

Халезов А.Б.

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА
В РЕЧНЫХ ПАЛЕОДОЛИНАХ
УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
РАЗНОВИДНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА
ТИПА «НЕСОГЛАСИЯ» В ФАНЕРОЗОЕ**



**Федеральное агентство по недропользованию
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М. Федоровского» (ФГБУ «ВИМС»)**

**«Минеральное сырье»
№ 34**

Халезов А.Б.

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В РЕЧНЫХ
ПАЛЕОДОЛИНАХ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА.
РАЗНОВИДНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА
ТИПА «НЕСОГЛАСИЯ» В ФАНЕРОЗОЕ**

Москва, 2017

УДК 553.495(470.5)+551.73/.78

X 17

X 17 Халезов А.Б. Месторождения урана в речных палеодолинах Уральского региона. Разновидности месторождений типа «несогласия» в фанерозе. «Минеральное сырье» № 34. М.: ВИМС, 2017, 194 с. ISBN 978-5-9500949-1-0

Рассмотрены особенности месторождений урана в структурах речных палеодолин трех районов Уральского региона с разной историей геологического развития, строение месторождений, состав руд, околорудные изменения, геотехнологические условия, дана оценка перспектив ураноносности районов. Отмечена разнотипность рудной минерализации структур речных долин, вмещающих инфильтрационные (U, Fe, Ni, Cu, Al) и россыпные (Au, Pt, алмазы и др.) месторождения. Предложена геолого-генетическая модель формирования месторождений урана в базальных и внутриформационных палеодолинах, сформулированы основные благоприятные факторы их образования, которые могут быть использованы при оценке перспектив палеорусловых структур в других регионах. Общая главная особенность месторождений – приуроченность их к регионально выраженным поверхностям структурно-тектонического и стратиграфического несогласия.

Научный редактор профессор Г.А. Машковцев

Журнал «Минеральное сырье» зарегистрирован
Госкомитетом РФ по печати 20.01.98 г. Рег. № 017140.
Учредитель Всероссийский научно-исследовательский
институт минерального сырья (ВИМС).
Главный редактор – профессор Г.А. Машковцев

ISBN 978-5-9500949-1-0

© РИС ВИМС, 2017 г.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ БАЗАЛЬНОГО ТИПА. ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И УРАНОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ СРЕДНЕГО, ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ	9
2. ЗАУРАЛЬСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН	18
2.1. Основные черты геологического строения и истории развития района	18
2.2. Месторождение Далматовское	22
<i>Геологические и гидрогеологические особенности</i>	22
<i>Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород</i>	30
<i>Минералого-геохимические особенности руд, их уникальность, новые минералы сурьмы</i>	38
<i>Органическое вещество в рудах и вмещающих породах</i>	59
<i>Рудоконтролирующая геохимическая зональность. Закономерности распределения урана и других элементов</i>	62
<i>Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд</i>	76
<i>Геотехнологические условия месторождения</i>	83
2.3. Месторождение Хохловское	86
<i>Геологические и гидрогеологические особенности</i>	86
<i>Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород</i>	91
<i>Минералого-геохимические особенности руд и рудоконтролирующая геохимическая зональность</i>	93
<i>Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд</i>	95
<i>Геотехнологические условия месторождения</i>	95
2.4. Месторождение Добровольное	97
<i>Геологические и гидрогеологические особенности</i>	97
<i>Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород</i>	101

<i>Минералого-геохимические особенности руд и рудоконтролирующая геохимическая зональность</i>	103
<i>Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд</i>	108
<i>Геотехнологические условия месторождения</i>	108
2.5. Месторождение Тобольское.....	110
2.6. Месторождение Сенжарское.....	115
3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРОЯВЛЕНИЯ УРАНА И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПАЛЕОДОЛИНАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА	117
4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ ВНУТРИФОРМАЦИОННОГО ТИПА. ПРЕДУРАЛЬСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН	125
4.1. Основные черты геологического строения и истории развития района.....	125
4.2. Месторождения урана. Геологические, гидрогеологические, минералого-геохимические особенности, возраст и геотехнологические условия.....	136
4.2.1. Месторождение Черепановское.....	136
4.2.2. Месторождение Ефремовское и рудопроявление Лиственское.....	138
4.2.3. Месторождение Виноградовское.....	141
4.3. Сравнительная характеристика ураноносности Предуральского района и Колорадского плато (США).....	142
5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ	151
6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В РЕЧНЫХ ПАЛЕОДОЛИНАХ ФАНЕРОЗОЯ, КАК ВОЗМОЖНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА НЕСОГЛАСИЯ В ПРОТЕРОЗОЕ	162
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	166
ЛИТЕРАТУРА	168
ПРИЛОЖЕНИЕ	172

ПРЕДИСЛОВИЕ

В изучении ураноносности рассматриваемого региона принимали участие многие геологи: сотрудники Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), проводившие изучение рудных объектов и прогнозные работы, геологи ГП «Зеленогорскгеология» осуществлявшие поиски и оценку месторождений.

Оценка перспектив ураноносности Предуралья со стороны ВИМСа проходила под руководством М.Н.Альтгаузена, А.Н.Шевнина и А.Б.Халезова, со стороны ГП «Зеленогорскгеология» – В.И.Бражникова, И.Л.Лучинина, А.С.Мартюгина и С.И.Долбилина. В работе также принимали участие геологи территориального Средневолжского геологического управления Ф.С.Мударисов, А.С.Воейков и Г.С.Осокин.

В результате в отложениях верхней перми были открыты небольшие месторождения урана: Черепановское, Ефремовское, Виноградовское и ряд перспективных рудопроявлений, а в современных торфах – месторождение Каринское.

С 1978 г. ГП «Зеленогорскгеология» под руководством В.И.Бражникова, И.Л.Лучинина, С.Н.Маркова, С.И.Долбилина приступила к поисково-оценочным работам на восточном склоне Урала. Группа ВИМСа во главе с А.Б.Халезова принимала в них самое непосредственное участие. Открытие Далматовского месторождения подтвердило более ранние рекомендации ВИМСа (А.Б.Халезов, 1978) о возможности обнаружения на восточном склоне Урала месторождений, подобных месторождению Семизбай в Казахстане. На перспективных площадях, выделенных на прогнозных картах м-ба 1:200000 (Халезов, Данковцев и др., 1983)*, составленных при участии геологов ГП «Зеленогорскгеология», были выявлены Добровольное, Тобольское и Хохловское месторождения.

