сторону алевритистых песчаников (см. рис. 3). Присутствие в песчаниках повышенного количества тонкозернистого материала обусловлено ухудшением сортировки в связи со снижением гидродинамической активности по мере удаления от береговой линии. Однако здесь все еще продолжает действовать сортирующее влияние течений, периодически усиливающихся, но все же более слабых, чем в пляжевой зоне. Снижение сортировки песчаников отражается на форме кумулятивных кривых: они становятся менее крутыми, хотя и сох-

раняют еще конфигурацию, свойственную сортированным осадкам (см. рис. 4, б). Коэффициент сортировки колеблется в пределах 1,41–2,45, что соответствует умеренной сортировке при неустойчивом гидродинамическом режиме в период накопления песчаников.

Медианный диаметр зерен уменьшается ($Md=0,12-0,14$ мм), т.е. в составе отложений фации слабых течений доминирующее значение приобретают мелкозернистые песчаники, хотя присутствуют и среднезернистые ($Md = 0,18$). Значение медианы находится за пределами преобладающей фракции. Величина коэффициента асимметрии иногда значительно отклоняется от единицы: S_k – от 0,35 до 0,72. Последнее свидетельствует о заметном смещении моды относительно медианы в сторону больших размеров.

Окатанность песчаных зерен средняя, присутствуют угловато-окатанные, полуокатанные зерна. По составу песчаники олигомиктовые, лейкоксен-кварцевые. Характерно почти полное отсутствие слабо измененного ильменита, типичного для тяжелой фракции песчаников фации пляжей.

Окраска песчаников светло-серая, голубовато-серая, обычно неравномерное ожелезнение в виде полос, пятен или колец Лизеганга.

В песчаниках наблюдаются сложные формы слоистости. Преобладает мелкая косо-волнистая слоистость, сочетающаяся с прерывистой неправильной полого-волнистой и пучковидной слоистостью. Границы серий нечеткие, прерывистые, вогнуто-выпуклые, подчеркиваются скоплением темно-серого лейкоксена. Слоистость обусловлена незначительным изменением гранулометрического состава. Более грубозернистый материал приурочен к основанию серий. Серии непараллельные, полого выклинивающиеся, смешанные. Мощность серий измеряется первыми сантиметрами. Слойки в смежных сериях разнонаправленные, слабо-вогнутые у основания, сходящиеся вниз. Границы слоев неотчетливые, прерывистые, подчеркиваются скоплением рудных минералов. Рудными минералами, подчеркивающими слоистость, являются лейкоксен и лейкоксенизированный в значительной степени ильменит, отчасти очень мелкий циркон.

В песчаниках наблюдается позднедиагенетическая слабая сидеритовая минерализация, проявляющаяся в виде мелких конкреционных стяжений сидерита, ожелезненных с периферии.

Песчаники фации слабых течений образуют слои от 2 до 6 м мощностью, залегают преимущественно на тонкозернистых породах – алевролитах фации спокойной седиментации и перекрываются отложениями фации пляжей. В песчаниках фации широко распространены текстуры взмучивания, приуроченные к основаниям песчаных прослоев и являющиеся типичными признаками фации. По простиранию песчаники фации слабых течений замещаются отложениями пляжевой зоны в южных частях, а в центральных участках – отложениями фации относительно спокойной седиментации. Наблюдаются как постепенные переходы, так и резкие контакты. Содержание титановых минералов в песчаниках фации слабых течений несколько понижено по сравнению с содержанием их в среднезернистых песчаниках фации пляжей (TiO_2 колеблется от 3,05 до 9,4%).

Тип Б. Тонкое переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников с мелкой пологоволнистой слоистостью.

Алевролитовые прослои интенсивно ожелезнены, преобладают мелкозернистые алевролиты. Гранулометрический профиль алевролитов из толщи переслаивания имеет неотчетливо выраженный двугорбный характер (см. рис. 2, г, обр. 113).

В алевролитах фации слабых течений при сравнении с алевролитами фации пляжей наряду со значительно возросшим содержанием пелитовой фракции наблюдается заметное уменьшение примеси зерен песчаной размерности, благодаря чему точки алевролитов на классификационной диаграмме расположены близко к основанию треугольника (см. рис. 3). Незначительное содержание песчаного материала в алевролитах обусловлено ослаблением гидродинамики в период накопления последних, а также удаленностью от береговой линии. Для кумулятивных кривых алевролитов характерна пологая форма, свойственная плохо сортированным осадкам (см. рис. 4, г, обр. 113). Коэффициент сортировки имеет высокие числовые значения (S_0 около 4). Медиана располагается за пределами преобладающей фракции, причем мода относительно медианы сдвинута в сторону больших диаметров.

В алевролитах преобладает тонкая пологоволнистая, переходящая в горизонтальную слоистость, подчеркиваемая ожелезнением. Алевролиты в толще переслаивания постепенно переходят в нижележащий песчаный слой и имеют резкий контакт с вышележащим слоем песчаника, создавая ритмичный характер переслаивания. На поверхности алевро-

литовых слоев часто видны мелкие знаки волновой ряби и течений, что является характерным признаком фации. Песчаные прослои в толще переслаивания представлены преимущественно мелкозернистыми песчаниками олигомиктового, лейкоксен-кварцевого состава с мелкой косоволнистой и пологоволнистой слоистостью, обычно железненными в разной степени; сортировка песчаников умеренная.

Мощности алевролитовых и песчаных прослоев в толще переслаивания измеряются миллиметрами, первыми сантиметрами, реже — десятками сантиметров. Песчаные прослои представляют собой иногда одну слоистую серию. Общая мощность пачек переслаивания измеряется метрами. Толщи тонкого переслаивания залегают на песчаниках фации слабых течений и переходят по простиранию в аналогичные толщи переслаивания фации относительно спокойной седиментации.

В толще переслаивания иногда присутствуют очень маломощные (до 5–10 см) прослои гравелитов. Растянутый многовершинный гранулометрический профиль гравелитов и пологая форма кумулятивных кривых свидетельствуют о плохой сортировке обломочного материала в них (см. рис. 2, 4, д, обр. 138). Гравелиты этих прослоев сильно ожелезнены, по составу олигомиктовые, лейкоксен-кварцевые с косой, плохо выраженной слоистостью. Кварцевая галька гравелитов мелкая (до 1,5–2 мм), угловатая, плохо окатанная. Гравелиты вверх по разрезу переходят в песчаник, а по простиранию быстро выклиниваются, замещаясь другими отложениями.

В толщах переслаивания фации слабых течений наблюдается увеличение количества и мощности алевролитовых прослоев при постепенном сокращении мощности песчаных. Последнее обстоятельство заметно влияет на содержание рудных минералов во всей толще. Общее содержание рудных минералов в толщах переслаивания незначительное, что обусловлено крайне низким выходом тяжелых фракций в алевролитах (TiO_2 до 1,85%).

Фация осадков зоны относительно спокойной седиментации

Отложения фации представлены преимущественно одним литогенетическим типом — тонким переслаиванием алевролитов и песчаников.

Толщи тонкого переслаивания характеризуются очень сильным ожелезнением как тонкозернистых, пелитовых, разностей, так и входящих в переслаивание песчаных прослоев.

Мощности песчаных прослоев в толщах переслаивания изменяются от долей сантиметра до десятков сантиметров. В то же время мощности прослоев алевролитов в толщах переслаивания значительно увеличены и обычно измеряются десятками сантиметров.

Для толщ переслаивания типична тонкая горизонтальная слоистость, переходящая в пологоволнистую и косоволнистую в маломощных песчаных прослоях.

Территориально отложения фации относительно спокойной седиментации приурочены к центральному и восточным частям россыпи (см. рис. 1). В этих участках отмечается значительное (до 89 м) увеличение мощности титаноносных отложений, обусловленное возрастанием мощности толщ переслаивания и главным образом повышением количества и мощности алевролитовых прослоев в них. Отложения фации относительно спокойной седиментации переслаиваются с отложениями фации слабых течений и замещаются ими по площади.

Песчаники из прослоев в толщах переслаивания главным образом мелкозернистые, глинисто-алевритистые. Гранулометрический профиль песчаников имеет особенно резко выраженный двuverшинный характер (см. рис. 2, в). Благодаря значительно возросшему содержанию тонкозернистого материала точки песчаников на классификационной диаграмме смещены нередко далеко вниз, в поле глинисто-алевритистых песчаников (см. рис. 3).

Заметно выположенная форма кумулятивных кривых отражает значительное ухудшение сортировки кластогенного материала песчаников. Числовые значения коэффициента сортировки возрастают до 4,69 (см. рис. 4, в). Медиана песчаников находится за пределами преобладающей фракции и снижается иногда до 0,086 мм. Мода относительно медианы смещена в сторону больших диаметров (S_k от 0,75 до 0,2).

Гранулометрический состав песчаников фации относительно спокойной седиментации аналогичен составу заиляющихся песков, широко распространенных в современных бассейнах. Появление осадков такого типа, в которых одновременно в значительных количествах содержится песчаный и пелитовый материал, характерно для осадкообразования

в поле переменных скоростей (Лисицын, 1966). В периоды затишья здесь осаждаются пелитовый материал, а в периоды оживления гидродинамического режима – песчаный; причем уже осевший осадок взмучивается очень слабо или вообще не взмучивается, так как для размыва необходимы высокие скорости. Таким образом, двувёршинный характер гистограмм отражает в данном случае двойственность гидродинамической обстановки. Соотношения между количеством песчаного и пелитового материала зависят в основном от особенностей колебания скоростей.

В Среднетиманском палеобассейне в наиболее удаленных от береговой линии участках шло накопление преимущественно пелитового материала, выносимого течениями из прибрежных зон. В то же время в периоды усиления гидродинамической активности, обусловленной, по-видимому, сезонным климатическим фактором, в отдаленные участки заносился и песчаный материал, образующий прослой различной мощности в толще существенно пелитовых осадков.

Окатанность зерен в песчаниках плохая и средняя. Преобладают полуокатанные, угловато-окатанные зерна. Песчаники по составу олигомиктовые, лейкоксен-кварцевые. Слоистость песчаников тонкая, мелкая, пологоволнистая, сочетающаяся с косоволнистой; обусловлена слабым изменением гранулометрического состава и подчеркивается рудными минералами – лейкоксом и реже цирконом. Детали слоистости видны плохо, так как затושеваны сильным ожелезнением. Изредка в основании песчаных прослоев видны текстуры взмучивания, но для всей толщи они мало характерны, более обычны постепенные переходы алевролита в песчаник.

Алевролиты, входящие в толщи переслаивания, мелко- и тонкозернистые и отличаются от алевролитов других фаций почти полным отсутствием примеси песчаного материала при высоком содержании алевритового и глинистого, в связи с чем точки алевролитов на классификационной диаграмме расположены очень близко к основанию треугольника (см. рис. 3). Гистограммы алевролитов не всегда имеют отчетливо выраженный двувёршинный характер и показывают преобладание в составе алевролитов глинистого материала (рис. 2, г, обр. 90). Кумулятивные кривые алевролитов имеют несколько перегибов, что наряду с высокими числовыми значениями коэффициента сортировки (S_o более 3) отражает плохую сортировку обломочного материала (рис. 4, г, обр. 84, 90).

Медиана алевролитов расположена за пределами преобладающей фракции; причем мода относительно медианы смещена в сторону либо больших либо меньших диаметров (S_k – от 0,2 до 2,9). Накопление глинистых алевролитов происходило в периоды затишья, но не полного прекращения гидродинамической активности, в удаленных от берега участках древнего бассейна. О преобладании относительно спокойных условий седиментации свидетельствует также очень тонкая горизонтальная слоистость алевролитов, обусловленная слабым изменением гранулометрического состава и подчеркиваемая интенсивным сингенетичным ожелезнением.

Слойки в горизонтальнослоистых сериях тонкие, распределены неравномерно, иногда пачечно. Нередко наблюдается сочетание горизонтальной и тонкой пологоволнистой слоистости. Окатанность обломочного материала в алевролитах плохая. Угловато-окатанные и угловатые зерна кварца, реже рудных минералов, как бы свободно плавают или погружены в базальный железисто-глинистый цемент.

Алевролитовые прослой в толщах переслаивания постепенно переходят вверх по разрезу в песчаные слои; очень редко наблюдаются резкие контакты.

Общая мощность толщ переслаивания алевролитов и песчаников измеряется метрами. В отложениях фации спокойной седиментации, особенно в участках с преобладанием алевролитовых прослоев, отмечается значительное понижение содержания рудных, главным образом титановых, минералов (TiO_2 менее 3,0%).

Заклучение

В Среднетиманской россыпи установлена прямая зависимость содержаний титановых минералов от сортировки обломочного материала и фациальной принадлежности отложений, что согласуется с основными закономерностями распределения и концентрации тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках.

Сделанный нами вывод несколько отличается от заключения А.Р.Сушона (1962), который пишет, что в Южнотиманской россыпи уменьшение содержания титановых минералов происходит параллельно с возрастанием отсортированности пород, причем минимальные

содержания лейкоксена приурочены к зонам и участкам преимущественного развития более отсортированных песчаников, а максимальные – к плохо отсортированным грубо- и крупнозернистым породам.

При направлении поисковых работ на титан в среднедевонских терригенных отложениях Тимана, образовавшихся за счет размыва рифейских метаморфических комплексов, необходимо, по-видимому, не только основываться на данных о литологических особенностях пород, но также обращать внимание на выяснение фациальной, генетической принадлежности исследуемых осадочных толщ.

Литература

- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П., Яблоков В.С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1956.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I, II. – Труды ГИН АН СССР, 1959, 1960, вып. 15.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. Изд-во "Наука", 1967.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. Изд-во "Наука", 1966.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. Изд-во Высшая школа, 1967.
- Надеждина Е.Д. Некоторые фациальные особенности формирования древних титановых россыпей на Тимане. – В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1970.
- Пустовалов Л.В., Султанов А.Д. О распределении тяжелых минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. – Докл. АН СССР, 1946, 52, № 2.
- Пустовалов Л.В. Об основных принципах классификации осадочных горных пород. – Ученые записки ЛГУ, 1962, вып. 310.
- Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. – Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сущон А.Р. Условия формирования титаноносных россыпей в среднедевонских отложениях Тимана. – Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1962, № 6.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Изд-во "Недра", 1969.
- Fridman G.M. On sorting coefficients and the lognormality of sandstones. – J. geol., 1962, 70.
- Trask P.D. Origin and environment of sours sediments of petroleum. Gulf. publ. Col. Houston, 1932.

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ПЕСЧАНИКОВ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА ПО ТЕРРИГЕННЫМ КОМПОНЕНТАМ

Докембрийские отложения района Туруханска и Игарки в Приенисейской зоне Сибирской платформы представляют собой естественное продолжение комплекса осадочного докембрия, развитого на Енисейском кряже и в Восточном Саяне. Этот формационный комплекс сложен сериями терригенно-осадочных пород с преимущественным развитием пелитоморфных и карбонатных метаосадков, которым подчинены обломочные, в том числе красноцветные, породы и вулканогенные образования.

Игарско-Туруханский район расположен в краевой северо-западной части Сибирской платформы. По сравнению с районом Енисейского кряжа северное продолжение структуры Приенисейской зоны в Игарско-Туруханском районе представлено более простыми стратиграфическими и структурными формами. Но вместе с тем несмотря на довольно обстоятельное стратиграфическое и структурное изучение обнаженных фрагментов разреза тектоническая позиция района и всей Приенисейской зоны окончательно не установлена.

Основной причиной разногласий в вопросах тектонического районирования западной краевой части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления является нерешенность ряда принципиальных моментов истории геологического развития этого обширного региона в позднем докембрии и в байкальский этап формирования общей структуры. В настоящее время продолжает существовать альтернативное решение – либо вендо-рифейские толщи накапливались при активной денудации ранее существовавшего к западу от Сибирской платформы складчатого сооружения геосинклинали и являются формацией моласс, либо они формировались внутри платформы, представляя ее осадочный чехол. В связи с этим часть исследователей включает Приенисейскую зону в состав платформы, а другая относит ее к складчатому обрамлению.

В дополнение к формационному методу тектонического анализа нами было использовано литолого-минералогическое изучение кластогенных пород, позволяющее более определенно судить о палеогеографических и литолого-фациальных условиях накопления этих толщ и тем самым составить более определенное представление об общем структурном плане района в позднем докембрии. Особое внимание было обращено на Игарский район, где известны довольно мощные толщи красноцветных песчаников по р. Сухариха и имеются выступы эффузивного комплекса в районе Игарки – возможной области сноса при образовании полимиктовых песчаников.

По внешнему облику красноцветные песчаники сухарихинского разреза напоминают красноцветные аркозы верхнепротерозойского осадочного чехла докембрийских платформ. Они кажутся похожими на песчаники каратавской серии (зильмердакская и инзерская свиты) стратотипического разреза рифея Южного Урала. Многие авторы, проводящие сопоставление разрезов осадочного докембрия Сибирской платформы и Южного Урала, обычно используют красноцветность терригенных пород в качестве основного корреляционного признака. Однако, как будет показано ниже, при более детальном изучении красноцветных пород верхнего докембрия Приенисейской зоны они представляют резко отличный литогенетический комплекс, принадлежащий к формации моласс. Если аркозовые красноцветы формировались при денудации кристаллических пород фундамента и коры выветривания и относятся к формации коры выветривания в нашем понимании (Чайка, 1967), то граувакковые красноцветы накапливались при интенсивной денудации геосинклинальных горных сооружений в краевых посторогенных прогибах, т. е. являются молассами в классическом их понимании.