По вопросам ураноносности региона сотрудниками ВИМСа написан ряд монографий (фонды ВИМСа) и в научных журналах опубликовано множество статей. А.Б.Халезовым в ВИМСе издана книга: «Месторождения урана в речных палеодолинах Уральского региона» (2009) с привлечением С.И.Долбилина, С.Н.Маркова, Е.Н.Гончарова, А.В.Ладельщикова, И.Н.Реутиной, А.В.Гаврюшова, Б.Г.Самсонова,

* А.Б.Халезов, Р.Ф.Данковцев, И.И.Мусейбов и др. «Оценка перспектив промышленной ураноносности мезозойских депрессионных структур Урало-Тургайской области на основе комплексного изучения Бозшакольского и Далматовского месторождений, составление прогнозных карт м-ба 1:50000-1:200000 и проведение мелкомасштабных структурно-металлогенических исследований. 1983. Фонды ВИМСа.

И.А.Мезенова, Г.Ю.Попониной. Редакция книги осуществлялась А.Б.Халезовым, общая научная редакция – Г.А.Машковцевым.

Во второе издание книги включены разделы по эволюции тектоно-климатических обстановок в мезозое и кайнозое Среднего, Южного Урала и Зауралья, результаты геотехнологических лабораторных исследований руд по извлечению урана, рения, скандия, иттрия, описание новых минералов урана и сурьмы, приведена экспертная оценка возможности обнаружения других месторождений по состоянию изученности перспектив ураноносности региона на 2017 г.

В предлагаемом издании на основе обобщения всесторонних исследований месторождения урана в русловых структурах на поверхностях стратиграфического несогласия в фанерозое рассматриваются как разновидность месторождений урана типа «несогласия» в протерозое. Эта точка зрения разделяется не всеми геологами, однако она имеет большое значение при прогнозировании подобных месторождений как в фанерозое, так и в протерозое и заслуживает дальнейшего развития на основе сравнительного анализа особенностей рассматриваемых месторождений.

Автор благодарит профессора И.М.Баюшкина за сделанные замечания, учтенные автором.

ВВЕДЕНИЕ

Катастрофа на АЭС Фукусима в Японии в 2011 г. привела к отказу некоторых государств от дальнейшего развития атомной энергетики, но в мировом масштабе от нее не отказываются, и рост ее прогнозируется (В.Л.Живов, А.В.Бойцов, М.В.Шумилин. Уран, 2012).

В настоящее время в Российской Федерации разрабатываются месторождения только в трех рудных районах – Стрельцовском, Витимском и Зауральском. Развитие и освоение минерально-сырьевой базы урана РФ возможно по нескольким направлениям [37, 38]. Одним из них являются поиски инфильтрационных месторождений урана – важнейшего геолого-промышленного типа, на который приходится значительная часть запасов и мировой добычи. Прогнозные исследования и поиски на территории России инфильтрационных месторождений показали, что для Уральского региона наиболее перспективна разновидность инфильтрационных месторождений, локализованных в эрозионных структурах речных палеодолин мезокайнозойского и палеозойского возраста, сформированных древними зонами грунтового и пластового окисления. Месторождения урана в указанных структурах известны во многих странах мира. На территории России они открыты в Уральском регионе, в южном обрамлении Западно-Сибирской низменности, Забайкалье, на Русской платформе. Месторождения в палеодолинах обычно характеризуются небольшими запасами, но, как правило, они не одиночны, а образуют целые рудные районы с общими ресурсами до 50-100 тыс. т урана, что существенно повышает экономическую значимость месторождений палеодолинного (палеоруслового) типа.

Несмотря на низкие содержания урана в рудах отработка этих месторождений рентабельна в связи с возможностью применения эффективного способа скважинного подземного выщелачивания (СПВ). Этот метод позволяет обрабатывать разобщенные небольшие по запасам рудные залежи и тела с низкими содержаниями урана. При использовании соответствующих технологий СПВ попутно с ураном могут добываться и другие полезные компоненты, которые нередко присутствуют в значительных количествах – рений, скандий, иттрий и другие элементы.

Палеодолины – эрозионные и эрозионно-тектонические структуры, образованные реками и представляющие собой линейновытянутые или ветвящиеся врезы в подстилающие породы, выполненные речными отложениями. В гидрогеологическом плане по отношению к вмещающей среде они являются дренажными каналами с направленным движением подземных вод с относительно высокой скоростью и рассматриваются Е.М.Шмаривичем как малые артезианские бассейны [76].

Выделяются два основных типа рудоносных палеодолин – базальный и внутриформационный [19, 35, 67].

К базальным относятся структуры, врезанные в консолидированный складчатый или кристаллический фундамент, возраст которого намного древнее отложений, выполняющих палеодолины. В России месторождения базального типа относятся к промышленным и довольно хорошо изучены [7, 16, 26, 35, 62, 67, 69 и др.].

Внутриформационные ураноносные палеодолины в России распространены в Предуралье, в пределах Верхнекамской впадины [64]. Промышленная значимость этого района еще не определена. Однако в США промышленные месторождения во внутриформационных палеорулах хорошо известны на плато Колорадо [22, 41, 42 и др.].

В пределах Уральского региона выделяются три основных района распространения ураноносных речных долин: Зауралье, Южный – Средний Урал и Предуралье. Районы характеризуются разными чертами геологического строения и истории развития, имеющими принципиальное значение. Расположенные в них ураноносные палеодолины отличаются по тектоническим, климатическим, геоморфологическим условиям образования, возрасту, особенностями локализации уранового оруденения, его масштабами, общей рудоносностью. Анализ этого материала с учетом данных по другим регионам – Западной Сибири (м-ния Семизбай, Малиновское), Забайкалья (Витимская группа месторождений) – и зарубежным месторождениям позволил выделить главные условия формирования масштабного уранового оруденения, рассмотреть геолого-генетические вопросы и разработать систему поисковых критериев рассматриваемых месторождений.

Подведение итогов многолетней работы по одному из регионов с изложением фактического материала, сведенного в одну книгу, имеет большое значение для оперативного ознакомления с данной проблемой широкого круга геологов, занимающихся изучением и поисками рудных месторождений в осадочных формациях.

Перспективы выявления месторождений рассматриваемого типа имеются в Уральском регионе, Западной Сибири, Забайкалье, в Европейской части России [6, 7, 9, 37 и др.].

Книга способствует решению практических задач по расширению минерально-сырьевой базы урана России.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ БАЗАЛЬНОГО ТИПА. ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И УРАНОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ СРЕДНЕГО, ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Истории геологического развития Урала и Зауралья в мезозое и кайнозое посвящены работы Н.И.Архангельского, И.И.Гинзбурга, Л.А.Гузовского, П.Б.Кротова, А.И.Сигова, Л.А.Умовой, Г.И.Цаура и многих других исследователей [47, 52 и др.]. В них детально освещены вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма, эволюции климата, корообразования и металлогении. Проблем ураноносности осадочных формаций мезозоя и кайнозоя они не касались.

В то же время в регионе работами ГГП Зеленогорскгеология в отложениях мезозоя и кайнозоя выявлен ряд месторождений, многочисленные рудопроявления и проявления урановой минерализации, локализованные в различных геологических обстановках, отвечающих определенным этапам геологического развития в мезокайнозое. Данному вопросу посвящено несколько публикаций [9, 26, 27, 28, 62, 67]. Эпохи уранонакопления, их сравнительная характеристика, возможная продуктивность и связь с эпохами образования гипергенных месторождений железа, никеля и других полезных ископаемых в них не отражены.

Общие методические подходы к комплексному анализу металлогении речных систем на примере гидрогенных месторождений урана и россыпей Уральского региона рассмотрены в работе Н.Г.Патык-Кары, И.Г.Печенкина, А.В.Лаломова [39].

Начиная с мезозоя, Урал и Зауралье представляют часть молодой Урало-Сибирской платформы. В строении региона принимают участие три геологические формации – складчатый палеозойский фундамент, осадочный мезокайнозойский чехол и коры выветривания.

В настоящее время регион подразделяется на две геоморфологических области: «открытую» часть Урала без сплошного чехла морских мел-палеогеновых отложений и Зауралье со сплошным чехлом морских осадков (рис. 1).

Развитие региона в мезокайнозое включает шесть тектоно-климатических этапов [47, 52].

I. $T_1-T_2^1$ – образование глубоких грабенных и излияние лав базальт-риолитовой формации, климат аридный.

II. $T_2^2-J_2^1$ – образование новых и развитие впадин первого этапа, заполнение их аллювиальными и озерными угленосными осадками, проявление киммерийской складчатости, литификация осадков. Климат в начале этапа аридный, далее – гумидный.

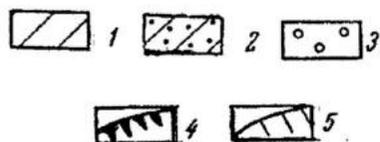
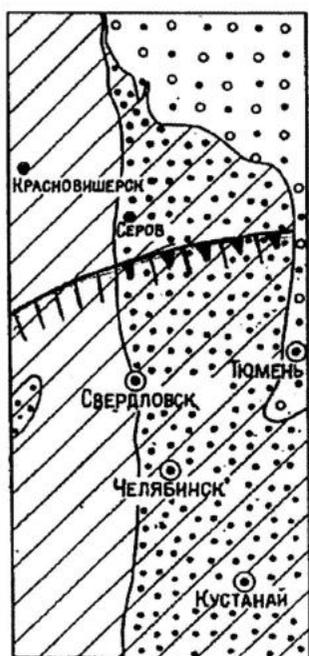


Рис. 1. Схема распространения геологических формаций мезозоя и кайнозоя Урала и Зауралья. По А.П.Сигову с дополнениями А.Б.Халезова.

1 – область распространения мезокайнозойских речных долин и кор выветривания в «открытой» части Урала; 2 – то же (мезозойские), погребенные под морскими отложениями верхнего мела и палеогена; 3 – сплошное распространение морских отложений мезозоя и палеогена в начале трансгрессии; 4 – северная граница распространения мелкоземистых красноцветных континентальных отложений раннего мела; 5 – северная граница засушливой, аридной климатической зоны в раннем мелу

III. J_2^2 - J_3 – формирование эрозионно-структурных депрессий речных долин, врезанных в фундамент на глубину в первые сотни метров, климат гумидный.

IV. K_1 - K_2^{sm} – дальнейшее ослабление тектонических движений, накопление континентальных осадков в условиях пологих эрозионно-аккумулятивных равнин, климат южнее широты г. Серова аридный, семиаридный, севернее – гумидный.

V. K_2t - P_3^1 – тектоническая стабилизация, развитие морской трансгрессии, климат гумидный.

VI. P_3^1 - Q – эпейрогенические региональные движения, преимущественно положительные, регрессия моря, климат гумидный, в миоцене засушливый.

Характерная особенность региона – интенсивное длительное корообразование. Выделяются мезозойские и палеогеновые коры выветривания и этап консервации кор выветривания K_2t - P_3^1 .

В гидрогеологическом отношении для Зауралья А.В.Гаврюшовым выделяются три главных этапа: триас – сеноманский – инфильтрационный, турон – ранний олигоценый – элизионный, поздний олигоцен – четвертичный – инфильтрационный.

В открытой части Урала, свободной от сплошного чехла мезокайнозойских осадков, на протяжении всего мезозоя и кайнозоя преобладал инфильтрационный гидродинамический режим.

На основе существующих представлений о тектонических и климатических особенностях эпох инфильтрационного уранонакопления [72-81] с учетом установленной ураноносности [9] для данного региона возможно выделение трех рудоформирующих эпох: среднетриасовой, позднеюрско-раннемеловой и поздней олигоцен-четвертичной. В Зауралье возрастные границы эпох определяются отчетливо. В открытой части Урала их выделение в определенной степени условно, так как инфильтрационный гидродинамический режим здесь сохранялся практически постоянно.