Если в качестве примера рассмотреть разрез формационного комплекса Южного Урала, то к формациям платформенного происхождения можно отнести три нижние серии: бурзянскую, юрматинскую и каратавскую. Верхняя же, ашинская, серия представляет формацию моласс; ее образование связано с коренным изменением структурного плана – возникновением складчатой геосинклинальной области (внутренней области сноса). В венде и нижнем палеозое геосинклинальные байкалиды-каледониды западного склона Урала вырисовываются уже как главный источник сноса при образовании моласс ашинской серии.

Закон конвергентности в геологических явлениях приводит к тому, что некоторые осадочные породы из платформенных и геосинклинальных формаций оказываются весьма сходными. Это относится прежде всего к полимиктовым осадочным породам моласс. По существу отнесение многих таких трудно определяемых в формационном анализе пород к "миogeосинклинальным" отложениям — следствие имеющихся трудностей. Выход из создавшегося положения следует искать в применении палеогеографического подхода, в частности в использовании литолого-минералогического метода палеогеографического анализа. С помощью этого метода можно решить основной вопрос — о составе и расположении области сноса в период накопления толщ с неясной тектонической принадлежностью.

В Игарско-Туруханском районе отложения, которые были изучены нами с помощью литолого-минералогического метода, слагают структуры Туруханского горста, Игарского выступа и Сухаринско-Чернореченских поднятий (Микуцкий, Петраков, 1961). Стратиграфия их изучалась В.И.Драгуновым (1959, 1964), О.А.Вотахом (1968) и другими исследователями.

Излучинская свита существенно кластогенных пород, которая подверглась детальному литолого-минералогическому изучению, по данным Б.Б.Шишкина и В.Е.Савицкого, имеет следующий состав и строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые известняковистые и алевритистые аргиллиты, алевролиты	15-25
2. Красноцветные аргиллиты, алевролиты, глинистые алевролиты	260-280
3. Красноцветные песчаники и глинистые песчаники. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазами, микроклином, эффузивами, микрокварцитами. Вверх по разрезу содержание обломков эффузивных пород уменьшается	350-370
4. Красноцветные мелкогалечные конгломераты и гравелиты полимиктового состава с плотной упаковкой. Обломки округлые и угловатые размером от 1 мм до 3 см, плохо отсортированные. Представлены кварцем, кварцево-слюдистыми сланцами, микроклином, кварцитами, алевролитами, известняками, песчаниками и эффузивами основного состава. Цемент глинистый, глинисто-известково-песчаный с окислами железа	15
5. Красноцветные разнозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты. В нижней части пачки преобладают грубозернистые песчаники с прослоями песчаных алевролитов. В верхней части преобладают алевролиты, аргиллиты с прослоями серых, розовато-серых, зеленовато-серых доломитов	150

Излучинская свита согласно перекрывается сухарихинской свитой (500-560 м), сложенной сероцветными доломитами, известняками, доломитизированными известняками, часто кремнистыми, глинистыми и алевритистыми. Сухарихинская свита согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными слоями алданского яруса нижнего кембрия.

Под излучинской свитой залегают серые известняки, доломиты и аргиллиты чернореченской свиты, которые в свою очередь подстилаются игарским эффузивным комплексом.

По данным абсолютного возраста, игарский комплекс формировался в интервале 700-900 млн. лет (Кляровский, Чайка, 1964), что отвечает байкальской орогении. По этим же данным возраст обломочного микроклина из излучинской свиты 550 млн. лет. Таким образом, игарский разрез по времени формирования отвечает верхнему рифею и венду.

На основании детальных минералогических и геохимических исследований эффузивов игарского комплекса и обломков эффузивных пород из излучинской свиты доказана их полная тождественность. Эффузивы игарской свиты слагают небольшой выступ у горы Игарки и вскрыты некоторыми скважинами. По данным гравиметрической съемки они прослеживаются в виде узкой полосы вдоль левобережья р. Енисея.

Поскольку определение формационного типа эффузивов Игарки имеет большое значение для тектонического районирования и палеогеографических реконструкций, было проведено их тщательное изучение. На Игарском выступе эффузивный комплекс пред-

ставлен сильно дислоцированными, зеленокаменно измененными вулканогенными породами с широким проявлением глубинной лампрофировой фации.

Игарская свита расчленена нами совместно с В.М.Крымским на две подсвиты: нижнюю — эффузивную — и верхнюю — туфобрекчиевую и туфопесчаниковую. Свита имеет структурные особенности и вторичные изменения, свойственные геосинклинальным спилитам. Характерно, что перекрывающие ее в районе о-ва Плахинского доломитизированные известняки насыщены пепловым материалом, местами сильно окремнены вплоть до образования вторичных кварцитов и иногда гематитизированы. Это дает основание считать, что накопление смежной карбонатной формации осуществлялось в геосинклинальном трого за счет садки карбоната под воздействием вулканизма. Об этом же свидетельствует накопление в некоторых толщах туфопесчаников игарской свиты глауконита (Кляровский, Чайка, 1964).

Главным типом пород игарской эффузивной свиты являются миндалекаменные лавы и их разновидности, содержащие кварц-карбонатные прожилки. Лавы сильно насыщены глубинной фацией даек диабазового и лампрофирового составов. Выделяются две разновидности лав — с шаровой отдельностью и массивные. Шаровые лавы преобладают. Развитые так же широко туфобрекчии и туфы сложены различными по размерам и формам обломками эффузивов и вулканическим пеплом. Терригенный материал присутствует в небольших количествах и представлен прослоями глинистых, глинисто-кремнистых, хлоритовых сланцев, алевролитов и кварцитов, всегда сильно насыщенных пеплом.

При микроскопическом изучении массивные эффузивы определяются как спилиты, обнаруживающие более полную кристаллизацию, чем в шаровых разновидностях (зерна минералов здесь несравненно крупнее, а границы зерен очень четкие). В порфировых выделениях наблюдаются плагиоклаз и авгит. Микроструктура лав апоинтерсертальная, очень редко толleitового типа. Состав лав следующий: кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз, авгит, обыкновенная роговая обманка, уралит, стекло, замещенное пелит-хлоритовым материалом. Акцессорные минералы — пирит, титаномагнетит, анатаз, сфен, лейкоксен, корунд; вторичные: альбит, кварц, хлорит, кальцит, эпидот. Наличие последних минералов, а также корунда свидетельствует о зеленокаменном перерождении и гидротермальных изменениях фации вторичных кварцитов и гематитизированных пород. Эти процессы характерны для эффузивных комплексов геосинклинального типа.

Имеющиеся химические анализы эффузивов Игарки несомненно доказывают, что игарский эффузивный комплекс представляет спилитовую геосинклинальную формацию, выведенную в результате орогении в виде складчатого сооружения, денудированного в позднем докембрии. По отношению к геосинклинальному эффузивному комплексу отложения излучинский свиты сухарихинского разреза являются образованиями типичной молассы раннекаледонского (салаирского) краевого прогиба. Показательно в этом отношении присутствие среди сухарихинского разреза фаций медистых песчаников, которые разведывались Красноярским геологическим управлением.

В составе обломочного материала излучинских гравелитов и конгломератов встречаются гальки микроклина и микроклинового гранита. Они были отобраны нами и использованы для определения абсолютного возраста. Были получены цифры порядка 550 млн. лет (Кляровский, Чайка, 1964), которые характеризуют возможный или несколько заниженный возраст орогенной стадии развития геосинклиналя. Изучение косой слоистости излучинских красноцветных песчаников показывает, что они формировались пролювиальным путем при существовании устойчивой области сноса на северо-западе от долины р. Сухариха в ее нижней части.

При геохронологическом сопоставлении и литолого-минералогических корреляциях нижняя часть игарского сводного разреза сопоставляется с нижней стрельногорской свитой туруханского разреза. По мнению ряда исследователей (Вотах, 1968, и др.), игарские эффузивы залегают среди древней кварцито-сланцевой толщи, к верхней части которой и относится стрельногорская свита Туруханска (Драгунов, Штейн, 1958).

Изучавшиеся нами в туруханском разрезе кластогенные породы наиболее широко развиты в нижней стрельногорской свите, основание которой неизвестно. В отличие от излучинских песчаников стрельногорской свиты представлены сероцветными и иногда зеленоцветными разновидностями грауваккового типа. Их окраска, наличие эпигенетического пирита и другие литологические признаки свидетельствуют об отложении вдоль борта первичного геосинклинального прогиба в относительно глубоководной морской среде. Свита сложена преимущественно кварцитовидными граувакковыми песчаниками,

часто с прослоями и линзами алеврито-глинистых сланцев зеленовато-серой окраски; линзы гравелитов встречаются чрезвычайно редко. Содержание песчаников вверх по разрезу постепенно уменьшается, и верхняя подсвита (75–85 м) сложена преимущественно зеленовато-серыми глинисто-карбонатными сланцами и мергелями. Видимая мощность свиты оценивается в 900–1200 м. По своему внешнему структурному облику она близка к флишoidным образованиям типа "дикого флиша".

По данным определений абсолютного возраста, выполненным как нами, так и другими исследователями, формирование нижней части туруханского разреза происходило 850–925 млн. лет назад.

Признаки красноцветных аркозовых песчаников появляются в туруханском разрезе во второкаменной свите (Нижний, 1965). Второкаменная, или дерезинская, свита сложена главным образом серыми, зеленовато-серыми и розовато-серыми массивными строматолитовыми известняками и доломитами. Красноцветные песчаники залегают в виде пачки (60–80 м) в средней части свиты. Они представлены олигомиктовыми кварцевыми разностями с примесью микроклина. Зерна кварца и микроклина идеально окатаны и представляют продукт коры выветривания. Последняя, по всей вероятности, возникла в посторогенную стадию при полной платформенной нивелировке геосинклинального сооружения байкалид. Если это так, то второкаменная свита может соответствовать периоду кратковременной стабилизации перед заложением унаследованной каледонской геосинклинали. Поэтому мы относим ее к самым верхам венда.

Для уточнения вопросов истории геологического развития северной части Приенисейской зоны верхнего докембрия было использовано изучение терригенных компонентов и главным образом минералов тяжелой фракции и сопоставление результатов с типоморфной формацией песчаников рифея Южного Урала. Для этого из изученных разрезов песчаников Игарско-Туруханского района отбирали крупные пробы пород, которые подвергали дроблению до размера 0–25–0,1 мм, отмучиванию тонкого материала с удалением фракций менее 0,1 мм и отмывке зернистой массы на концентрационном столе в камеральных условиях. Концентрат стола квартовался и одна часть разделялась в тяжелых жидкостях – бромформе и тетрабромэтано. До разделения в тяжелых жидкостях пробы подвергали мокрой электромагнитной сепарации в магнитном поле интенсивностью до 16 000 гаусс.

Для минерального анализа использовали обогащенный тяжелыми минералами класс 0,1+0,25 мм во всех электромагнитных фракциях. Содержание отдельных минералов определяли по 400 зернам в каждой тяжелой фракции.

При литолого-минеральном анализе песчаников использовали изучение и минералогические подсчеты точно диагностируемых с помощью иммерсии минералов. По различным типам песчаников основных песчаниковых толщ изучено не менее 160 шлифов. Результаты минерального анализа песчаников приведены в табл. 1.

Ниже в порядке последовательности описания изученных толщ приводится минеральный анализ песчаников (табл. 2–4).

При изучении разрезов позднего докембрия Игарско-Туруханского района и сопоставляемых с ними синхронных разрезов других районов был использован цирконовый метод палеогеографического анализа (Чайка, 1966). Крупные пробы песчаников, гравелитов и конгломератов обеспечивали выделение значительных количеств циркона из одной пробы (до 10 г), изучение которых по разработанной нами методике позволило получить надежные результаты. В качестве своеобразного эталона были использованы цирконы каратавской серии Урала. Сопоставление разрезов по циркону приводится в табл. 5.

При изучении минералогии песчаников установлено, что характерными индекс-минералами являются циркон, лейкоксен и авгит. Циркон является важным корреляционным минералом, позволяющим сопоставлять отдельные толщи друг с другом и судить о составе области сноса и условиях седиментогенеза осадков песчаной фракции. При сравнении ассоциации цирконов Игарско-Туруханского района сразу же обращает на себя внимание резкое преобладание позднего призматического циркона и отсутствие гиацитинтового циркона, свойственного древнейшим гнейсовым комплексам платформ. Уральские цирконы образуют более однородную ассоциацию всех типов цирконов, испытавших более сильную абразию, свойственную наиболее древним цирконам. Это свидетельствует о том, что они накапливались длительное время за счет обширной области сноса при максимуме перебива континентальных толщ коры выветривания. Цирконы Игарки и Туруханска говорят об узко локальном источнике сноса.

Минеральный состав песчаных пород (в %)

Минералы	Песчаники излучинской свиты	Туфопесчаники игарской свиты	Песчаники стрельногорской свиты	Песчаники второкаменской свиты	Песчаники зильмердакской свиты Урала
Кварц	15-20	20-40	55-65	65-95	40-85
Кислые плагиоклазы	2-10	-	2-5	2-5	2-15
Средние и основные плагиоглазы	3-20	10-20	30-40	-	2-5
Микроклин и ортоклаз	1-5	-	1-2	2-5	15-45
Кремнистые породы	30-40	5-10	2-5	-	2-5
Фемические минералы	5-40	15-30	15-30	-	1-2
Гидрослюды	1-2	-	5-10	5-10	1-2

Таблица 2

Состав аксессуарных минералов тяжелой фракции из песчаников излучинской свиты (в г/т)

Минералы	2 *	2-а	10	10-а
Авгит	3916	3600	3140	2212
Ильменит, титаномагнетит	2861	2046	2506	2384
Магнетит	3445	3818	5435	4842
Гематит	124	106	150	187
Эпидот	1816	3033	2100	2656
Амфибол	41	250	1574	974
Гранат	-	40	-	-
Кордиерит	29	-	-	-
Циркон	213	86	109	73
Апатит	41	54	87	18
Лейкоксен	361	118	218	127
Турмалин	-	14	-	-
Сфен	49	78	121	219
Рутил	8	-	-	-
Общее содержание	12 904	13 018	15 440	13 652

* Номер образца.

Примечание. Места взятия проб: 2, 2-а, 10, 10-а - устье Сухарихи, южная часть Игарского района.

Таблица 3

Состав аксессуарных минералов тяжелой фракции
из туфопесчаников Игарской свиты (в г/т)

Минералы	9д-1 *	9д-2	9д-3
Авгит	2249	5180	946
Ильменит, титаномагнетит	3680	1127	3164
Магнетит	3796	936	6254
Гематит	46	173	-
Эпидот	1292	83	413
Амфибол	180	24	249
Гидрогетит	100	-	186
Циркон	684	811	407
Апатит	Зн	Зн	Зн
Лейкоксен	264	443	829
Сфен	48	386	28
Рутил	-	56	-
Общее содержание	12 341	9222	12 476

* Номер образца.

Примечание. Места взятия проб: 9д-1, 9д-2, 9д-3 - г. Игарка, район нефтебазы.

Таблица 4

Состав аксессуарных минералов тяжелой фракции
из песчаников стрельногорской свиты (в г/т)

Минералы	5*	4	4-а	4-е	4-к	14	14-а	14б
Авгит	1152	2014	1459	974	1086	921	1211	1004
Ильменит, титаномагнетит	252	143	416	109	87	368	219	216
Магнетит	182	187	244	112	189	765	457	76
Гематит	117	43	97	109	56	182	-	54
Эпидот	48	96	401	263	142	14	54	48
Амфибол	14	46	9	97	52	164	26	-
Гранат	-	34	-	54	66	-	65	101
Кордиерит	-	-	14	76	-	62	-	-
Андалузит	-	70	62	42	-	8	-	-
Силлиманит	-	74	-	3	-	26	33	-
Циркон	82	97	64	93	116	104	94	59
Апатит	64	29	18	31	44	80	36	51
Монацит	-	-	-	-	-	16	-	-
Лейкоксен	86	73	21	37	105	99	37	100
Турмалин	Зн	-	-	Зн	-	-	Зн	Зн
Сфен	"	-	Зн	"	-	-	-	-
Рутил	"	Зн	"	"	Зн	Зн	Зн	Зн
Общее содержание	2002	2896	2805	2050	1943	2809	2232	1709

* Номер образца.

Примечание. Места взятия проб: 5, 4, 4-а, 4-е, 4-к - Стрельные горы, р. Нижняя Тунгуска, Туруханский район; 14, 14-а, 14-б - р. Сухая Тунгуска, Туруханский район.

Типы циркона из кластогенных толщ позднего докембрия
Игарско-Туруханского района и Южного Урала

Тип циркона	Излучинская свита		Игарская свита		Стрельногорская свита		Второкаменная свита		Зильмердакская свита каратавской серии	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Прозрачный, призматический	80	1,8	90	1,8	80	1,6	95	1,5	40	1,7
Малакон	10	1,5	2	1,6	8	1,5	5	1,4	40	1,7
Циркон С										
буровато-желтый	4	1,6	6	1,8	6	1,7	-	-	10	1,3
розоватый	6	1,4	2	1,4	6	1,4	-	-	20	1,2
прозрачный										
пурпурный,	-	-	-	-	-	-	-	-	4	1,2
гиацинтовый										

1 - содержание, %, 2 - коэффициент окатанности.