Среднетриасовая эпоха уранонакопления совпала с началом второго тектоно-климатического этапа, которое характеризовалось оживлением блоковой тектонической активности, формированием впадин с речными долинами и переходом аридного климата к гумидному. Накопление растительного органического вещества в аллювиальных осадках, инфильтрационный гидродинамический режим и развитие кор выветривания явились основными предпосылками уранонакопления в речных осадках.

С данной эпохой связано образование месторождения Бозщаколь в Карашиликской депрессии [59] и незначительных накоплений урана в Анохинской впадине.

Карашиликская впадина расположена в Южном Зауралье, в Тургайском прогибе. Депрессия вытянута в северо-восточном направлении на 30 км при ширине 5-7 км. Глубина ее в осевой части достигает 900 м. Западный борт впадины представлен гранито-гнейсами докембрия с повышенными фоновыми содержаниями урана. По породам фундамента развита раннемезозойская (палеозойская?) кора выветривания.

Карашиликская впадина выполнена отложениями от среднетриасового до первой половины среднеюрского возраста (рис. 2). В основании толщи, вдоль бортов впадины развиты первично красноцветные грубообломочные пролювиально-делювиальные образования, которые в средней части впадины и вверх по разрезу сменяются сероцветными осадками речной долины. Верхняя часть разреза впадины сложена преимущественно более тонкими сероцветными ритмично чередующимися озерными песчано-глинистыми осадками с пластами углей. Отложения, выполняющие впадину, смяты в асимметричную брахиоскладку, осложненную тектоническими нарушениями. Карашиликская депрессия перекрыта чехлом морских верхний мел-палеогеновых отложений мощностью 100-150 м, залегающих горизонтально (рис. 2).

Месторождение приурочено к отложениям речной долины в основании разреза, там, где фундаментом служат гранито-гнейсы. Главная рудная залежь в плане имеет вид ленты, простирающейся вдоль зоны перехода красноцветных пород в сероцветные. Минеральная форма урана – оксиды и коффинит.

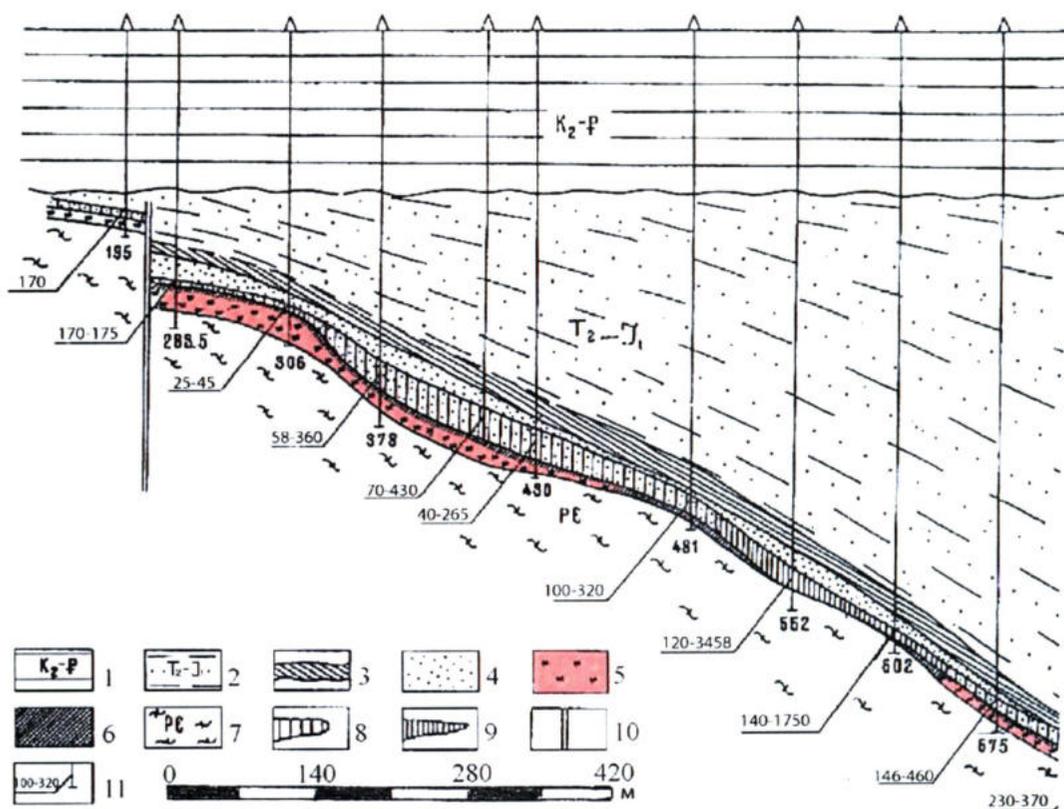


Рис. 2. Геологический разрез по месторождению Бозщаколь.

1 – морские существенно глинистые отложения позднего мела и палеогена. Континентальные отложения среднего-позднего триаса и ранней юры: 2 – переслаивание сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей, 3 – пачка темно-серых аргиллитов с прослоями углей, 4 – сероцветные песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов, 5 – красноцветные несортированные породы, 6 – белесые и зеленовато-белесые породы с реликтами красноцветной окраски, залегающие на границе серых и красноцветных пород, 7 – гранито-гнейсы докембрия, 8 – зона оруденелых пород, включающая все рудные пересечения и аномалии. 9 – основная рудная залежь, 10 – разрывные нарушения, 11 – интенсивность аномалий по каротажу

Ведущие факторы рудоконтроля на месторождении Бозщаколь – приуроченность оруденения к сероцветным породам, обогащенных углистым органическим веществом, залегающим на гранито-гнейсах с корой выветривания и положение рудных залежей на границе выклинивания восстановленной рудоформирующей зоны окисления [59].

По данным анализов радиогенного свинца руды с низкими содержаниями урана (сотые доли процента) характеризуются возрастом 190-230 млн лет, при среднем значении 210 млн лет. Относительно богатые руды с содержанием урана более 0,1%, распространенные локально, обычно имеют возраст 100-140 млн лет. Первый возраст оруденения, по-видимому, отвечает экзодиагенетическому накоплению урана в условиях развития зоны грунтового окисления в среднем триасе. Дальнейшее развитие рудного процесса под перекрывающими озерно-аллювиальными угленосными отложениями, очевидно, прекратилось в связи с установлением влажного теплого климата, затуханием

тектонической активности и как следствие – отсутствием кислорода в пластовых водах. Следовательно, накопление урана фактически прервалось на стадии грунтовой инфильтрации, что, естественно, отрицательно сказалось на масштабах оруденения.

Более молодой возраст урановых руд на месторождении, возможно, свидетельствует о локальном проявлении второй, более поздней, рудоформирующей эпохи.

Таким образом, месторождение Бозшаколь является древним полистадийным инфильтрационным месторождением, сформированным на этапе мезозойской тектонической активизации.

Сходные месторождения в Российской Федерации известны в Забайкалье, в частности, Имское и Оловское.

Имское месторождение расположено в пределах Витимского урановорудного района и приурочено к Мало-Амалатской впадине раннемелового возраста. В фундаменте впадины широко развиты гранитоиды. Общая мощность континентальных отложений впадины достигает первых тысяч метров. Базальная часть разреза сложена грубообломочными красноокрашенными породами. Выше залегают аллювиальные сероцветные отложения с углефицированными растительными остатками и прослоями углей. Рудные тела линзовидной и реже ролловидной формы залегают в сероцветных породах. Я.М. Кисляковым установлена рудоконтролирующая окислительная зональность с зоной обеленных пород между рудной зоной и эпигенетически окисленными красноцветными породами. В обеленных породах отмечаются реликты бывшего красноцветного окисления, пониженные содержания железа в сравнении с серыми и красноцветными породами и выделение гумуса вблизи рудной зоны. Возраст бедных руд порядка 130 млн лет, а с более высоким содержанием – в интервале 80-50 млн лет.

Оловское месторождение расположено в одноименной вулканогенно-терригенной впадине в отложениях палеодолин юрского возраста, врезанных в гранитный фундамент. Рудные залежи лентообразной формы. Основное оруденение сосредоточено в сероцветных породах с углистым веществом. Большое значение в формировании оруденения уделяется процессам древнего пластового окисления [12].

Месторождения урана в речных отложениях межгорных впадин имеют много общих черт с описанными ниже месторождениями палеодолинного базального типа и могут быть отнесены к подтипу месторождений в базальных палеодолинах межгорных впадин.

В Уральском регионе перспектива обнаружения инфильтрационных месторождений урана в структурах этого типа, выполненных отложениями триас-среднеюрского возраста и пригодных для отработки способом СПВ, маловероятна по нескольким причинам. Во-

первых, основной рудный процесс ограничился экзодиагенетическим накоплением урана в связи с перекрытием рудовмещающих отложений угленосной толщей и сменой аридного климата гумидным. Во-вторых, впадины типа грабенов на Урале приурочены главным образом к синклинориям и как следствие – с весьма ограниченным развитием в их фундаменте гранитоидных пород, служащих основным источником урана. В-третьих, породы триас-среднеюрского возраста во впадинах отличаются повышенной литификацией и наличием тектонических нарушений в связи с проявленностью позднекимерийской (среднеюрское время) складчатости, что делает отработку месторождений способом СПВ практически невозможной.

Вторая, позднеюрско-раннемеловая, рудоформирующая эпоха обязана благоприятному сочетанию третьего и четвертого тектоно-климатических этапов. Во время первого из них в условиях умеренных положительных тектонических движений и гумидного климата сложилась благоприятная обстановка для развития речных долин и образования кор выветривания каолинового и латеритного профиля. В Зауралье речные долины приурочены к границе структурно-стратиграфического несогласия между образованиями палеозоя – складчатого основания и мезозоя – платформенного чехла. Протяженность долин десятки километров, ширина до 5 км, глубина врезов в фундамент до 240 м. Углы наклонов бортов долин 1-15°.

Уранонакопление происходило в отложениях речных долин, обогащенных растительным органическим веществом. Уран поступал в аллювиальные осадки из кор выветривания при дренаже грунтовых потоков эрозионными врезами и инфильтрации вод по каналам палеорусел.

Следующий тектоно-климатический этап характеризовался ослаблением эпейрогенических движений и сменой гумидного климата аридным. Вследствие этого палеодолины Зауралья были перекрыты слабопроницаемыми мелкоземлистыми красноцветными раннемеловыми отложениями мощностью до 100 м. Грунтовые потоки в русловых врезках сменились пластовыми напорными водами. В результате зоны пластового окисления в погребенных палеодолинах под красноцветными отложениями получили широкое распространение. Рудонакопление, начавшись в условиях грунтовых потоков, продолжалось под влиянием пластовых кислородсодержащих вод.

В позднеюрских (J₂₋₃) речных долинах Зауралья выявлены Далматовское, Хохловское, Добровольное, Тобольское месторождения (рис. 3) с запасами в первые десятки тысяч тонн урана в каждом и ряд рудопроявлений. Все месторождения расположены в юго-западной части Западно-Сибирской низменности [9, 26, 70]. Песчаники речных долин существенно

кварцевые (70-80% кварца). Среди акцессорных минералов преобладают только устойчивые к выветриванию. Такой состав песчаников, несомненно, служит свидетельством образования осадков преимущественно за счет размыва кор выветривания.

Рудообразование в позднеюрских палеодолинах Зауралья продолжалось длительное время – около 20-30 млн лет – до прекращения поступления в них пластовых вод, содержащих кислород. Основной возраст руд по геохронологическим данным (Pb^{206}/U^{238}) оценивается в интервале 110-140 млн лет [66]. На Далматовском месторождении установлены также руды с возрастом 20-25 млн лет.

В результате развития морской трансгрессии ($K_2tur-P_3^2$) в Зауралье инфильтрационный режим сменился эксфильтрационным. Рудоформирующие зоны окисления были частично восстановлены. На этом в Зауралье завершилась вторая эпоха ураноаккумуляции. Осадочный чехол морских отложений предохранил месторождения от разрушения.