Обращает на себя внимание обилие лейкоксена в песчаниках Игарско-Туруханского района, что вообще характерно для песчаников формаций краевых прогибов, особенно красноцветных (вторичная лейкоксенизация титаномагнетитовых осадочных концентраций при образовании красноцветов). В песчаниках Игарки и Туруханска особое значение приобретает авгит, который определенно поступал в позднем докембрии при денудации Игарской офиолитовой кальдеры. Поступление авгита в бассейн началось еще при отложении песчаников туруханского разреза (стрельногорская свита), когда была заложена геосинклинальная кальдера, сложенная спилитовой формацией байкалид.

Судя по относительно хорошей сохранности авгита в песчаниках и постепенному увеличению содержания этого минерала по направлению к Игарскому выступу, можно считать, что осадки молассы испытали небольшой перенос и быстро захоронились в процессе некомпенсированного погружения бассейна. Орогенная стадия развития геосинклинали фиксируется в осадке появлением терригенных компонентов гранитов - обломков микроклина и значительных масс призматического циркона. Аргоновый возраст микроклина - 550 млн. лет (Кляровский, Чайка, 1964). Однако этот возраст, скорее всего, занижен, что характерно для полевых шпатов. Косвенным доказательством байкальского возраста области сноса являются наши с Г.В.Войткевичем грубые изотопные анализы свинца галенитов, отложенных в нижнепалеозойских известняках Туруханского разреза, в результате которых возраст определяется в 700-750 млн. лет.

При анализе графиков состава песчаников из различных свит Игарско-Туруханского района усматривается их большое сходство, особенно по цирконовому показателю; несколько особняком стоит только второкаменная свита, о чем говорилось выше. Излучинская, игарская и стрельногорская свиты характеризуются резким преобладанием прозрачного циркона гранитов байкалид. Свиты эти близки и по авгитовому максимуму. В свитах Игарского района отчетливо выражен и титановый максимум, вызванный близостью к питающей провинции, содержащей в породах основной магмы титаномагнетит. Этот максимум в игарском разрезе столь высок, что в излучинской свите появляются косослоистые обособления частично мартизированного и лейкоксенизированного титаномагнетита. Близость этого разреза к области сноса видна также по появлению аномально крупных зерен авгита и циркона.

Породы всех трех свит Игарско-Туруханского района представляют полимиктовые породы океанического, по В.П.Казаринову (1967), литогенеза; они относятся к грау-

вакковым образованиям геосинклиального формационного комплекса. Стрельногорская и игарская свиты являются сероцветными граувакками раннего этапа геосинклиального развития, а излучинская красноцветная формация — формацией моласс краевого посторогенного прогиба. Песчаники стрельногорской и игарской свит отличаются несколько пониженными содержаниями плагиоклазового и фемического компонентов. Красноцветная формация излучинских песчаников отличается повышенным содержанием железа, магния, глинозема и низким содержанием щелочей.

Более отсортированные песчаники второкаменной свиты являются олигомиктовыми кварцевыми породами, приближающимися к субаркозовым формациям коры выветривания. Они представляют континентальный литогенез периода тектонической паузы в развитии геосинклиального сооружения байкалид-каледонид.

Эти особенности петрографии песчаников различных формационных типов и палеогеографических обстановок отражены в специфике элементов-примесей и в составах основных породообразующих минералов (см. табл. 1).

Приводимый материал и получение при его анализе обобщения показывают возможность довольно широкого использования литолого-минералогического (и геохимического) метода при изучении разрезов терригенно-осадочных серий на основе палеогеографического и формационного подхода. Они в значительной мере пополняют метод тектонического районирования, основанный на выделении типов строения районов по возрасту складчатости и формациям.

Другой вывод, который был получен при использовании метода на примере изучения кластогенных толщ Игарско-Туруханского и сравнимых с ним районов, заключается в выявлении определенных особенностей минерального состава выделяемых формаций, в выявлении их минерало-фациального облика. В дополнение к нашим представлениям (Чайка, 1967 г.) о существовании двух формационных групп континентального (формация коры выветривания) и океанического (формация граувакк) литогенеза мы стремились на примере Игарско-Туруханского района и Урала показать литологические типы присущих этим двум группам формаций песчаников.

На определенных отрезках геологической истории мы встречаемся с преимущественным развитием кластогенных пород, принадлежащих то к формациям коры выветривания, то к граувакковым формациям. Если первые выражены очень полно в периоды существенно континентального платформенного режима, то вторые всегда вписываются в комплексы орогенических зон земной коры. Они образуют по существу единые фациальные сочетания с вулканогенными породами и являются как бы связующим звеном между вулканизмом и континентальным литогенезом. Для формации граувакк всегда характерны спилитовые плагиоклазы и тяжелые неустойчивые к химическому выветриванию минералы базитов, а для формации коры выветривания — гранитный микроклин и наиболее устойчивые минералы гранитов.

На основании проведенных исследований видно также, что признак красноцветности, важный для решения конкретных палеогеографических вопросов, не является определяющим при формационном анализе. Мы видели, что имеются как красноцветные аркозы орогенно-платформенной формации докембрийских платформ (уральский разрез и второкаменная свита), так и красноцветные граувакки (излучинская свита).

Литература

- Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. — Изд-во "Наука", 1968.
- Драгунов В.И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. — Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, вып. 23.
- Драгунов В.И. Особенности тектонического строения северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. — Материалы ВСЕГЕИ, 1964, вып. 97.
- Драгунов В.И., Штейн Л.Ф. Уточнение границ кембрийских и докембрийских отложений в низовьях р. Енисей. — Бюлл. науч.-техн. информ. МГиОН, 1958, № 4 (16).
- Казаринов В.П. Некоторые спорные вопросы теории литогенеза. — Сов. геология, 1957, № 1.
- Кляровский В.М., Чайка В.М. Новые данные о корреляции и возрасте додевонских свит Игарско-Туруханского района. — Геол. и геофиз., 1964, № 8.

- Микуцкий С.П., Петраков В.У. Тектоника Приенисейской части севера Сибирской платформы. - Труды СНИИГТИМС, 1961, вып. 7.
- Милло Ж. Геология глин. - Изд-во "Недра", 1958.
- Нижний И.В. О двух эпохах выветривания позднего докембрия Восточной Сибири и о возможности бокситообразования. - Сов. геология, 1965, № 6.
- Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. - В кн. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 1, Изд-во "Недра", 1966.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ СЕРЫ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ СССР
И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Содержание серы в ископаемых углях изменяется в широком диапазоне и составляет в среднем по шахтным полям от десятых долей до 15%, а по отдельным участкам до 20–25%.

В СССР преобладают низкосернистые угли, 75% общих запасов характеризуется содержанием серы ($S_{\text{общ}}^c$) ниже 1,5%. Однако в наиболее освоенных бассейнах Европейской части СССР – Донецком, Подмосковном, Кизеловском и Днепровском – преобладают средне- и высокосернистые угли, около 52% добываемых здесь углей содержат более 2,5% серы. В Азиатской части СССР преобладают низкосернистые угли. Угли с высоким содержанием серы существенную роль играют только в Иркутском, Убаганском бассейнах и на некоторых месторождениях Средней Азии.

В учтенных по состоянию на 1.1.1970г. балансовых запасах углей (промышленные категории А+В+С₁) по ориентировочной оценке содержится 2800 млн. т серы. С углями ежегодно добывается 12 млн. т серы, 95% которой уходит с отходящими газами при использовании угля и загрязняет атмосферу, около 4% идет в отвалы при обогащении угля с золой и шлаками после его сжигания и только менее 1% извлекается в виде серосодержащих продуктов и элементарной серы, пригодных для промышленного использования.

Сера в ископаемых углях находится в виде сульфидов (пирит), в органических соединениях и в незначительной степени в виде сульфатов. Соотношение между видами серы в различных бассейнах неодинаково. В углях Донецкого и Подмосковного бассейнов преобладает сульфидная сера, в Днепровском – органическая; в одних значительная часть сульфидной серы находится в виде конкреций колчедана, в других – в виде рассеянного мелкозернистого пирита, что является решающим при оценке обогатимости углей. Содержание колчеданной и общей серы в угле уменьшается с увеличением степени метаморфизма. Резкие изменения в содержании серы наблюдаются как в масштабе бассейна, так и в пределах отдельных месторождений и шахтных полей. Так, по Подмосковному бассейну средняя сернистость угля по шахтам колеблется от 1,4 до 11,2%, по Донецкому – от 0,5 до 7,8%, по Кизеловскому – от 2,8 до 9,1%.

Проблема попутного использования серы в первую очередь имеет санитарное значение. В настоящее время утилизация серы, содержащейся в углях, экономически рентабельна при условии ее попутного получения только в том случае, когда обессеривание угля или продуктов его переработки диктуется технологическими или санитарными требованиями (т.е. при условии частичного или полного отнесения затрат по сероочистке на основное производство). Специальное извлечение серы из углей и газов ради получения серосодержащих продуктов при разработанных в настоящее время технологических процессах и современных ценах на содержащее серу сырье может быть рентабельно лишь при уникально высоких содержаниях – свыше 10%.

В СССР и за рубежом предложены многочисленные технологические процессы и схемы попутного получения серосодержащего сырья из ископаемых углей.

1. Получение серосодержащих продуктов или элементарной серы при сероочистке коксового, полукоксового, или генераторного газа от H_2S , а также газов подземной газификации, осуществляемое в настоящее время на большинстве коксохимзаводов и на некоторых газогенераторных установках.

2. Получение серосодержащих продуктов при сероочистке дымовых газов от SO_2 на крупных ТЭЦ и ГРЭС, работающих на высокосернистых углях. В настоящее время в СССР сероочистка дымовых газов не применяется из-за высокой себестоимости и больших капиталовложений.

3. Выделение колчедана при механическом обогащении и породовыборки углей с последующим его использованием в качестве сырья для сернокислотного производства или путем газификации отходов обогащения. В этом направлении длительное время использовался колчедан подмосковных и кизеловских углей.

4. Получение серосодержащих продуктов и элементарной серы при специальных

процессах энергетического и энерготехнологического использования угля с извлечением серы из промежуточных продуктов.

В качестве потенциального сырья для попутного получения серы из углей могут рассматриваться энергетические высокосернистые угли, предназначенные для использования на крупных ТЭЦ и ГРЭС при содержании серы ($S^c_{\text{общ}}$) свыше 2,5 – 4,5 % (2,5% – для углей, используемых на электростанциях мощностью 1800–2000 тыс. квт., 4,5% – для электростанций мощностью 600–800 тыс. квт), требующие обогащения по сере или сероочистки дымовых газов, а также угли, предназначенные для коксования. Угли, используемые для газификации и полукоксования, существенно на состояние сырьевой базы не повлияют из-за небольшого объема потребления. Не следует также рассматривать высокосернистые угли небольших месторождений, используемых в основном мелкими потребителями, на которых организация извлечения серы нецелесообразна. Указанным условиям удовлетворяют: 1) около 80% разведенных запасов углей Подмосковского бассейна; 2) угли Кизеловского бассейна; 3) около 60% запасов углей Иркутского бассейна (Забитуйское, Ново-Метелкинское, Каранцайское месторождения); 4) все коксующиеся и около 50% энергетических углей Донецкого бассейна; 5) около 30% углей Убаганского бассейна (часть запасов Эгинсайского и Кушмурунского месторождений); 6) угли Днепровского бассейна.

Основные данные по сернистости угля и ориентировочная оценка ресурсов серы в углях указанных бассейнов приведены в табл. 1.

Донецкий бассейн. В бассейне добывается около 210 млн. т угля в год, из которых 29% используется для коксования, остальные – в энергетике. Большинство углей бассейна высокосернистые. Средняя сернистость углей различных марок (табл. 2) закономерно убывает от длиннопламенных ($S^c_{\text{общ}} = 3,5\%$) до антрацитов ($S^c_{\text{общ}} = 1,8\%$).

В общих геологических запасах углей бассейна (128 млрд. т) содержится 2,5 млрд. т серы, в учтенных по состоянию на 1. I. 1969 г. балансовых запасах категорий А+В+С₁ (44,7 млрд. т) содержится 990 млн. т серы. С углями ежегодно добывается 2,6 млн. т серы, однако практические возможности ее утилизации весьма ограничены.

Получение серосодержащих продуктов из углей, идущих на коксование, осуществляется на всех коксохимических заводах в процессе очистки коксового газа от H_2S .

В настоящее время для коксования используется 50 млн. т рядовых углей и концентратов Д, Г, Ж, К и ОС со средней сернистостью 2,4%. Возможное извлечение серы из коксового газа составляет 5–7% от серы, содержащейся в коксующихся углях, что обусловлено переходом большей части серы в кокс, использованием части коксующихся углей в энергетике, неполной сероочисткой коксового газа. Возможности получения серопродуктов – 100 тыс. т в год в пересчете на серу.

Возможности получения углистого колчедана могут быть ориентировочно оценены по разности содержания серы в рядовых углях и продуктах обогащения (в концентратах + промпродуктах + шламах), составляющей по данным Углесбыта для углей марки Д – 0,8%, Г – 0,6%, Ж – 0,4%, К – 1,1%, ОС – 0,4%, Т, ПА, А – 0,1%. Из приведенных данных видно, что тощие угли и антрациты в основном характеризуются низкой сернистостью и ограниченными возможностями выделения колчедана в хвосты, и поэтому угли этих марок в качестве ресурсов серосодержащего сырья учитывать не следует. По остальным маркам в Донбассе обогащается около 30 млн. т углей. При извлечении около 70% уходящей в хвосты серы ее ресурсы составляют около 380 тыс. в год в пересчете на колчедан с содержанием серы 45%.

Кроме того, около 200–300 тыс. т колчедана может быть выделено в процессе породотборки и сортировки углей.

Потенциальные возможности попутного получения серосодержащих продуктов путем сероочистки дымовых газов имеются только на крупных ТЭЦ и ГРЭС, потребляющих рядовые энергетические угли, отсева, промышленные продукты, штыб и шлам с содержанием $S^c_{\text{общ}}$ свыше 2,5%. В перспективе к 1980 г. количество таких углей достигнет 40–45 млн. т при содержании серы 3,2%. При извлечении 60% серы возможное годовое количество серосодержащих продуктов в пересчете на серу составит около 750 тыс. т.

Подмосковный бассейн. В 1969 г. в бассейне добыто 38,4 млн. т угля со средним содержанием серы 3,8%, при максимальном содержании 8% и минимальном 2%, в том числе 10% углей с сернистостью ($S^c_{\text{общ}}$) 1,6–2,5%, для 66% $S^c_{\text{общ}} = 2,5–4,0\%$, для 24% – более 4,0%. В виде колчедана находится 60% содержащейся в углях серы, в том числе 25–30% в виде колчедана +6 мм, извлекаемого при обогащении.

Бассейн и месторождение	Запасы угля, млн. т А+В+С ₁ на 1.1.1969г.	Марка угля	Среднее содержание серы S ^c общ.	Ориентировочное распределение запасов углей по группам сернистости, млн. т					Количество серы в углях, млн. т		Добыча углей за 1968 г., млн. т		Количество серы, содержащейся в добытых за 1968 г. углях, млн. т	
				до 0,5%	0,6-1,5%	1,6-2,5%	2,6-4,0%	>4,0%	всего	потенциально пригодных для извлечения	всего	потенциально пригодных для извлечения	всего	потенциально пригодных для извлечения
Донецкий бассейн	44652	-	-	78	9221	10133	17328	7892	1000	570	193,4	100,0	4,4	2,58
в том числе по маркам	4948	Д	3,5	-	-	396	3315	1237	140	98	5,4	5,0	0,2	0,15
То же	20786	Г	2,9	-	2910	4573	8106	5197	465	290	43,6	39,0	1,1	1,05
" "	3785	Ж	2,8	-	757	378	1892	758	100	90	20,6	20,0	0,6	0,53
" "	2023	К	2,3	-	81	506	1214	222	45	40	15,3	13,0	0,3	0,30
" "	1807	ОС	2,1	-	470	434	723	180	35	30	13,4	13,0	0,3	0,26
" "	1558	Т	2,5	-	358	639	530	31	40	15	12,7	4,0	0,2	0,11
" "	1890	ПА	2,6	-	246	850	605	189	45	18	10,9	3,0	0,3	0,07
" "	7855	А	1,8	78	4399	2357	943	78	130	16	71,5	4,0	1,2	0,08
Подмосковный бассейн	4906	Б	3,8	-	-	493	3237	1176	120	110	34,6	20,0	1,2	0,6
Днепровский "	2672	Б	4,4	-	-	-	-	2672	52	52	11,0	11,0	0,2	0,2
Кизеловский "	564	-	-	-	-	-	-	564	32	32	8,9	8,9	0,5	0,5
в том числе по маркам	280	Г	5,3	-	-	-	-	280	16	16	7,5	7,5	0,4	0,4
То же	284	Ж	6,2	-	-	-	-	284	16	16	1,4	1,4	0,1	0,1
Иркутский бассейн	7025	-	-	-	2182	696	-	4147	251	216	17,5	-	0,22	-
в том числе по маркам	2182	Б	1,4	-	2182	-	-	-	23	-	2,2	-	0,02	-
То же	696	Г	1,9	-	-	696	-	-	12	-	15,3	-	0,2	-
Новометелкинское место- рождение	1049	Г ₆ -ГЖ	6,5	-	-	-	-	1049	58	58	-	-	-	-
Забитуйское месторождение	18	Д	5,0	-	-	-	-	18	1	1	-	-	-	-
Каранцайское "	3080	Д	6,0	-	-	-	-	3080	157	157	-	-	-	-
Тургайский (Убаганский) бассейн	6292	Б	2,5	-	-	4353	-	1939	139	65	-	-	-	-
в том числе высокосер- нистые угли по Эгин- сайскому и Кушмурунс- кому месторождениям	548	Б	5,0	-	-	-	-	548	18	18	-	-	-	-
	1391	Б	5,0	-	-	-	-	1391	47	47	-	-	-	-
Итого	66111	-	-	78	11403	15675	20565	18390	1594	1045	265,4	139,9	6,52	3,88

Распределение добытых углей Донецкого бассейна по группам сернистости

С _{общ} , %	Распределение углей по группам сернистости и маркам, %								
	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	ПА	А	Всего
До 0,5	-	-	-	-	-	-	-	1	0,2
0,6-1,5	-	14	20	4	26	23	13	56	29,2
1,6-2,5	8	22	10	25	24	41	45	30	26,1
2,5-4,0	67	39	50	60	40	34	32	12	34,6
> 4,0	25	25	20	11	10	2	10	1	9,9
Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Обогащение углей в бассейне производится в основном путем ручной выборки породы крупностью +25 мм (кроме двух шахт), в процессе которой отбирается и часть колчедана. В настоящее время пущена обогатительная фабрика мощностью 2 млн. т на Кимовском карьере, рассчитанная на утилизацию углистого колчедана, получаемого при обогащении. Кроме того, запроектирована Шекинская ЦОФ мощностью 8 млн. т, на которой также предусмотрена утилизация колчедана.

Геологические запасы угля бассейна оцениваются в 19,9 млрд. т, в которых содержится около 530 млн. т серы, в том числе в балансовых запасах категорий А+В+С₁ - около 120 млн. т. Запасы углистого колчедана в разведанных углях составляют около 220 млн. т (в пересчете на условный колчедан с содержанием серы 45%) при среднем содержании колчедана в сухом угле 6,6%, в том числе извлекаемого при обогащении - 140 млн. т при среднем содержании 4,2%. При освоении запланированных мощностей обогащения возможности получения колчедана составляют около 240 тыс. т в год (в пересчете на колчедан с 45% содержанием серы). В перспективе обогащение углей в Подмосковном бассейне может быть доведено до 20 млн. т. При этом среднее содержание извлекаемого колчедана снизится до 3%, так как в качестве сырьевой базы для первых обогатительных фабрик выбраны шахты с наиболее высоким содержанием колчедана, т.е. в перспективе возможно получение до 400-500 тыс. т колчеданных концентратов или 180-225 тыс. т в пересчете на серу.

Организация сероочистки дымовых газов на ТЭЦ и ГРЭС, работающих на подмосковных углях, пока не производится и не планируется на ближайшие годы.

В случае, если сероочистка дымовых газов будет признана целесообразной, ресурсы серопродуктов, получаемых при сероочистке дымовых газов ТЭЦ, использующих необогатимые угли, составляют около 60 тыс. т в пересчете на серу (около 2 млн. т необогатимых углей). Ресурсы серопродуктов при организации сероочистки на всех ТЭЦ мощностью более 600 тыс. квт, потребляющих высокосернистые угли при отсутствии обогащения, составляют около 400 тыс. т в пересчете на серу. В первом случае ресурсы серы должны быть добавлены к ресурсам колчедана, во втором - включены вместо колчедана.

Кизеловский бассейн. В 1968 г. в бассейне добывалось 8,9 млн. т угля, из которого около 2 млн. т использовалось для коксования, остальной - в энергетике. Бассейн практически полностью освоен, и дальнейшее существенное расширение угледобычи не планируется. Среднее содержание серы в углях 5,6%. Сернистость углей отдельных шахт колеблется от 3,5 до 8,5%.

Около 30% содержащейся в углях серы находится в извлекаемом при обогащении колчедане, остальная часть представлена серой органической и тонко рассеянным пиритом, практически не извлекаемым при обогащении.

При общем количестве содержащейся в углях серы - около 32 млн. т - количество пирита (в пересчете на условный колчедан с 45% содержанием серы) около 40 млн. т, в том числе извлекаемого при обогащении около 20 млн. т.

Возможные ресурсы углистого колчедана, который может быть получен при породотборке (извлечение около 10%) и обогащении угля, 50 тыс. т в год условного колчедана. Кизеловский углистый колчедан одно время использовался никелевой

промышленностью. Получаемый колчедан характеризуется сравнительно невысоким содержанием серы ($S^c=35\%$) и высоким содержанием углерода. В связи с этим, а также в связи с избытком на Урале флотационных колчеданных концентратов использование углистого колчедана в сернокислой промышленности, по-видимому, в ближайшее время нецелесообразно.

Для крупной энергетики используется около 30% кизеловских углей, т.е. около 3 млн. т. Организация сероочистки дымовых газов с утилизацией серы позволит получить около 100 тыс. т серусодержащих продуктов.

Извлечение серы при коксовании при полном использовании ресурсов может дать около 20 тыс. т серопродуктов в пересчете на серу.

Днепровский бассейн. В бассейне добывается 10 млн. т угля, используемого как энергетическое топливо в виде рядового угля и брикетов (3,5 млн. т). Перспективы расширения угледобычи ограничены. Среднее содержание серы в товарном угле 4,2% при колебаниях 3,4 - 5,0%. Около 75% содержащейся в углях серы находится в виде серы органической, не выделяемой при обогащении. В связи с этим утилизация серы возможна только путем ее улавливания из дымовых газов; причем и в этом отношении возможности весьма ограничены, поскольку получаемые из угля брикеты расходятся по мелким потребителям. Потребление угля на крупных ТЭЦ около 6 млн. т. При среднем содержании серы ($S^c_{\text{общ}}$) 4,4% и очистке дымовых газов от серы на 70% потенциальные ресурсы серопродуктов составят около 80 тыс. т в пересчете на серу.

Иркутский бассейн. В пределах бассейна высокосернистые угли со средним содержанием серы более 2,5% имеются на разрабатываемом Забитуйском месторождении (производственная мощность 0,3 млн. т) и на разведанных Каранцайском и Ново-Метелкинском. Максимальная возможная угледобыча на них оценивается в 9,0 млн. т в год на Ново-Метелкинском и 24 млн. т в год на Каранцайском месторождениях, однако их освоение до 1980 г. не планируется из-за высокой сернистости угля.

В настоящее время содержание серы в добываемых углях бассейна находится в пределах санитарных норм и сероочистка не является необходимой. Получение значительного количества серусодержащих продуктов возможно только при использовании углей Каранцайского и Ново-Метелкинского месторождений.

Извлечение серы здесь возможно только при помощи сероочистки газов, поскольку сера находится в основном в органической и тонкорассеянной пиритной форме и угли небогатимы по сере. Для наиболее высокосернистых углей возможна разработка месторождения методом подземной газификации с извлечением из газов серусодержащих продуктов.

При полном освоении мощностей (33 млн. т) и улавливании 70% серы максимальные возможные ресурсы серусодержащего сырья составляют 1,0 млн. т в пересчете на серу.

Убаганский бассейн. В настоящее время бассейн не осваивается промышленностью и конкретных сроков освоения пока не намечено, в связи с чем как потенциально возможный источник получения серусодержащего сырья он может рассматриваться только после 1980 г.

Высокосернистые угли выявлены в центральной части Кушмурунского месторождения и в нижней пачке пласта Мошного на Эгинсайском месторождении. Запасы угля с содержанием серы более 2,5% составляют около 50% общих запасов этих месторождений, причем содержание серы в некоторых блоках достигает 13% при среднем содержании около 5%. Возможная добыча высокосернистых углей около 15 млн. т в год. Условно принимая возможным извлечение 70% серы, потенциальные ресурсы за счет сероочистки при полном освоении мощностей можно считать равными 750 тыс. т в пересчете на серу.

1. Разведанные по промышленным категориям запасы ископаемых углей содержат 2,8 млрд. т серы, половина которой находится в виде серы в органических соединениях и сульфатах и около 50% - в виде пирита.

2. Промышленное использование серы, содержащейся в ископаемых углях, возможно только попутно, когда извлечение серы диктуется технологическими или санитарными требованиями. Попутное получение серы технически возможно при обогащении углей - в виде углистого колчедана; при коксовании и газификации (в том числе и

подземной) углей – в виде различных серусодержащих продуктов или элементарной серы, получаемых при очистке коксового или генераторного газа от H_2S ; при энергетическом использовании углей – в виде различных серусодержащих продуктов, получаемых при очистке дымовых газов от SO_2 .

Перспективными направлениями комплексного использования наиболее высокосернистых углей с содержаниями серы более 8% являются газификация углей и отходов обогащения и подземная газификация с извлечением серы.

3. Наиболее крупные месторождения высокосернистых углей, требующих обессеривания, сосредоточены в Донецком, Подмосковном, Кизеловском, Днепровском, Иркутском и Убаганском бассейнах, среднее содержание серы в углях которых 2,5 – 8,0%, общее количество серы 1580 млн. т, в том числе в углях, требующих сероочистки или обогащения, 1045 млн. т.

4. Возможные ресурсы углистого колчедана, попутно получаемого при обогащении угля, составляют 1200 тыс. т в год, в том числе по Подмосковному бассейну – 450 тыс. т, по Кизеловскому – 50 тыс. т и по Донецкому – 700 тыс. т.

Приведенная оценка условна, поскольку специальных исследований содержания колчедана в углях, за исключением Подмосковного бассейна, не проводилось. Возможности получения колчедана в пределах остальных бассейнов в настоящее время не ясны.

5. При организации сероочистки дымовых газов на всех крупных ТЭЦ и ГРЭС, потребляющих угли с содержанием $S_{\text{общ}}$ свыше 2,5%, возможные ресурсы серусодержащих продуктов в пересчете на серу составят 3080 тыс. т в год, в том числе из углей, добываемых на ныне осваиваемых месторождениях Донецкого бассейна – 750 тыс. т, Подмосковного – 400 тыс. т, Кизеловского – 100 тыс. т и Днепровского – 80 тыс. т; на не осваиваемых ныне и не намечаемых в ближайшие годы к освоению месторождениях Иркутского бассейна – 1000 тыс. т и Убаганского бассейна – 750 тыс. т.

При рассмотрении приведенных данных следует иметь в виду, что получение серусодержащих продуктов путем сероочистки дымовых газов требует больших капиталовложений и получаемые продукты не окупают затрат на сероочистку, в связи с чем она в настоящее время не осуществляется.

6. Необходимость борьбы с загрязнением атмосферы и перспективы попутного использования серы обуславливают повышение требований к изучению сернистости и форм нахождения серы при разведке месторождений высокосернистых углей.

7. Для правильной оценки месторождений необходимо знание распределения сернистости по площади месторождения, количества серы, находящейся в виде крупных конкреций, извлекаемых при обогащении, состава выделяемого колчедана.

ОРЕОЛЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИИ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Доломитовые породы, широко развитые в палеозойских отложениях Русской платформы, представлены двумя основными группами: седиментационными хемогенными доломитами и метасоматическими доломитовыми породами. Последние имеют характерные реликтовые органические структуры или отчетливые признаки метасоматического замещения кальцитового вещества доломитом (Вишняков, 1956; Ноинский, 1913; Пустовалов, 1940; Страхов, 1956, и др.)

Наиболее подробно в литературе описаны верхнекаменноугольные метасоматические доломитовые породы, получившие название седиментационно-диагенетических (Страхов, 1956) в отличие от пластовых седиментационных доломитов, типичных для каширского горизонта карбона Московской синеклизы. При этом в качестве характерной особенности пород первой разновидности указывалось пестрое распределение магния, содержание которого колеблется на небольшом расстоянии от долей процента до предельной величины, близкой к содержанию в минерале доломита.

В дальнейшем Н.М. Страховым было подчеркнуто существование двух основных типов доломитовых пород в осадочных толщах: пластовых седиментационных доломитов и пятнистых седиментационно-диагенетических доломитовых пород.

Собранный автором данной статьи материал о составе и закономерностях размещения доломитовых пород в карбоне Окско-Цнинского вала и южного крыла Московской синеклизы позволил обнаружить третий широко распространенный тип доломитовых пород: метасоматические доломиты, образующие ореолы вблизи пластовых доломитовых тел. В качестве типичного примера этого явления нами указывались отложения верхнего карбона в пределах северной части Окско-Цнинского вала (Пичугин, 1959). Здесь в разрезах Мелеховского (рис. 1-3) и других месторождений были установлены метасоматические доломиты с содержанием окиси магния 19,0-21,5%, имеющие реликтовые органические структуры фораминиферовых известняков. Эти породы переслаиваются с типичными пластовыми седиментационными доломитами и выдерживаются по химическому и петрографическому составам на расстоянии многих километров.

В других частях тех же разрезов развиваются слабые ореолы метасоматической доломитизации с непостоянным содержанием окиси магния.

В целом доломитизация носит околопластовый характер и количество метасоматических доломитовых пород растет с увеличением мощности хемогенных доломитов. В зависимости от конкретных условий указанный ореол может быть выражен либо частичной доломитизацией подстилающих доломиты известняков либо полным их замещением с образованием метасоматических доломитов, имеющих постоянное содержание окиси магния в пределах 19,0-21,5%. Тот факт, что метасоматические доломиты Мелеховского месторождения с постоянным высоким содержанием окиси магния имеют реликтовую цельнораковинную структуру, свидетельствует о том, что замещению подверглись фузулиновые известняки, превращенные затем в чистые доломиты. В генетическом отношении они не могут быть аналогами пятнистых метасоматических доломитовых пород, известных в карбоне Самарской Луки, так как их возникновение нельзя объяснить внутрислойным перераспределением магния в известковом осадке при его диагенезе.

В данном районе как седиментационные, так и метасоматические доломиты имеют значительную прочность и, как правило, не несут признаков заметных вторичных изменений в гипергенных условиях. Это обстоятельство наряду с отсутствием связи распределения метасоматических доломитовых пород с тектонической структурой, рельефом или положением уровня грунтовых вод (Пичугин, 1962) заставляет отказаться от представления о метасоматической доломитизации в эпигенетических условиях.

В данном случае метасоматоз проходит в диагенезе при наличии прослоев доломитовых илов, содержавших большие объемы высокомагнезиального илового раствора. Диффузия ионов магния в нижележащие слои известкового ила шла одновременно с осаждением магнезиального карбонатного вещества и была тем интенсивнее, чем

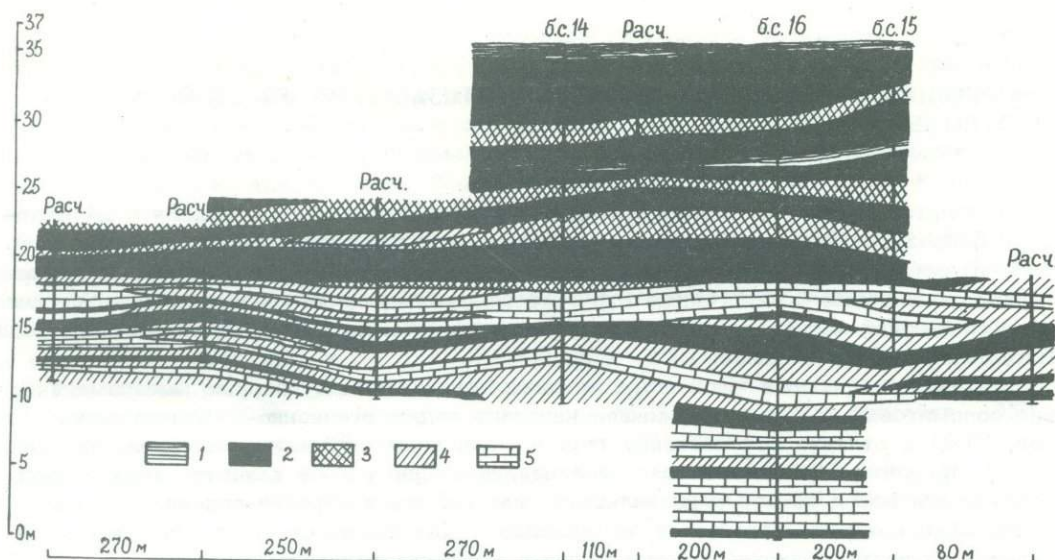


Рис. 1. Схема соотношений известняковых и доломитовых пород в разрезе Мелеховского месторождения

1 - доломитовый мергель; 2 - доломит равномернoзернистый, лишенный реликтов фауны, с содержанием MgO свыше 18%; 3 - метасоматический доломит с отчетливой реликтовой органогенной структурой и содержанием MgO свыше 18%; 4 - известняки и доломиты с содержанием MgO от 4 до 18%; 5 - известняки с содержанием MgO от 0 до 4%

дольше шла осадка. Таким образом, наряду с рассеянно-пятнистыми метасоматическими доломитами, типичными для карбона Самарской Луки, должен быть выделен другой тип метасоматических доломитов, связанный с возникновением ореола доломитизации вблизи пластовых седиментационных доломитовых тел и характеризующийся усилением доломитизации прослоев известняка при увеличении мощности вышележащих пород.

В дальнейшем аналогичное переслаивание метасоматических доломитов с реликтовой органогенной структурой и седиментационных пластовых доломитов было обнаружено нами в верхней части каширского горизонта карбона в южной части Московской синеклизы.

Р.Ж. Ульст (1963) описала подобные породы в разрезе франского яруса верхнего девона Прибалтики, а В.Г. Махлаев (1964) - в составе отложений фаменского яруса верхнего девона Центрального девонского поля и прилегающей территории. Имеются также указания на широкое развитие метасоматических доломитов с реликтовой органогенной структурой в доломитовых толщах артинского яруса перми в северной части Русской платформы (Пахтусова, Геология СССР, том II, 1963 г.).