В отрытой части Урала, не залитой морем (см. рис. 25), средне-позднеюрские речные долины, как и в Зауралье, по-видимому, развились широко. Возможно, в них формировалось урановое оруденение под влиянием грунтовых потоков, но в отсутствие покровов оно не получило дальнейшего развития под влиянием пластовых вод. Кроме того, последующие эрозионные процессы практически полностью уничтожили не только оруденение, но и позднеюрские осадки.

Концентрации урана, связанные со второй рудоформирующей эпохой, обнаружены также в тектонических впадинах типа грабенов, выполненных триас-юрскими (T_2-J_1) угленосными отложениями. В Карашиликовской впадине, например, с данной эпохой связано образование относительно богатых руд на месторождении Бозцаколь с возрастом 100-140 млн лет.

В Челябинском грабене известно несколько рудопроявлений на выклинивании зон пластового окисления (данные ГПИ Зеленогорскгеология). На Северо-Копейском рудопроявлении оруденение локализуется в кровле угольного пласта, контролируется зоной пластового окисления, которая развивается вдоль руслового вреза, выполненного грубообломочными отложениями. С глубиной, по мере выклинивания зоны пластовой лимонитизации, оруденение в углях также затухает. Возраст оруденения по данным $U-Pb$ метода составляет 103 млн лет.

Другая группа рудопроявлений в Челябинском грабене – Козыревское, Коноваловское, Приозерное, Южно-Коноваловское – приурочена к горизонтам аллювиальных грубообломочных пород. Для них характерна четкая связь с зонами пластовой лимонитизации. Возраст оруденения на Козыревском и Коноваловском рудопроявлениях 108-126 млн лет.

Таким образом, ураноносные зоны окисления второй рудоформирующей эпохи в триас-среднеюрских тектонических впадинах проявлены, однако они не получили масштабного развития из-за значительной литификации и дислоцированности пород под влиянием киммерийской (предпозднеюрской) складчатости. Вследствие этого вероятность выявления инфильтрационных месторождений урана, связанных со второй рудоформирующей эпохой, в указанных структурах весьма низкая.

Третья эпоха уранонакопления охватывает позднеолигоценое-четвертичное время и связана с шестым тектоно-климатическим этапом развития территории. Начало этапа характеризовалось незначительным оживлением тектонических движений, слабым воздыманием Урала и прилегающей части Западно-Сибирской плиты, регрессией моря. В дальнейшем в регионе установился континентальный режим с преобладанием гумидного климата и незначительными положительными движениями регионального и блокового характера. Коры выветривания не получили масштабного развития.

Мощность палеогеновой коры выветривания обычно измеряется несколькими метрами. Умеренность климата также не благоприятствовала глубокой химической проработке пород, вследствие чего кора выветривания палеогена имеет преимущественно каолинит-гидрослюдистый состав, а не каолинитовый или латеритный, как мезозойская (Л.А.Гузовский и др.) [47, 52].

В данной тектоно-климатической обстановке образование масштабных рудоформирующих зон пластового окисления в целом было маловероятно. Исключение составляет миоценовое время, которое отличалось аридизацией климата, более интенсивными положительными тектоническими движениями и накоплением грубообломочных красноцветных осадков. Можно допустить, что в этот отрезок времени на восточном склоне Урала, в области выклинивания чехла морских осадков, формировались пластовые воды, содержащие кислород и поступающие на значительные глубины в пределы Зауралья. Подтверждением этому служат повторное окисление восстановленных зон окисленных пород на месторождениях урана в позднеюрских (J_{2-3}) депрессиях речных долин на глубинах 300-500 м и молодой (20-25 млн лет) возраст богатых руд на Далматовском месторождении [66]. Эти данные свидетельствуют в пользу возможности образования в Зауралье пластово-инфильтрационных месторождений урана в данный отрезок времени. Однако вероятность их формирования низкая в связи со слабой тектонической активностью и кратковременностью предполагаемого рудообразования и сводится к локальным участкам развития кор выветривания по магматическим породам кислого состава.

В открытой части Урала на протяжении всего этапа продолжали развиваться структуры речных долин, которые часто унаследовали мезозойскую речную сеть и переотложение урана в аллювиальные осадки из кор выветривания. Примерами небольших месторождений в палеогеновых палеодолинах открытой части Урала, по данным Г.А.Шагалова (ГПП «Зеленогорскгеология»), могут служить Котликское, Чемпаловское, другие месторождения и многие рудопроявления, а в четвертичных речных долинах – Санарское, Борисовское, Стрелецкое месторождения и большое количество рудопроявлений (рис. 25). Большая их часть сосредоточена в пределах Среднего и Южного Урала. Полоса развития урановородных объектов вытянута в меридиональном направлении на 300 км. Наиболее крупное из них месторождение Санарское (см. рис. 26). Оруденение локализуется в речных отложениях современной реки, в том месте, где она пересекает гранитоидный массив. Общая протяженность рудных залежей около 10 км.

Следует отметить, что в открытой части Урала нет четких границ между эпохами уранонакопления. В этом районе на протяжении всего мезозоя и кайнозоя одновременно с корообразованием и развитием речной сети в осадках речных долин на локальных участках в условиях грунтовой циркуляции подземных вод вблизи породных источников урана шло его накопление. В дальнейшем уран неоднократно переоткладывался при чередовании аккумулятивных и эрозионных циклов. Нестабильные условия накопления урана при отсутствии сплошных покровов отрицательно сказались на масштабах рудных объектов. Санарское месторождение – исключение.

В заключение, оценивая возможную продуктивность эпох уранонакопления, следует однозначно сказать, что не следует ожидать обнаружения значительных месторождений урана, образование которых связано со среднетриасовой и поздней олигоцен-четвертичной эпохами. Наиболее перспективным направлением дальнейших поисков инфильтрационных месторождений урана в регионе остаются поиски месторождений, образованных в позднеюрско-раннемеловую эпоху в эрозионно-структурных депрессиях речных долин, перекрытых чехлом осадков в пределах недостаточно опоскованных районов – к югу от широты г. Серова – сформированных в условиях семиаридного и аридного климата зонами окисления грунтовой и пластовой инфильтрации, а к северу от этой границы – месторождений, связанных с зонами грунтового окисления, образованных в обстановке гумидного климата при наличии рядом расположенных благоприятных источников урана.