Эти данные свидетельствуют о широком распространении метасоматических пород указанного типа в палеозойских отложениях Русской платформы. Несомненно, они имеются и в разрезах других районов, где в карбонатных толщах развиты мощные горизонты седиментационных доломитов.

Значительный интерес представляет также вопрос о соотношениях между указанным типом метасоматических доломитовых пород и пятнистыми седиментационно-диагенетическими, по Н.М. Страхову (1956), доломитовыми породами. Имеющийся материал по фациальному строению карбона южного крыла Московской синеклизы и Окско-Цнинского вала дает возможность охарактеризовать эти соотношения. Так, в разрезах касимовского надгоризонта верхнего карбона Окско-Цнинского вала, хорошо изученного на протяжении 70 км в меридиональном направлении, установлено фациальное замещение с юга на север преимущественно известняковых отложений доломитовыми вплоть до полного исчезновения из разреза чистых известняков (Пичугин, 1959, 1962).

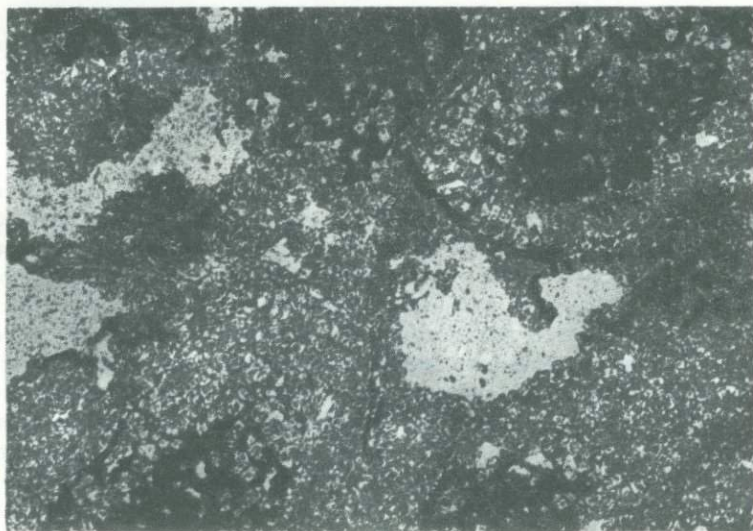
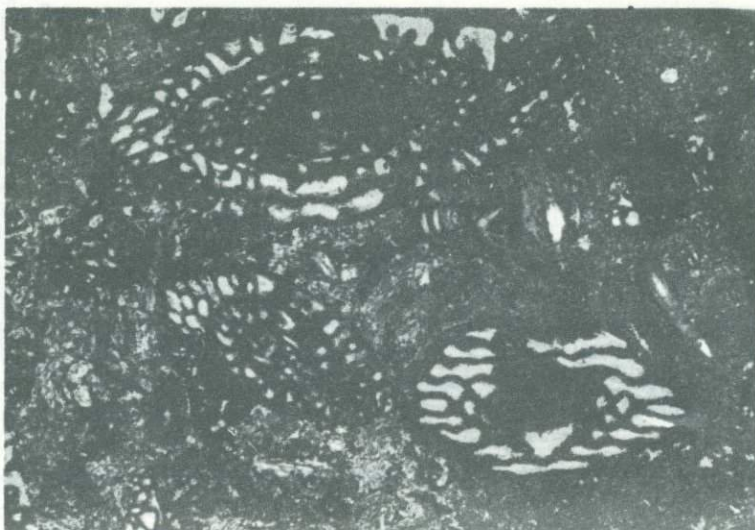


Рис. 2-3. Пример доломитизации фузулинового известняка из разреза Мелеховского месторождения

Рис. 2 - фузулиновый известняк; рис. 3 - метасоматический доломит с реликтовой структурой фузулинового известняка

При этом схематически можно выделить три граничащие друг с другом фациальные зоны с разной степенью развития доломитовых пород. В южной части района намечается зона господства чистых известняков. К северу она сменяется зоной развития известняков со значительным участием маломощных прерывистых пластов доломитов, приуроченных обычно к определенным стратиграфическим уровням, а также характеризующих широко развитой пятнистой рассеянной доломитизацией. Еще севернее происходит дальнейшее повышение общей доломитности указанных отложений, причем в их разрезе уже преобладают выдержанные по составу горизонты седиментационных доломитов чередующиеся с прослоями полностью или частично доломитизированных известняков. Описанные фациальные переходы доломитовых пород разных типов показаны

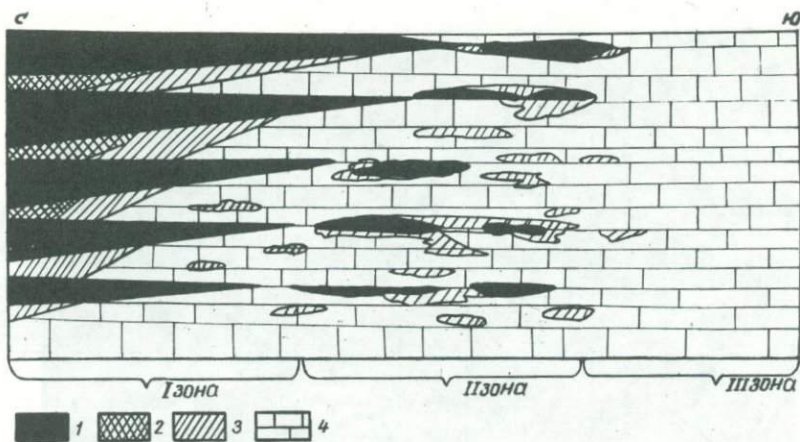


Рис. 4. Схема соотношений доломитовых пород разных генетических типов в условиях фациального перехода известковых осадков в доломитовые (верхнекаменноугольные отложения Окско-Цнинского вала. Составил М.С. Пичугин)

I - зона преобладающего развития пластовых доломитов и связанных с ними ореолов метасоматической доломитизации; II - зона подчиненного развития прерывисто-пластовых доломитов и пятнисто-доломитизированных известняков; III - зона развития известняков

Условные обозначения: 1 - седиментационный кристаллически зернистый доломит; 2 - метасоматический доломит с реликтовой органогенной структурой; 3 - доломитизированный известняк; 4 - известняк

схематически на рис. 4. Следует заметить, что в действительности картина фациального перехода значительно сложнее и границы между выделенными зонами имеют более сложный характер. Схема показывает лишь общий принципиальный характер смены двух ассоциаций доломитовых пород. При низком уровне общей доломитности разреза карбонатной толщи в ее разрезе развита ассоциация прерывисто-пластовых седиментационных доломитов и рассеянно-пятнистых доломитовых известняков, которая с повышением общей доломитности уступает место ассоциации пластовых седиментационных доломитов и околопластовых метасоматических доломитов. В пределах южного крыла Московской синеклизы вторая ассоциация характерна для каширского горизонта, а первая - для вышележащих отложений подольского и мячковского горизонтов.

Принципиально та же картина замещения намечена Р.Ж. Ульст (1963) для франского яруса Прибалтики, где наблюдается переход от разреза сульфатно-доломитовых отложений Западной Латвии к разрезу доломитовой толщи, содержащей прослой метасоматических доломитов с реликтовой органогенной структурой, Центральной и Северо-Восточной Латвии, а еще далее к востоку в разрезе бассейна р. Великая появляются горизонты известняков с рассеянной пятнистой доломитизацией.

Аналогичные явления были вскрыты В.Г. Махлаевым (1964) при изучении фациального строения отложений фаменского яруса в пределах Центрального девонского поля и близлежащей территории. Намеченная фациальная зональность, видимо, типична для палеозойских известняково-доломитовых толщ Русской платформы.

В целом описанные факты свидетельствуют о тесной связи процесса метасоматической доломитизации, идущего в условиях диагенеза, с осадочным доломитообразованием. Интенсивность последнего влияет на форму проявления метасоматоза и в конечном счете вызывает образование либо рассеянно-пятнистых доломитизированных известняков, либо околопластовых метасоматических доломитов.

Литература

- Вишняков С.С. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4. Геология СССР, том II, 1963.
- Махлаев В.Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. Изд-во "Наука", 1964.
- Ноинский М.Э. Самарская Лука. М., 1913.
- Пичугин М.С. Результаты изучения верхнекаменноугольных отложений Окско-Клязьминского района в связи с поисками и разведкой месторождений доломитового сырья. - Сырьевая база промышленно-строительных материалов, 1959, вып. №4.
- Пичугин М.С. Литология и промышленная оценка верхнекаменноугольных пород Окско-Клязьменского района. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. II, М.-Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). - Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н.М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Ульст Р.Ж. Карбонатные породы франского яруса Латвийской ССР. - Труды Ин-та геохимии АН СССР, 1963, 10.

О ГНЕЙСАХ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Гнейсовые толщи Украинского кристаллического массива представляют большой интерес с точки зрения изучения их генезиса, что способствует поискам в них метаморфогенных полезных ископаемых – графита, граната, силлиманита, корунда.

Самые ранние описания гнейсов на Украинском кристаллическом массиве дал нам В.И. Лучицкий. В его книге "Петрография Украины" (1934) подробно описаны три генетических типа гнейсов: парагнейсы, ортогнейсы и микстогнейсы (мигматиты).

Ю.И. Половинкина (1955) предложила под гнейсом подразумевать фанерозернистый кристаллический сланец, состоящий из кварца, плагиоклаза и цветного минерала, образованный за счет всевозможных терригенных осадочных пород, т.е. только парагнейсы.

По мнению Н.П. Семененко (1953), Я.Н. Белевцева (1964) и других, гнейсы представляют самый древний (архей–протерозой) глубоко–метаморфизованный эффузивно–осадочный комплекс, крайне разнообразный по минеральному составу¹.

В области изучения генезиса немых гнейсовых толщ возникают большие трудности. Блочное строение кристаллического фундамента Украинского массива, широкое распространение мигматитов и полимигматитов настолько усложняют геологическую картину, что только на небольших участках удается проследить маркирующие пласты гнейсов.

Авторы последних геолого–петрографических работ по Украинскому кристаллическому массиву (Доброхотов, 1967, и др.) придерживаются теории осадочного генезиса многих минералогических разновидностей гнейсов.

Так, М.Н. Доброхотов (1967) относит образование гнейсов к фациальному изменению слабо метаморфизованных пород Криворожской серии. Участки фациального перехода им указываются в ряде пунктов Кременчугско–Криворожского разлома между городами Кременчуг и Кривой Рог. Однако доводы его не подтверждаются фактами. Дело в том, что к востоку от разлома залегают преимущественно сланцы Криворожской серии, а к западу – преобладают мигматиты и полимигматиты с ксенолитами гнейсов.

Для сопоставления гнейсовых толщ с менее метаморфизованными комплексами пород автором данной статьи рассмотрен большой каменный материал из естественных обнажений гнейсов и мигматитов Ингуло–Ингулецкого водораздела и некоторых районов Приазовья (рис. 1). Кроме того, рассмотрены керны сланцев Криворожской серии из Желтореченского района. Исследованный материал позволяет сделать некоторые выводы о генезисе ряда минералогических разновидностей гнейсов.

Большая территория Ингуло–Ингулецкого водораздела занята полимигматитами и мигматитами с ксенолитами гнейсов. Мигматиты очень разнообразны морфологически и однообразны по минеральному составу. Морфологическое разнообразие мигматитов Н.Г. Судовиков (1957) объясняет характером тектонических движений.

Ю.И. Половинкиной (1954) подробно описаны обнажения мигматитов (ранее названных ею "ингулецкими гнейсами"), прослеживающиеся от Кривого Рога до с. Петрово. Разнообразная морфологическая картина мигматитов обуславливается частой сменой морфологических типов мигматитов: агматитов, послонных мигматитов, птигматитов, тневых мигматитов.

Агматиты слагают обычно небольшие участки и чередуются с другими морфологическими разновидностями. Они состоят из темно–серого, серого и голубовато–серого субстрата и более кислого светлого цементирующего гранитоподобного материала. Границы ксенолитов весьма нерезкие.

Птигматиты характеризуются наличием перемятого инъецированного материала. Их морфологическое разнообразие зависит от количества жил, их мощности и формы.

¹ Указанное стратиграфическое положение гнейсов подтверждается данными определения абсолютного возраста.

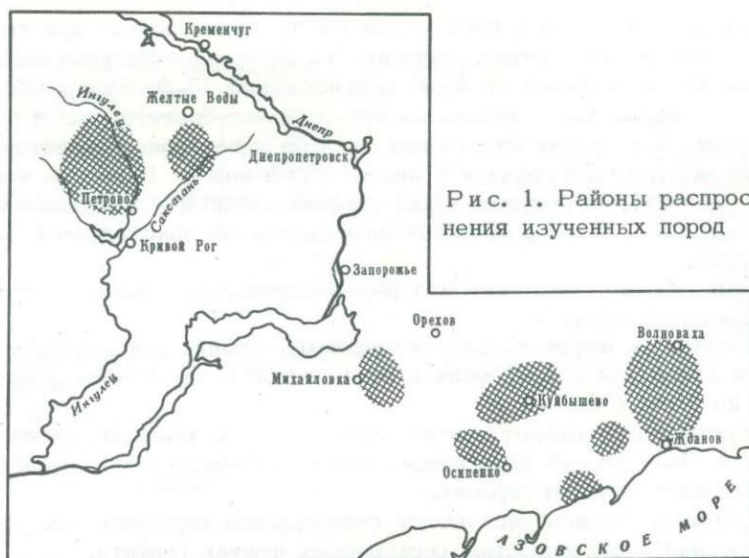


Рис. 1. Районы распространения изученных пород

Послойные мигматиты (вероятно, тождественны с мигматизированными гнейсами) характеризуются параллельным общей сланцеватости расположением жилок инъецирующего материала. Часто послойные мигматиты секутся поперечными жилками, что делает их сходными с ветвистыми мигматитами.

Теневые мигматиты (небулитовые) представляют высшую степень мигматизации или региональную гранитизацию. В этих мигматитах отмечаются лишь реликтовые ("теневые") полосы субстрата. В центральных частях мигматитовых полей теневые мигматиты часто называются гранитами, "почти" гранитами или анхигранитами.

В минералогическом отношении на Ингуло-Ингулецком водоразделе преобладают биотитовые, серые, бледно-розовые мигматиты. Они состоят из свежих неправильных и неориентированных решетчатых зерен микроклина и микроклин-пертита (10-70%), нечетко сдвойникованных измененных и изъеденных зерен среднего и кислого плагиоклаза (10-45%), раскисленного по краям до альбита. Промежутки между ними заполнены прожилковидным волнистоугасающим кварцем (20-50%), часто с включениями плагиоклаза и микроклина. Биотит в мигматите обычно темно-коричневый, почти черный (5-10%), часто хлоритизированный, иногда в ассоциации с магнетитом, апатитом, цирконом и редко ортитом.

Мигматиты биотитовые, образующиеся по гранатово-биотитовым гнейсам, иногда с силлиманитом, нередко содержат пятнистые скопления биотита с реликтами граната или сноповидные скопления мусковита с реликтами силлиманита. Характерная парагенетическая минеральная ассоциация для биотитовых мигматитов: кварц + микроклин + плагиоклаз № 8-12 + биотит + магнетит.

Мигматиты биотитовые, возникшие за счет гиперстен-биотитовых гнейсов; близки по составу к чарнокитам. Среди многочисленных ксенолитов гнейсов в мигматитах Ингуло-Ингулецкого водораздела преобладают биотитовые, в подчиненном количестве встречаются гранат-биотитовые, графит-биотитовые, гиперстен-биотитовые, редко - кордиерит-биотитовые, силлиманит-биотитовые. Амфиболовые разности гнейсов отмечены за пределами водораздела.

Гнейсы биотитовые почти всегда мигматизированы. Структура их полнокристаллическая, текстура полосчатая и неяснополосчатая, реже массивная. Среди биотитовых гнейсов отмечаются как лейкократовые, так и меланократовые разности. Обычно биотитовые гнейсы состоят из равномерно чередующихся тонко сдвойникованных зерен плагиоклаза - олигоклаза или олигоклаза-андезина № 25-30 (40-45%), лапчато-прожилковидных зерен кварца (35-45%) и ориентированных пластинок биотита (10-30%).

Биотит в различных биотитовых гнейсах обычно коричневый, темно-коричневый, зеленовато-коричневый, оранжево-коричневый ($n_g = n_m = 1,645-1,666$). Вокруг мелких включений в биотите часты плеохроичные ореолы.

Из аксессуарных минералов в биотитовом гнейсе почти всегда присутствуют апатит, циркон, иногда сфен, рутил, монацит. Характерная парагенетическая минеральная ассоциация для биотитовых гнейсов: плагиоклаз № 25–30 + кварц + биотит + магнетит. Биотитовые гнейсы часто перемежаются с гранат-биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами. Для гранат-биотитовых гнейсов характерна узловатая текстура из-за постоянного присутствия граната и иногда силлиманита. В состав этих гнейсов входит кварц (25–45%), плагиоклаз тонко сдвойникованный – олигоклаз или олигоклаз-андезин № 27–35 (25–30%). Из темноцветных постоянно присутствуют биотит (10–20%) и гранат (5–20%).

Биотит имеет обычно оранжевую или ржаво-коричневую окраску с резким плеохроизмом ($n_g = n_m = 1,652-1,662$).

Гранат в гнейсах в штуфе красновато-розовый, обычно или в виде редких небольших зерен или гнезд или в виде мелкой вкрапленности или в виде довольно крупных порфириобласт до 5 см в диаметре.

Из аксессуарных присутствуют апатит, циркон, рутил, монацит, иногда сфен и ортит.

Характерный минеральный парагенезис для гранат-биотитовых гнейсов: плагиоклаз № 27–35 + кварц + биотит + гранат.

Графит-биотитовые гнейсы отличаются своеобразной серовато-ржавой окраской и тонкой равномерной вкрапленностью серебристых чешуек графита.

Минеральный состав графит-биотитовых гнейсов: плагиоклаз № 32–35 (35–40%) – олигоклаз-андезин, кварц (30–35%), биотит (25–35%), графит (10–15%), иногда гранат (до 10%).

Биотит чаще ярко-оранжевый, иногда с красноватым оттенком ($n_g = n_m = 1,640-1,658$). Графит встречается преимущественно в параллельном сростании с биотитом. Из аксессуарных отмечаются циркон, апатит, редко монацит, рутил. Минеральный парагенезис графит-биотитовых гнейсов: плагиоклаз № 32–35 + кварц + биотит + графит.

Особое внимание автора привлекли гиперстен-биотитовые гнейсы, встреченные в долине рек Верблюжка и Веселая Боковенька (правые притоки р. Ингулец) в виде меланократовых прослоев среди биотитовых гнейсов или в виде ксенолитов среди гранитоподобных чарнокитовых пород. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз-андезин № 30–35 до лабрадора № 52–54 с четкими широкими двойниковыми полосами (20–45%), кварц (20–25%), биотит (10–35%), гиперстен (5–20%), титаномagnetит, магнетит (до 5%), аксессуарные: апатит, сфен, циркон, ортит.

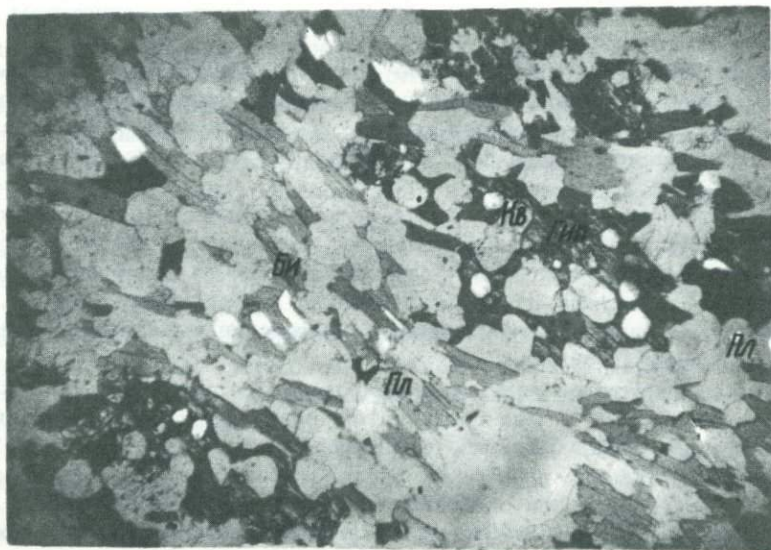


Рис. 2. Пойкилобласты гиперстена в гиперстен-биотитовом гнейсе (Гип – гиперстен, Би – биотит, Кв – кварц, Пл – плагиоклаз). Без анализатора, увел. 42

Таблица 1

Сравнительная характеристика минеральных разновидностей гнейсов Ингуло-Ингулецкого водораздела

	Биотитовые	Гранат-биотитовые	Графит-биотитовые	Биотит-гиперстеновые и гиперстен-биотитовые
Среднее содержание минерала, %	Пл=40-50 Кв=25-35 Би=10-25	Пл=50-55 Кв=30-35 Би=25-30 Гр=20-25	Пл=35-40 Кв=30-35 Би=15-20 Грф=10-15	Пл=20-45 Кв=20-25 Би=10-35 Гип=5-20 *
Акцессорные минералы	Апатит, циркон, сфен, рутил, монацит, в сильно мигматизированных разностях ортит	Апатит, циркон, сфен, рутил	Циркон, апатит, монацит, рутил	Сфен, апатит, циркон, монацит
Номер плагиоклаза	25-30	27-35	32-35	30-52
Характеристика биотита	Коричневато-темно-коричневый, $n_g = 1,645-1,666$	Оранжевый, оранжевато-коричневый, $n_g = 1,652-1,662$	Ярко-оранжевый, красновато-оранжевый, $n_g = 1,640-1,658$	Густо-коричневый, $n_g = 1,652-1,656$
Структура гнейсов	Лепидогранобластовая, гетерогранобластовая	Порфиробластовая, лепидогетерогранобластовая	Лепидогранобластовая	Пойкилобластовая, лепидогранобластовая

Таблица 2

Сравнительная характеристика гнейсов некоторых участков Приазовья

	Биотитовые	Гранат-биотитовые	Графит-биотитовые	Биотит-амфиболовые и амфиболовые	Гиперстен-содержащие
Среднее содержание минерала, %	Пл=40-50 Кв=25-35 Би=10-25	Пл=50-55 Кв=30-35 Би=25-30 Гр=20-25	Пл=35-40 Кв=30-35 Би=15-20 Грф=10-15	Пл=35-40 Кв=25-35 Рог.обм.=25-30 Титаномагнетит=5	Пл=45-25 Кв=15-20 Гип=15-20 Би=5 Титаномагнетит=5
Акцессорные минералы	Апатит, циркон, сфен, ортит	Апатит, циркон, сфен, ортит	Апатит, циркон, сфен, ортит	Сфен, апатит	Апатит
Номер плагиоклаза	26	32-35	35	35-37	45
Характеристика биотита	Коричневый, $n_g = 1,648-1,660$	Оранжево-коричневый, $n_g = 1,650-1,665$	Темно-оранжевый, $n_g = 1,638-1,656$	Темно-коричневый, $n_g = 1,672-1,677$	Коричневато-оранжевый, $n_g = 1,651-1,658$
Характеристика пироксена или амфибола	-	-	-	Голубовато-зеленая роговая обманка по Ng с плеохроизмом до зеленовато-желтого тона по Np с $c:Ng=19^0$	Бледно-зеленый по Ng гиперстен с плеохроизмом до бледно-розового по Np с $c:Ng=0$

Химический состав докембрийских гнейсов и сланцев некоторых

Место взятия образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Скв. 40с, Желтореченский участок	Сланец кварц-серпичитовый	66,76	0,58	19,15	0,85	0,74
Скв. 11, то же	То же	65,13	0,85	13,82	1,63	8,05
Обн. 49, р. Верблюжка, Ингуло-Ингулецкий водораздел	Гнейс биотитовый	63,34	0,70	16,25	4,28	1,03
Обн. 71, бассейн р. Аджамки, то же	То же	67,04	0,45	15,97	3,49	0,88
Обн. 63, р. Веселая Боковенька, то же	Гнейс гранат-биотитовый	67,50	0,45	15,10	2,50	1,26
Скв. 12050, р. Ингулец, то же	То же	64,02	0,45	14,87	0,33	6,19
Обн. 33, р. Верблюжка, то же	Гнейс графит-биотитовый	58,36	0,79	17,93	0,56	6,76
Скв. 501, Желтореченский участок	Гнейс амфибол-биотитовый	60,26	0,70	16,06	0,47	6,62
Обн. 175, балка Демурина, то же	То же	66,80	0,32	16,42	0,76	1,67
Скв. 105, глубина 216,5 м, Приазовье, Демьяновский участок	Гнейс пироксен-биотитовый	62,40	0,85	16,46	0,49	6,01
Скв. 105, глубина 414,5 м, то же	Чарлокист	60,30	0,54	10,68	5,44	3,59
Скв. 111, глубина 117,7 м, то же	"	56,64	0,67	13,13	8,47	4,86

Биотит густо-коричневый ($n_g - n_m = 1,658$), ассоциирует с гиперстеном, частично замещает его, и в свою очередь приурочивается к выделениям титаномагнетита и магнетита. По-видимому, за счет последних и образовался биотит. В биотите довольно часто заключены мелкие радиоактивные включения с плеохроичными ореолами. Гиперстен в шифе имеет плеохроизм в бледно-зеленых тонах по n_g до бледно-розовых по n_p . Оптический знак отрицательный. Удлинение положительное, угасание прямое ($n'_g = 1,701-1,708$; $n'_p = 1,690-1,695$). Нередко относительно крупные ($n_g - n_p = 0,013$) призматические зерна гиперстена с многочисленными округлыми включениями кварца и плагиоклаза образуют ситовидные пойкилобласты на фоне полнокристаллической лепидогранобластовой, иногда мозаичной основной массы (рис. 2).

Гиперстен при мигматизации интенсивно замещается биотитом, а иногда превращается в темный, почти изотропный тонкоослюдистый агрегат с сохранением очертающей пойкилобласт. Из табл. 1 видно, что при сравнении минералогических разновидностей ингуло-ингулецких гнейсов можно заметить, что гиперстенсодержащие гнейсы содержат более основной плагиоклаз и меньшее количество кварца, что сближает их с основными породами из группы габбро или габбро-норитов.

участков Украинского кристаллического массива

MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	C	F	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
0,02	2,40	1,92	0,04	0,91	2,51	-	-	4,11		99,59
0,02	2,21	0,14	-	0,44	3,42	-	-	3,11		99,68
0,08	1,87	2,54	0,24	2,50	5,56	0,08	0,38	0,84	0,39	100,84
0,06	1,79	3,14	0,23	2,94	2,05	0,25	0,15	0,86	0,37	99,88
0,06	1,20	2,50	0,20	3,06	4,20	0,05	0,15	0,68	0,60	99,61
0,11	2,33	2,77	0,57	3,28	2,84	-	-	0,16		98,80
0,06	3,29	0,35	-	0,92	7,06	0,33	-	0,66	2,61	99,85
0,11	3,66	2,80	0,21	2,76	4,55	0,10	0,15	0,30	1,07	100,22
Сл.	0,83	3,95	0,13	4,79	1,31	0,60	-	0,34	0,49	99,46
0,09	2,30	5,93	-	2,86	0,97	-	-	1,03		99,39
0,12	5,36	5,39	0,41	3,63	2,58	-	-	0,08		98,17
1,40	6,0	7,70	0,49	4,68	2,77	-	-	0,15		101,8

В пределах Ингуло-Ингулецкого водораздела гиперстенсодержащие гнейсы довольно детально изучались Ю.И. Половинкиной (1964), которая рассматривала эти гнейсы как измененные основные породы. А.И. Никольский (1964) в долине р. Верблюжка отмечал в гиперстенсодержащих гнейсах реликты моноклинового ромбического пироксена. Эти незначительные сведения заставляют предполагать образование гиперстенсодержащих гнейсов за счет преобразования основных пород, а некоторых биотитовых гнейсов - в результате мигматизации гиперстеновых гнейсов. Эта мысль еще более укрепляется при тех фактических данных, которые были получены автором при петрографической обработке гнейсов в некоторых участках Приазовья. В естественных обнажениях Приазовья (район Волювахи, Жданова, Куйбышева, Осипенко и др. - рис. 1) встречаются гнейсы биотитовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые с резкими прослоями амфиболовых и пироксен-гиперстен-амфиболовых гнейсов и в единичных точках - силлиманит-биотитовых (табл. 2). Эти гнейсы в минералогическом отношении аналогичны ингуло-ингулецким. Они также самостоятельных полей не образуют, а обычно залегают в виде ксенолитов мощностью до 100 м среди мигматитов и полимigmatитов.

В просмотренных ядрах скважин Михайловского и Демьяновского участков среди перечисленных разновидностей гнейсов преобладают биотит-амфиболовые, амфиболовые и гиперстенсодержащие гнейсы, иногда с графитом. Гнейсы амфиболовые и биотит-амфиболовые состоят из андезина № 35 (около 40%), кварца (около 30%), голубовато-зеленой (по Ng) обыкновенной роговой обманки (20-25%) с четким плеохроизмом до зеленовато-желтого тона по Nr с $c:N_g=19^0$. Аксессуары представлены сфеном, апатитом; рудные - титаномагнетитом (около 5%). Из вторичных обычен темно-коричневый биотит (5-7%).

Гиперстенсодержащие гнейсы Приазовья содержат более основной плагиоклаз и аналогичны ингуло-ингулецким гиперстеновым гнейсам. Они перемеживаются с биотитовыми, графит-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Как в биотитовых, так и в графит- и гранат-биотитовых гнейсах при просмотре шлифов неоднократно отмечались реликтовые минералы гиперстеновых гнейсов - амфибола или гиперстена. Это, например, хорошо видно на глубине 108 м в ядре скв. № 111 Демьяновского участка (см. рис. 1), где в биотитовом гнейсе среди тонко слюйникового андезина № 32 (50%) и лапчатых зерен кварца (около 35%) в темно-коричневых пластинках биотита (около 10%) отмечаются реликты амфибола с едва заметными включениями пироксена. В скв. 105 Демьяновского участка на глубине 201,5 м встречен графит-биотит-гиперстеновый гнейс. Его породообразующие минералы: плагиоклаз-андезин № 40 (около 50%), кварц (около 20%), темно-коричневый биотит и бледно-зеленый гиперстен (около 20%). Последний интенсивно биотитизирован. Графит (10%) в виде тонких мохнатых выделений отмечается в параллельном сростании с биотитом. По-видимому, биотитизация как результат гранитизации и приводит к образованию биотитовых гнейсов из амфиболовых и гиперстеновых, а последние, вероятно, образуются из габбро или габбро-норитов.

Г.А. Кравченко и Р.Н. Довгань (1960 г.), А.Н. Козловская (1958 г.) и И.С. Усенко (1960 г.) также считают, что большинство пироксеновых и амфиболовых гнейсов являются измененными магматическими породами, а образование графита, встречающегося в пироксеновых гнейсах, связывают с постмагматическими процессами. Данной точки зрения на образование амфиболовых и пироксеновых гнейсов придерживается и ряд геологов, работающих в пределах Воронежской антеклизы (Полищук, 1968 г., и др.), которые неоднократно наблюдали зональность минералогических разновидностей гнейсов в ядрах скважин, где наиболее нижние горизонты представлены амфиболовыми разновидностями гнейсов, а верхние - биотитовыми. Эту зональность геологи объясняют разной степенью проявления щелочно-кремниевое метасоматоза в основных породах. В результате обработки химических анализов они делают вывод, что почти все гнейсы образовались за счет изменения основных пород и образуют в химическом отношении единую группу от более основного состава к более кислому.

Если расположить химические анализы исследуемых нами пород в той же последовательности, т.е. от более кислых к более основным разновидностям, то при сравнении анализов отмечается та же картина (табл. 3). Для сравнения содержания натрия в гнейсах приводим два химических анализа менее метаморфизованных пород - сланцев слюдястых, мелкозернистых, отобранных нами на Желтореченском участке.

Гнейсы гиперстенсодержащие довольно близки по химическому составу к гранитизированным габбро и вместе с тем имеют тесную связь с биотитовыми гнейсами. Последние образуются, как сказано выше, при гранитизации гиперстеновых гнейсов

Таким образом, гнейсы биотитовые (или с гранатом или с графитом) и чарнокиты как бы образуют непрерывный ряд в химическом отношении. Эти предположения о генезисе некоторых гнейсов как ортогнейсов еще не говорят против того, что существуют и парагнейсы. Они, несомненно, есть, и тем более встают перед геологами большие трудности в их расчленении.

Литература

- Белевцев Я.Н. Новые представления о формировании докембрия Украинского щита. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. - В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 2, Изд-во "Недра", 1967.

- Лучицкий В.И. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, 1934.
- Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд-во "Недра", 1964.
- Никольский А.И. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Половинкина Ю.И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.
- Половинкина Ю.И. Что такое гнейс? - В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Половинкина Ю.И. Роль и значение пироксеново-плагиоклазовых сланцев в докембрийских массивах. - В кн. "Вопросы геологии Кавказа". Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Семененко Н.П. Докембрий Украинской ССР. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2.
- Судовиков Н.Г. Образование мигматитов, гранитизация, зональность мигматитовых полей и ее картирование. - В кн. "Методика геологического картирования" Госгеолтехиздат, 1957.
- Тезисы докладов совещания по литолого-стратиграфическому изучению докембрия и метаморфическому рудообразованию Украинского щита. Киев, 1965.
- Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

К ПРОБЛЕМЕ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Восстановление первичного материала глубоко метаморфизованных пород — одна из важнейших проблем геологии докембрия. Общеизвестная сложность ее требует комплексного решения с использованием результатов геологического, литолого-петрографического и геохимического анализов. Применение какого-либо одного метода реставрации представляется нам мало эффективным, нередко приводящим к разноречивым результатам.

В настоящей статье излагаются попытки комплексного восстановления первичного материала гнейсов кольской серии.

Изученные разрезы гнейсовых толщ кольской серии территориально расположены в северо-западной части Кольского полуострова, в долинах рек Титовка, Западная Лица, Тулома и на побережье Кольского залива. Особенности геологического строения толщ, более подробно изложенные в предыдущих статьях (Беллер, 1969, 1970), сводятся к следующему.

Нижняя толща биотитовых гнейсов видимой мощностью до 4000 м сложена преимущественно ритмично чередующимися по разрезу массивными, неслоистыми и ритмично-слоистыми биотитовыми гнейсами. Мощность слоев гнейсов последовательно уменьшается к верхам разреза от 1000 до 20 м.

Верхняя толща гранат-биотитовых гнейсов видимой мощностью до 1000 м представлена ритмично чередующимися биотитовыми гнейсами с зернами граната и силлиманита, гранат-биотитовыми гнейсами и силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, массивными и ритмично-слоистыми. Мощности глиноземистых гнейсов уменьшаются вверх по разрезу от 100 до 5 м.