Мезокайнозойские металлоносные речные долины расположены в зоне структурного и стратиграфического несогласия между складчатым основанием с корами выветривания и образованиями осадочного чехла.

2. ЗАУРАЛЬСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН

2.1. Основные черты геологического строения и истории развития района

К настоящему времени в рудном районе выявлено пять месторождений: Далматовское, Хохловское, Добровольное, Тобольское, Сенжарское (рис. 3). Все месторождения расположены в юго-западной краевой части Западно-Сибирской низменности. Для района характерен равнинный ландшафт. Отметки рельефа колеблются от +50 до 200 м. Уклон поверхности визуально почти не заметен.

В тектоническом отношении месторождения приурочены к южной окраине Западно-Сибирской плиты – погруженной части молодой Урало-Сибирской платформы.

Складчатый фундамент в пределах ураноносного района залегает на глубинах от 50 до 800 м. Он сложен преимущественно породами силура, девона и карбона. Силур представлен в основном сланцами, в том числе углеродистыми, песчаниками с прослоями вулканогенных пород основного состава, известняками. Образования силура слагают центральные части крупных антиклинальных структур. Породы девона развиты шире. К ним относятся туфопесчаники, известняки, зеленые сланцы, порфириды андезито-базальтовые, их туфы. Каменноугольные отложения представлены туфами основного состава, туфопесчаниками, песчаниками, известняками, сланцами глинистыми с прослоями конгломератов, гравелитов, порфиритов.

Палеозойские образования сложно дислоцированы, интенсивно литифицированы и в пределах поднятий иногда прорваны интрузиями палеозоя кислого, среднего и основного состава.

На породах палеозоя с угловым несогласием местами залегают образования нижне-среднего триаса. Это базальты, липариты и красноцветные обломочные породы. Мощность их в пределах района небольшая. Породы сильно дислоцированы, собраны в складки, отличаются высокой литификацией и образуют самостоятельную вулканогенно-терригенную формацию. От вышележащих отложений они отделены перерывом в накоплении осадков*.

Поверхность фундамента, включая образования триаса, погружается к центру плиты под более значительным углом, чем современная поверхность, и имеет довольно сложное строение. Общий наклон фундамента осложнен выступами. Положительные формы рельефа

*В смежных районах, в пределах Урала и Кустанайского вала известны крупные грабены триас-среднеюрского возраста (Челябинский грабен и др.), выполненные вулканогенными породами преимущественно основного состава, красноцветными грубообломочными отложениями триаса и сероцветными угленосными формациями (верхний триас – ранняя-средняя юра) с общей мощностью до 2000 м, отражающие начальные этапы мезозойской тектоно-магматической активизации.

обычно сложены породами устойчивыми – липаритами, базальтами, гнейсами, гранитами и другими, а отрицательные – осадочными и осадочно-вулканогенными породами. В фундамент врезаны эрозионные речные палеодолины средне-позднеюрского возраста. Глубина вреза обычно не превышает 150 м. Ширина их достигает 2-5 км. Направление основных наиболее крупных долин согласное с общим наклоном поверхности фундамента. К ним примыкает большое количество долин – притоков разных направлений (рис. 3). Положение и морфология палеодолин часто определяется структурами фундамента II и III порядков, тектоническими нарушениями, составом пород фундамента.

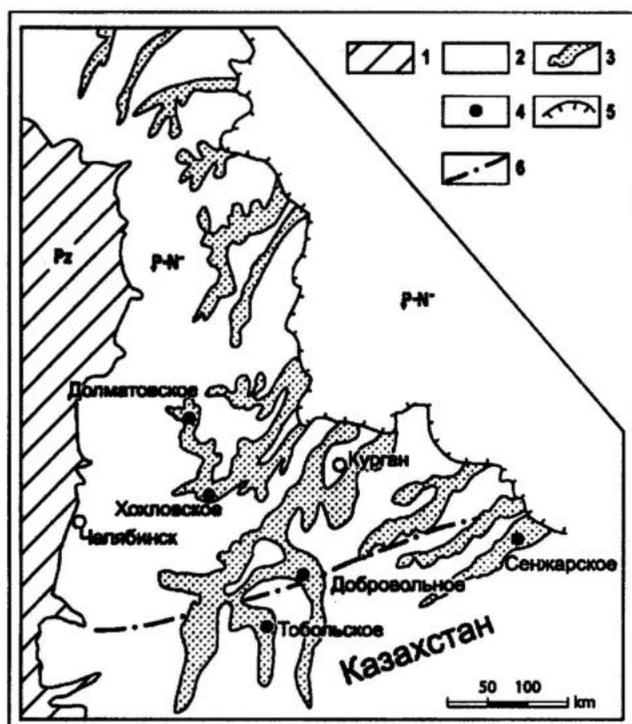


Рис. 3. Зауральский ураноносный район. Схема размещения месторождений и позднеюрских палеодолин.

1 – палеозойские породы складчатого Урала; 2 – породы осадочного чехла палеоген-неогенового возраста Западно-Сибирской плиты; 3 – речные долины средне-позднеюрского возраста, врезанные в складчатый фундамент и перекрытые чехлом морских и континентальных мел-палеоген-неогеновых отложений; 4 – месторождения урана; 5 – изолиния глубины залегания фундамента 800 м; 6 – государственная граница

Палеодолины выполнены в основном сероцветными аллювиальными осадками средней и поздней юры (таборинская свита). Венчается разрез речных долин существенно глинистой красноцветной пачкой, которая с нижележащими сероцветными речными отложениями обычно связана постепенными переходами (коскольская свита). Пачка красноцветных пород, по-видимому, относится к раннему мелу (берриасу). В краевых частях палеодолин она ложится на фундамент, а за их пределами обычно отсутствует. Общая мощность аллювиальных отложений, выполняющих палеодолины, достигает 100-150 м.