Слоистость в гнейсах обусловлена ритмичным чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев, мощности которых колеблются от долей сантиметров до десятков сантиметров. Изменение мощностей давних прослоев по разрезам постепенное, часто неоднократное. По простирацию слоистость прослеживалась непрерывно на протяжении более 150 м.

Породы обеих толщ в целом претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Многочисленными исследованиями установлено, что наиболее информативным минералом в глубоко метаморфизованных породах является циркон (Чайка, 1962; Poladervaart, 1955, и др.). Результаты изучения зерен цирконов из изученных гнейсов приведены в таблице.

По морфологическим признакам среди рассмотренных цирконов выделяются зерна округлой, изометричной, овальной, удлиненной формы, зерна с обломанными краями, регенерированные и идиоморфные, призматические. Подавляющее большинство зерен округлой и овальной форм имеет матовую и шероховатую поверхность и относится к аутигенным цирконам; зерна призматические и регенерированные являются метаморфогенными.

Из таблиц видно, что в биотитовых и высокоглиноземистых гнейсах преобладают зерна овальной (46-73 и 51-68%) и округлой (9-26 и 14-25%) форм, т.е. аутигенные цирконы.

В биотитовых гнейсах среди цирконов преобладают зерна размерами от 0,1 до 0,2 мм (43-68%); в гнейсах высокоглиноземистых — от 0,05 до 0,1 мм (60-75%). Зерна размерами 0,05-0,1 мм в биотитовых гнейсах составляют 29-47%; цирконы размером 0,1-0,2 мм в гранат-биотитовых гнейсах составляют 9-20%.

Полученные данные позволяют говорить о том, что зерна цирконов в биотитовых гнейсах имеют заметно большие размеры, чем в гнейсах высокоглиноземистых.

Сравнительный анализ изменений размеров зерен цирконов в меланократовых и лейкократовых прослоях ритмично-слоистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов был проведен по шлифам. Искренность различными плоскостями срезов форм и размеров зерен не снижает достоверности результатов, так как отмеченное выше значительное преобладание в породах аутигенных цирконов, а главное — цель поставленной задачи, выражающаяся в получении относительных, а не абсолютных значений, позволяют проводить подобные наблюдения.

Размеры и форма зерен цирконов в протолочках гранат-биотитовых гнейсов (по 100 зернам в каждой пробе)

Номер пробы и место взятия образца	Встречаемость зерен по фракциям, %			Встречаемость зерен различной формы, %				
	0,010-0,050 мм	0,05-0,10 мм	0,10-0,20 мм	округлая изометричная	овальная удлиненная	регенерированная	с обломочными краями	призматическая идиоморфная
№ 271, р. Тулома	13	67	20	15	68	10	6	1
№ 922, р. Титовка	23	60	17	25	51	10	13	1
№ 946, р. Титовка	30	60	10	19	61	14	3	3
№ 147, р. Титовка	16	75	9	20	68	6	3	3
№ 91, р. Тулома	17	74	9	14	73	6	7	0
№ 128, Кольский залив	10	38	52	8	70	0	12	10
№ 122, р. Титовка	5	31	64	10	63	13	13	1
№ 192, р. Лица	3	29	68	9	56	12	19	4
№ 69, р. Тулома	10	47	43	19	46	15	17	3
№ 72, р. Тулома	9	32	59	12	73	80	2	5
№ 89, р. Тулома	12	38	50	26	70	2	1	1

Замеры 500 зерен цирконов в меланократовых и 500 зерен - в лейкократовых прослоях ритмично-слоистых биотитовых гнейсов и такого же количества зерен в прослоях ритмично-слоистых высокоглиноземистых гнейсов показали, что в различных участках площади и в различных горизонтах обеих толщ относительные размеры цирконов в лейкократовых прослоях одного ритма всегда преобладают над размерами цирконов в меланократовых прослоях того же ритма. При этом характерно, что с изменением размерности цирконов в одном прослое ритма происходит изменение их размерности и в другом, сопутствующем, прослое того же ритма.

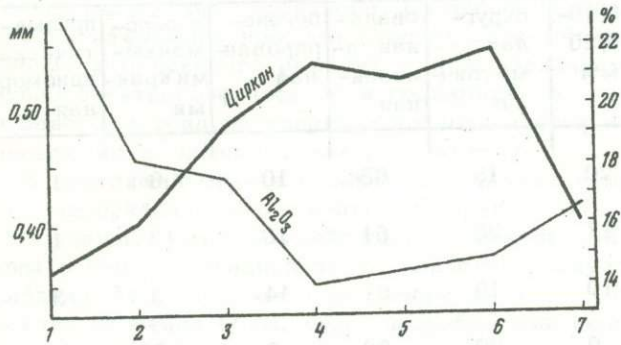
Изменяются размеры цирконов и при движении по разрезам толщ. Это выражается в увеличении относительных размеров зерен к верхам толщи биотитовых гнейсов (в среднем от 0,04 до 0,05 мм), а затем - уменьшении их к верхам толщи гранат-биотитовых гнейсов (от 0,048 до 0,036 мм).

В обратном пропорциональном отношении изменяется содержание глинозема в толщах пород. Оно уменьшается к верхам толщи биотитовых гнейсов (в среднем от 16,5 до 14,0%) и увеличивается к верхам толщи гранат-биотитовых гнейсов (от 17,4 до 22,3%) (см. рисунок).

Пересчеты результатов силикатных анализов пяти образцов высоко глиноземистых гнейсов по методу Н.А. Доморацкого (1964) показали, что при условии инертности в процессе метаморфизма SiO_2 и Al_2O_3 первичный материал гнейсов является осадочным. Во всех других рассматриваемых по данной методике случаях фигуративные точки попадают в поле неопределенности.

Пересчеты силикатных анализов пяти образцов биотитовых гнейсов по той же методике показали принадлежность их фигуративных точек к полю неопределенности

Сопоставление изменения количества глинозема и размеров зерен циркона в различных горизонтах кольской серии



1 - верхние горизонты толщи гранат-биотитовых гнейсов; 2 - средние горизонты толщи гранат-биотитовых гнейсов; 3 - нижние горизонты толщи гранат-биотитовых гнейсов; 4 - верхние горизонты толщи биотитовых гнейсов; 5 - средние горизонты толщи биотитовых гнейсов; 6 - средние и нижние горизонты толщи биотитовых гнейсов; 7 - нижние горизонты толщи биотитовых гнейсов

при всех предполагаемых типах метаморфизма, кроме метаморфизма с инертными SiO_2 и Al_2O_3 , при котором фигуративные точки попадают в поле магматогенных пород.

Одним из средств, дополняющих геохимические методы реставрации, следует считать анализ характера поведения аксессуарных сидерофильных (Ti, Mn, V, Co, Ni, Cr) и халькофильных (Cu) элементов в однотипных породах различных участков площади исследования. В основу этого анализа нами положены две характеристики: величина амплитуды количественных изменений элементов и уровень согласованности этих элементов. Считая, что минимальные площадные изменения содержаний при максимальной их согласованности свидетельствуют об однородности (гомогенности) субстрата и, напротив, максимальные и несогласованные колебания говорят о разнородных условиях его образования, сравнивая отмеченные характеристики, можно определить степень гомогенности разностей, составляющих тот или иной петрографический тип пород, метаморфизованных в одинаковой степени.

Результаты 200 полуколичественных спектральных анализов образцов биотитовых гнейсов и такого же количества высокоглиноземистых гнейсов, пересчитанные на частоты встречаемости элементов и коэффициенты их распространения (Ивенсен, 1966), показали, что силлиманит- и гранат-биотитовые гнейсы различных участков площади характеризуются незначительными изменениями содержаний отмеченных элементов и высокими степенями согласованности этих изменений. Аналогичный характер носят изменения содержаний элементов и в биотитовых гнейсах различных участков, что говорит как о гомогенности данных гнейсов, так и о генетической близости первичного материала высокоглиноземистых биотитовых гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы отличаются от биотитовых несколько повышенной частотой встречаемости аксессуарных элементов (меди, свинца, мышьяка, ванадия, марганца и др.). Это обстоятельство становится понятным и объяснимым при наличии повышенной пелитовой составляющей в составе первичного материала, обладающего в силу этого лучшими сорбционными свойствами. В пользу последнего свидетельствуют и повышенные содержания глинозема в силлиманит- и гранат-биотитовых гнейсах.

О более крупнозернистом, псаммитовом, характере первичного материала биотитовых гнейсов говорят и более крупные размеры зерен аутигенного циркона.

Закономерные изменения размеров зерен циркона в ритмично-слоистых разностях гнейсов, приуроченность минимальных размеров к меланократовым прослоям и максимальных — к лейкократовым, соответствующее изменение размерности зерен в одном прослое при изменении его в другом, сопутствующем, прослое свидетельствуют об осадочном происхождении пород, о различном гранулометрическом составе их первичного материала, о его первичнослоистом характере.

На седиментогенный характер первичного материала гнейсов указывают и ритмичные повторения в разрезах толщ ограниченного числа петрографических разностей, закономерные с точки зрения седиментогенеза колебания мощностей массивных и слоистых текстурных разностей, и наконец, неоднократно повторяющиеся постепенные изменения мощностей отдельных прослоев в слоистых разностях гнейсов.

Все изложенное позволяет с уверенностью говорить о том, что рассмотренные гнейсы образовались в результате метаморфизма осадочного материала. При этом начало высокоглиноземистым гнейсам дали псаммит-пелитовые осадки, а гнейсам биотитовым - пелито-псаммиты.

Литература

- Беллер Г.А. Опыты литолого-формационного анализа докембрийских толщ. - Бюлл. МОИП, серия геол., 1969, № 5.
- Беллер Г.А. Строение верхней толщи кольской серии гнейсов. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука" 1970.
- Доморацкий Н.А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержаниям в них инертных компонентов. - В сб. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса". Изд-во "Наука", 1964.
- Ивенсен Ю.П. Использование аксессуарных элементов в целях стратиграфической корреляции метаморфических толщ. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. - Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Poldervaart A. - Zirkons in Sedimentary Rocks Amer. - J. Sci., 1955, 252.

Л.В.ПУСТОВАЛОВ – выдающийся ученый
в области петрографии осадочных пород

После продолжительной и тяжелой болезни 15 ноября 1970 г. ушел из жизни Леонид Васильевич Пустовалов, выдающийся советский ученый, член-корреспондент АН СССР доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии, член КПСС с 1944 г., отдавший много сил развитию минерально-сырьевой базы страны и воспитанию молодых инженерных кадров.



Л. В. Пустовалов (1902–1970)

Л.В.Пустовалов родился 8 августа 1902 г. в г.Москве в семье инспектора Московского городского начального училища. Впоследствии семья переехала в г. Ливны бывшей Орловской губернии, где в 1919 г. Леонид Васильевич окончил среднюю школу. Трудовая деятельность Л.В.Пустовалова в связи со смертью отца началась очень рано. С семнадцатилетнего возраста он работал на метеостанции, учительствовал в ливенской школе и педагогическом техникуме, был лектором Политпросвета Ливенского гарнизона. В 1922 г. Л.В.Пустовалов поступил в Московский государственный университет и закончил его в 1924 г. по специальности "минералогия". В университете под руководством крупнейшего минералога и блестящего лектора Я.В.Самойлова начали складываться научные интересы Л.В.Пустовалова, определившие всю его дальнейшую деятельность. Еще студентом он начал работать в Институте прикладной минералогии ВСНХ (ныне ВИМС), где состоял научным сотрудником до 1929 г.

В 1928 г. Л.В.Пустовалов организовал геохимическую лабораторию Московского отделения Геологического комитета, которой руководил в годы первой пятилетки. Здесь он изучал железные руды центральных районов Европейской части СССР, разработка которых имела важное значение в связи с созданием в стране базы черной металлургии. Результаты этого изучения обобщены в книге "Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории Южного крыла Подмосковского бассейна", изданной в 1933 г. В эти же годы Л.В.Пустовалов исследовал озеро Баскунчак; итоги его работ положены в основу проекта механизации Баскунчакского соляного промысла.

В 30-е годы начинается педагогическая деятельность Л.В.Пустовалова. Он читает лекции по минералогии и кристаллографии в Московском горном институте и Московском институте стали. С 1934 г. по приглашению академика И.М.Губкина Л.В.Пустовалов переходит на основную работу в Московский нефтяной институт (ныне Московский институт нефтехимической и газовой промышленности имени акад. И.М. Губкина). Здесь он был заведующим и профессором кафедры петрографии осадочных пород, а в 1935–1938 гг. – заместителем и исполняющим обязанности директора института. Педагогическую и научную работу в Московском нефтяном институте Л.В.Пустовалов не прекращал вплоть до 1962 г., т.е. на протяжении 28 лет. За более чем четвертьвековую работу им подготовлены для нефтяной промышленности сотни специалистов, работающих сейчас во всех нефтеносных районах Советского Союза. Многие его ученики – кандидаты и доктора наук, а некоторые – академики республиканских академий.

Педагогическая деятельность Л.В.Пустовалова сочеталась с большой научной работой по изучению осадочных отложений районов Второго Баку, в течение которой в 1936–1947 гг. им самим и под его руководством была опубликована серия работ по петрографии, минералогии и геохимии кунгурских, уфимских, казанских и татарских отложений Башкирского Приуралья и Татарии.

В предвоенные годы Л.В. Пустовалов работал над созданием книги "Петрография осадочных пород", которая была опубликована в 1940 г. В этой монографии, охватывающей обширный материал по осадочным породам и осадочным полезным ископаемым, излагается оригинальное и во многих отношениях совершенно новое учение об осадочных породах. Новизна этой работы определяется не только использованным в ней большим фактическим материалом, добытым личными исследованиями Л.В.Пустовалова и руководимыми им научными коллективами, но и принципиально новым подходом к осадочным породам как к закономерным минеральным ассоциациям. В ней сделана первая в мировой литературе попытка рассмотреть весь осадочный процесс в целом, впервые разработаны новые теоретические положения, важнейшими из которых являются понятия о дифференциации осадочного вещества и периодичности минерального осадконакопления. Большое значение также имело дальнейшее развитие представлений об осадочных геохимических фациях. Монография Л.В.Пустовалова сыграла большую роль в развитии науки об осадочных породах.

Научные идеи Л.В.Пустовалова с успехом проводятся в различных областях науки и практики (в учении об осадочных породах, в почвоведении, в общей и исторической геологии, в учении о полезных ископаемых, в нефтяной геологии и др.). В самой постановке обобщающих вопросов обнаружилась широкая инициатива, обширная эрудиция и оригинальность научного творчества Л.В.Пустовалова.

С 1943 г. Леонид Васильевич начал работать в системе Академии наук СССР, где до 1953 г. заведовал отделом петрографии осадочных пород Института геологических наук АН СССР. Научные интересы его в это время сосредоточились на изучении вторичных изменений осадочных пород и полезных ископаемых – явлений эпигенеза, раннего и позднего метаморфизма. По этому пути он увлекал за собой и сотрудников руководимого им отдела. В результате коллективной работы в 1956 г. был опубликован сборник статей "Вторичные изменения осадочных пород", встреченный геологами с большим интересом.

С 1953 по 1960 г. Л.В.Пустовалов работал заместителем председателя Совета по изучению производительных сил АН СССР. Он руководил крупными комплексными экспедициями: Северо-Кавказской (1944–1946 гг.), Азербайджанской нефтяной (1945–1948 гг.), Восточно-Сибирской (1956–1959 гг.), Амурской (1956–1962 гг.), которые объединили большие коллективы научных и производственных работников разных специальностей. Все эти экспедиции отличались широким комплексом исследований, охватывавшим, помимо проблем геологии и промышленного освоения полезных ископаемых, вопросы сельского и лесного хозяйства, а также экономики обширных территорий. На этой весьма сложной и ответственной работе Л.В.Пустовалов проявил себя как крупнейший организатор и руководитель с широким кругозором и большой инициативой.

В 1953 г. он был избран членом-корреспондентом АН СССР.

В 1960 г. Л.В.Пустовалов при содействии Президиума АН СССР и Министерства геологии и охраны недр СССР организовал новое научное геологическое учреждение – Лабораторию осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ), первый в Советском Союзе научный центр, задачей которого является изучение полезных ископаемых осадочного происхождения. Этим учреждением Л.В.Пустовалов руководил до последних дней своей жизни, считая развитие его делом первостепенной важности.

Наряду с изучением закономерностей процессов осадочного рудообразования и выполнением ряда важных конкретных заданий Министерства геологии СССР в ЛОПИ под руководством и при непосредственном участии Л.В.Пустовалова подготовлена и опубликована серия обобщающих работ, среди которых особое место занимает трехтомное издание "Металлы в осадочных породах" (1964–1966 гг.), ряд монографий и статей.

Л.В.Пустоваловым опубликовано свыше 150 научных работ по вопросам петрографии, минералогии и геохимии осадочных пород, нефтяной геологии и осадочных полезных ископаемых, широко известных как в СССР, так и за рубежом.

В течение многих лет Л.В.Пустовалов являлся членом комиссии по осадочным породам при отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР, заместителем главного редактора журнала "Советская геология" и членом ВАК. С 1925 г. он неоднократно выезжал в различные страны - Францию, Алжир, ФРГ, КНР, Англию, Шотландию, Швейцарию, Данию, Швецию, ПНР, где представлял Советский Союз на международных геологических конгрессах, конгрессах по седиментологии, сессиях международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры в качестве руководителя и члена делегации Академии наук СССР. В 1958 г. был избран членом Совета Международной ассоциации по седиментологии.

Научная и педагогическая деятельность Л.В.Пустовалова высоко оценена Партией и Правительством. В 1941 г. ему присуждена Государственная премия СССР за научный труд "Петрография осадочных пород". За успешное выполнение заданий Правительства, за плодотворную научную работу и подготовку кадров для нефтяной промышленности Л.В.Пустовалов награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Знак Почета, тремя медалями СССР и двумя почетными грамотами автономных республик (Кабардинской и Якутской).

Смерть оборвала жизнь одного из крупнейших ученых, пламенного патриота, прекрасного организатора и человека. Память о нем будет вечно жить в сердцах его друзей, учеников и последователей.

И.В.ДОРОХИН (1907-1971)

5 января 1971 г. на 64 году жизни после тяжелой и продолжительной болезни скончался старший научный сотрудник Отдела угленосных толщ Лаборатории осадочных полезных ископаемых, кандидат геолого-минералогических наук, доцент Иван Владимирович Дорохин.



И.В.Дорохин (1907-1971)

рождений, охватившую все важнейшие бассейны и месторождения страны.

Иван Владимирович всегда чутко откликался на все новое, что появлялось в области угольной геологии, мужественно брался за разработку ключевых вопросов науки и практики. Им опубликованы многочисленные труды, обобщающие многие теоретические и практические вопросы.

Иван Владимирович был великим тружеником, хорошим товарищем, отзывчивым и скромным человеком, щедрым и благородным учителем. До последнего часа он мужественно боролся с охватившим его смертельным недугом.

Светлая память о Иване Владимировиче Дорохове навсегда сохранится в наших сердцах.

Сразу же после окончания МГРИ в 1931 г. Иван Владимирович активно включился в работу по изучению и освоению Карагандинского, Буреинского и других угольных бассейнов Дальнего Востока и Средней Азии. Как замечательный геолого-разведчик он способствовал своим трудом расширению топливной базы азиатской части СССР, что сыграло огромную роль в годы Отечественной войны.

С 1952 г. Иван Владимирович вел интенсивную преподавательскую деятельность в Горном институте, щедро отдавая накопленные знания и опыт геолога-угольщика многочисленным ученикам.

Иван Владимирович оказал в свое время большую помощь молодым социалистическим странам в деле подготовки национальных кадров геологов-угольщиков.

С 1965 г. Иван Владимирович вел в ЛОПИ важную народнохозяйственную тему по методике разведки угольных место-

СОДЕРЖАНИЕ

В.К.Чайковский. Осадочная металлогения и ее связь с металлогенией эндогенных рудных месторождений	3
М.Е.Бердичевская. Значение вторичных преобразований для формирования сульфидной минерализации в осадочных породах	15
В.П.Рахманов, Е.М.Харлова. Вулканогенно-осадочные марганцевые руды Среднего Урала	24
Ю.А.Ходак. О формировании Никопольского месторождения марганца	39
Ф.Я.Волочаев. Рудный горизонт северо-восточного крыла Воронежской антеклизы	51
Н.И.Юдин. Основные геологические закономерности развития древних фосфоритоносных отложений Сибири и поисковые критерии на фосфориты	76
В.И.Фоминский. О положении фосфоритовой серии в разрезе сеноманского яруса Воронежской антеклизы	91
Т.И.Степанова. Типы руд Егорьевского фосфоритового месторождения и условия их образования	94
И.С.Боровская, З.В.Васильева, И.С.Кудеяров. О фосфатном веществе фосфоритов нагорья Сангилен (юго-восток Тувы)	103
В.И.Фоминский. О роли рельефа в формировании фосфоритоносных разрезов Щигровского месторождения Курской области	114
Л.И.Горбунова. Химический состав мезозойских фосфоритов Русской платформы	118
Б.Н.Соколов. Некоторые закономерности осадконакопления и алмазности плесов и перекатов одной из рек Западного Урала	136
В.Х.Наседкина, Ю.Н.Смирнов. Вещественный состав нижнемеловых отложений Белоруссии и вопросы бокситоносности	143
Е.Д.Надеждина, В.Н.Каленик, И.С.Сидорова. Литогенетические типы и фации титаноносных отложений Среднего Тимана	155
В.М.Чайка, И.В.Нижний. Особенности накопления песчаников позднего докембрия Игарско-Туруханского района по терригенным компонентам	168
В.Ф.Ненахова. Потенциальные ресурсы серы в ископаемых углях СССР и возможности их использования	177
М.С.Пичугин. Ореолы метасоматической доломитизации в палеозойских отложениях Русской платформы	183
Л.М.Столярова. О гнейсах Украинского кристаллического массива	188
Г.А.Беллер. К проблеме восстановления первичной природы глубоко метаморфизованных пород	196
Потери науки	200

Осадочная металлогения и ее связь с металлогенией эндогенных рудных месторождений. В.К.Чайковский. "Рудоносность осадочных пород", 1973.

Статья посвящена рассмотрению успехов советских геологов в области изучения условий образования и распространения рудных концентраций осадочного генезиса. Выясняются соотношения между тектоникой, формациями и рудоносностью, анализ которых приводит к убеждению о существовании определенных связей между осадочной металлогенией и металлогенией магматогенных рудных месторождений, а также между рудоносностью платформ и геосинклиналей.

Устанавливаемые соотношения между металлогениями осадочных и магматических пород намечают перспективы обобщения полученных результатов в единую науку, охватывающую в целом проблему происхождения и концентрации рудных веществ в земной коре.

Статья рассчитана на геологов и всех лиц, специализирующихся в области изучения рудных месторождений. Илл. 3. Библ. 13 назв.

УДК 553 3:552.5

Значение вторичных преобразований для формирования сульфидной минерализации в осадочных породах. М.Е. Бердичевская "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье кратко рассматриваются условия образования медных свинцовых и цинковых скоплений в осадочном чехле Русской платформы в стадию седиментогенеза и влияние вторичных – диагенетических и эпигенетических процессов на формирование осадочных рудных концентраций этих металлов.

Указывается, что более сложные процессы перераспределения сульфидов этих металлов, вызванных процессами эпигенеза и начального метаморфизма, происходят при изменении физико-химических условий – при повышении температуры, давления и т.п.

В статье подчеркивается, что закономерность формирования и приуроченность концентраций указанных металлов к определенным условиям, как правило, вскрываются методами фациального анализа, минералогическими, геохимическими и другими исследованиями. Библ. 25 назв.

УДК 553.32.067/.068(470 5)

Вулканогенно-осадочные марганцевые руды Среднего Урала. В.П.Рахманов, Е.М.Харлова. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье приведены данные по минералого-петрографическому и геохимическому изучению Клевакинского месторождения марганца, расположенного на Среднем Урале. Авторы приходят к выводу, что на этом месторождении распространены два основных генетических типа марганцевых руд: вулканогенно-осадочный, представленный силикатно-карбонатными рудами, и остаточо-инфильтрационный, главными минералами которого являются окислы и гидроокислы марганца. Табл. 2. Илл.3. Библ. 14 назв.

УДК 553.32(477)

О формировании Никопольского месторождения марганца. Ю.А.Ходак. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

На основе собственных исследований автора в работе рассматриваются вопросы вещественного состава и генезиса Никопольского месторождения марганца. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 16. назв.

УДК 553.3(470.3)

Рудный горизонт северо-восточного крыла Воронежской антеклизы. Ф.Я.Волочаев. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье рассматриваются вопросы об условиях образования и возрасте рудного горизонта (липецкого типа) в свете новых данных, полученных автором в результате изучения нижнекаменноугольных (бобриковских и тульских) и бат-келловейских отложений и истории геологического развития северо-восточного крыла Воронежской антеклизы. Табл. 5. Илл. 12. Библ. 28 назв.

УДК 553.64(571)

Основные геологические закономерности развития древних фосфоритоносных отложений Сибири и поисковые критерии на фосфориты. Н.И. Юдин "Рудоносность осадочных пород," 1973 г.

Рассмотрены основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений, приведены новые материалы по вещественному составу фосфоритов и вмещающих их пород. Выделены основные поисковые критерии фосфоритовых месторождений и наиболее перспективные литолого-стратиграфические комплексы отложений для поисков фосфоритов. Табл. 3. Илл. 4. Библ. 26 назв.

УДК 553.64(470.3)

О положении фосфоритовой серии в разрезе сеноманского яруса Воронежской антеклизы. В.И. Фоминский. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

На примере двух типов разреза показаны ритмичность фосфоритоносных осадков сеноманского яруса Воронежской антеклизы и приуроченность фосфатизации к регрессивным частям ритмов.

Выделено два типа разреза с 2- и 4-ритмовым строением, с первым из которых связана промышленная фосфатизация. Илл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 553.64(470.311)

Типы руд Егорьевского фосфоритового месторождения и условия их образования.

Т.И. Степанова. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье приводится химический состав выделенных типов фосфоритовых руд и показывается распределение их на территории месторождения и условия образования. Илл. 1. Библ. 17 назв.

УДК 553.64(571.52)

О фосфатном веществе фосфоритов нагорья Сангилен (юго-восток Тувы). И.С. Боровская, З.В. Васильева, И.С. Кудеяров. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье дается детальное минералого-петрографическое описание выделенных типов фосфоритов нагорья Сангилен. Впервые приводится характеристика фосфатного вещества, представленного фторгидроксилалапатитом. Табл. 5. Илл. 8. Библ. 4 назв.

УДК 553.64(470.323)

О роли рельефа в формировании фосфоритоносных разрезов Щигровского месторождения Курской области. В.И. Фоминский. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

На примере Щигровского месторождения Курской области показана зависимость типов фосфоритоносных разрезов сеномана от конкретных форм рельефа. Разрезам, приуроченным к положительным формам рельефа, свойственны промышленная фосфатизация, резко сокращенные мощности отложений и дифференциация их на слои. Для отрицательных форм рельефа – резкое затухание фосфоритоносности, отсутствие четко выраженной дифференциации на слои, значительные мощности и низкая степень сортированности материала. Илл. 2. Библ. 2 назв.

УДК 553.64(47)

Химический состав мезозойских фосфоритов Русской платформы. Л.И. Горбунова. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье впервые приводятся результаты изучения химического состава фосфоритов нижнего и верхнего мела на большой территории от р. Сож на западе до р. Хопер на востоке.

На собственном аналитическом материале и собранном из литературных источников и рудничных лабораторий автором даны типовые характеристики количественного химического состава фосфоритов мезозоя на всей изученной территории. Рассмотрено содержание компонентов в образцах и пробах по отдельным слоям разреза фосфоритоносных отложений и сделано сравнение качества фосфоритов разных районов и их перспективности.

Определено постоянство соотношений $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{CaO}:\text{P}_2\text{O}_5$ по анализам проб и образцов фосфоритоносных пород и фосфоритов (неизвестковых), что указывает на одинаковый минеральный состав фосфата мезозойских фосфоритов Русской платформы. Табл. 2. Илл. 8. Библ. 15 назв.

УДК 553.81(470.5)

Некоторые закономерности осадконакопления и алмазности плесов и перекатов одной из рек Западного Урала, Б. Н. Соколов. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье приводятся данные о распределении алмазов в русловой россыпи одной из рек западного склона Урала, полученные с использованием ЭВМ.

Более обогащены алмазами отложения перекатов, где среднее содержание почти вдвое, а крупность алмазов в полтора раза выше, чем на плесах. Наибольшая концентрация алмазов приходится на третьи четверти перекатов, наименьшая – на третьи четверти плесов.

Обогащение отдельных отрезков россыпи обусловлено распределением наиболее крупных алмазов, миграция которых осуществляется совместно с грубообломочной частью аллювия.

Мощность потока современной реки недостаточна для свободного переноса алмазов в водной среде.

Изменения концентрации алмазов по отрезкам россыпи обусловлены не привносом полезного компонента, а привносом или избирательным выносом материала пустых пород, слагающих россыпь. Табл. 6. Илл. 4. Библ. 8 назв.

УДК 553.492.1(476)

Вещественный состав нижнемеловых отложений Белоруссии и вопросы бокситоносности, В. Х. Наседкина, Ю. Н. Смирнов. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

Аптские отложения характеризуются каолинитовым составом глинистой фракции, а в отложениях баррема, готерива и валанжина при преобладающем содержании каолинита появляются хлорит, вермикулит, гидрослюда.

В каолиновых пестроцветных, белых глинах верхнеаптского возраста, сформировавшихся в результате размыва первичных каолинов, могут присутствовать минералы свободного глинозема. Невысокое содержание в глинах, постоянная примесь терригенного кварца (до 65%) не позволяют высказаться в пользу возможной их бокситоносности. Табл. 1. Илл. 9. Библ. 8 назв.

УДК 552.51:551.72(571)

Особенности накопления песчаников позднего докембрия Игарско-Туруханского района по терригенным компонентам, В. М. Чайка, И. В. Нижний. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

Описываются литолого-минералогические типы песчаников позднего докембрия северной части Приенисейской тектонической зоны Сибирской платформы. Приводятся результаты сравнительного изучения с породами зильмердагской свиты каратавской серии опорного стратиграфического разреза "рифья" Южного Урала.

На основании изучения минерального состава пород описываемых свит и палеографических реконструкций, основанных на литолого-минералогическом методе, доказываются их принадлежность к формации граувакков геосинклинальных областей.

Рассматриваются петрографо-минералогические критерии формационного расчленения песчаниковых пород. Характеризуются две основные группы литогенеза – формации кор выветривания пород. Табл. 6. Илл. 7. Библ. 11 назв.

Потенциальные ресурсы серы в ископаемых углях СССР и возможности их использования. В. Ф. Ненахова. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье освещаются вопросы попутной утилизации серы в ископаемых углях и дается оценка углей СССР в этом направлении. На основании анализа данных разведочных работ выделены районы развития высокосернистых углей: Подмосковский, Кизеловский, Донецкий, Убаганский и Иркутский бассейны. Рассмотрены формы нахождения серы и дана оценка перспектив извлечения по трем направлениям: извлечение и использование колчедана, сероочистка дымовых и горючих газов. По указанным бассейнам оценены запасы серы в углях, пригодных для извлечения, и потенциальные возможности получения серосодержащих продуктов.

Впервые в СССР показано ориентировочное распределение запасов углей по сернистости для наиболее высокосернистых бассейнов. Табл. 2.

УДК 552.543(47)

Ореолы метасоматической доломитизации в палеозойских отложениях Русской платформы. М. С. Пичугин. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

В статье указывается на существование в палеозойских отложениях Русской платформы широко распространенного типа метасоматических доломитовых пород, образующих ореолы вокруг пластовых седиментационных доломитов. Мощность ореола и степень доломитизации известняков находятся в прямой зависимости от интенсивности седиментационного доломитонакопления. В случае слабого развития седиментационных доломитов ореолы метасоматической доломитизации не образуются. В зонах перехода от доломитовых фаций к известняковым характерна смена пластовых доломитов с ореолами доломитизации на прерывисто-пластовые доломиты и рассеянно-пятнистые проявления доломитизации. Метасоматическая доломитизация в обоих случаях развивалась в стадию диагенеза.

Данные закономерности, впервые установленные в отложениях верхнего карбона Окско-Цининского вала, были затем отмечены также в разрезах среднего карбона, девона и перми Русской платформы. Илл. 3. Библ. 9 назв.

УДК 552.42(477)

О гнейсах Украинского кристаллического массива. Л. М. Столярова. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

Гнейсовые толщи Украинского кристаллического массива представляют большой интерес с точки зрения их генезиса и металлогении. Широкое распространение мигматитов затрудняет изучение гнейсов. В статье приводится характеристика различных минеральных разновидностей гнейсов, залегающих обычно в виде ксенолитов в мигматитах. Большое внимание уделено гиперстенсодержащим гнейсам. Гнейсы гиперстеновые близки по химическому составу к гранитизированным габбро и, с другой стороны, образуют как бы непрерывный ряд в химическом отношении с амфиболовыми и биотитовыми гнейсами.

Автор на основании приводимых фактов предполагает образование гиперстеновых гнейсов за счет преобразования основных пород, а некоторых биотитовых гнейсов - в результате мигматизации гиперстеновых гнейсов. Табл. 3. Илл. 2. Библ. 13 назв.

УДК 552.4

К проблеме восстановления первичной природы глубоко метаморфизованных пород. Г. А. Беллер. "Рудоносность осадочных пород", 1973 г.

На примере гнейсовых толщ кольской серии в статье излагаются результаты восстановления первичного материала гнейсов комплексным методом по ряду геологических, литологических, минералогических и геохимических признаков.

Статья содержит новые данные, отражающие колебания мощностей различных петрографических и текстурных разновидностей гнейсов по разрезам толщ, изменение размеров зерен циркона и количества глинозема в разрезе серии, а также особенности поведения ряда аксессуарных минералов в различных типах пород. Табл. 2. Илл. 1. Библ. 6 назв.

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Утверждено к печати
Лабораторией осадочных полезных
ископаемых

Редактор Т. С. Барина
Художник А. А. Кушенко
Технический редактор Г. П. Каренина

Подписано к печати 21. 5. 73 г. Формат 70x108 ¹/₁₆.
Бумага офсетная № 1. Усл. печ. л. 19,08
Уч.-изд. л. 22,01 (20,83 + 1,18 вкл.).
Т - 07054 Тираж 1150 экз. Тип. зак. 297
Цена 2 р. 16 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

1679