Эрозионные палеодолины погребены под мощным чехлом меловых, палеогеновых и неоген-четвертичных отложений (рис. 3, 4). Осадки, перекрывающие указанные палеодолины, датируются аптом-сеноманом. Они сложены аллювиальными песчаниками и глинами, также выполняющими палеодолины. Ширина речных долин этого возраста достигает 10 км, а глубина вреза не превышает 30-50 м. Большая часть их располагается

над юрскими долинами. Иногда на западе района они врезаются в складчатый фундамент, но глубоких врезов в него не образуют.

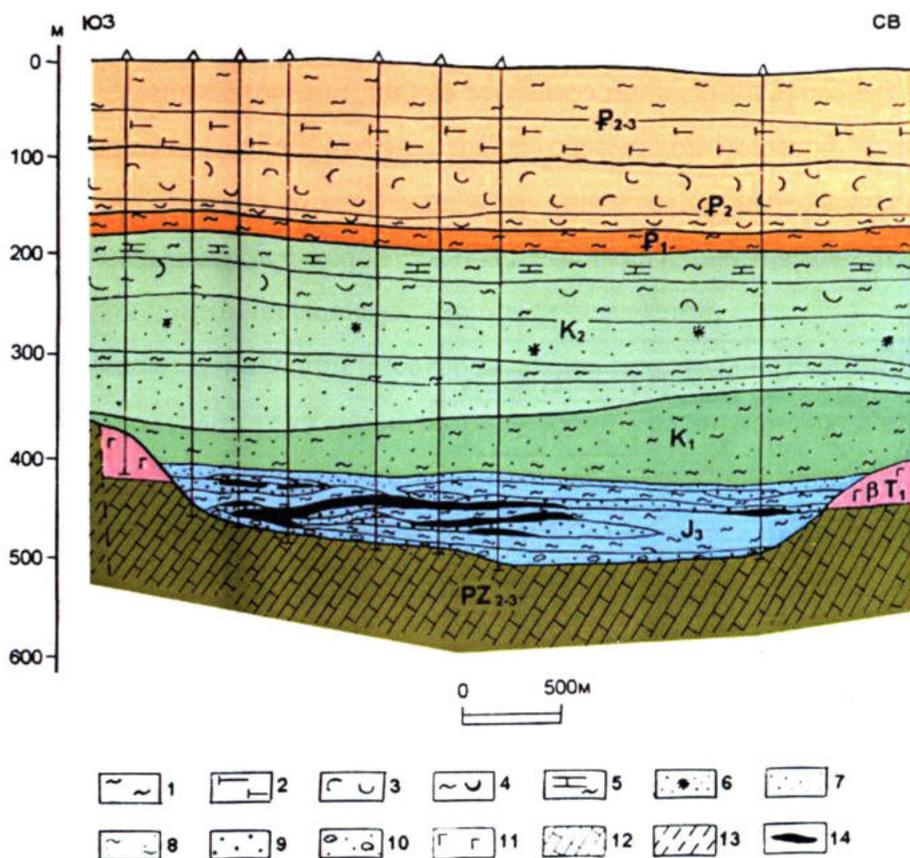


Рис. 4. Поперечный геологический разрез Далматовского уранового месторождения. 1 – глины, алевролиты; 2 – диатомиты; 3 – опоки; 4 – опоки с прослоями глин; 5 – мергели, мергелистые глины; 6 – пески глауконит-кварцевые; 7 – пески полевошпат-кварцевые; 8 – глины, дресвяно-глинистые отложения; 9 – песчано-гравийные отложения; 10 – валунно-галечные и гравийные отложения; 11 – базальты и их туфы; 12 – известняки; 13 – сланцы; 14 – урановорудные тела с содержаниями урана выше 0,01%

Континентальные меловые осадки перекрываются на всей площади района чехлом морских отложений мощностью до 200 м, относящихся к турону – раннему олигоцену. Они представлены горизонтами сероцветных и зеленоватых глауконитовых песчаников, разделенных пачками серых и темно-серых глин. Разрез завершается континентальными, в том числе красноцветными, осадками среднего-позднего олигоцена и неоген-четвертичного возраста общей мощностью до 50-80 м.

Палеотектонический анализ показывает, что начало мезозойской тектономагматической активизации в смежных районах (на Урале и в Тургае) в триасе – ранней – средней юре ознаменовалось образованием крупных впадин и накоплением вулканогенно-терригенной и угленосной формаций общей мощностью до 2000 м (Челябинский грабен и др.). В пределах рассматриваемого района такие структуры отсутствуют. Здесь началось

формирование современного рельефа фундамента в конце среднеюрского и в позднеюрское время, на этапе перехода суборогенного тектонического режима к платформенному. В условиях постепенно затухающих колебательных слабодифференцированных тектонических движений регионального плана в районе сформировалась эрозионно-аккумулятивная равнина, и началось образование систем эрозионных речных палеодолин и заполнение их осадками. На водораздельных пространствах накопление осадков в это время не происходило. На этих площадях шло мощное корообразование. В геологической истории района этот этап следует выделить особо как этап раннемезозойского ($T_{2-3} - J_{1-3}$) площадного корообразования, предшествующий формированию месторождений урана. Коры выветривания в районе почти сплошным покровом перекрывают породы складчатого фундамента. Мощность их изменяется от 1-3 до 100 м, в среднем составляет 10-30 м. Уменьшение мощности коры выветривания обычно связано с размывом ее верхних частей.

Широкое развитие химических кор выветривания в раннем мезозое способствовало высвобождению значительных масс урана из пород фундамента и вовлечению их в миграцию. В этом отношении большое значение имели изверженные породы кислого состава с повышенными фоновыми содержаниями урана. Глубокие эрозионные врезы речных долин обусловили дренаж вод с водораздельных пространств и локализацию месторождений урана в осадках палеодолин, насыщенных растительным органическим веществом. Начиная с турона, до раннего олигоцена включительно, почти весь район был затоплен морем. Наибольшего развития морская трансгрессия достигла в среднем эоцене. В среднем и позднем олигоцене начались положительные региональные движения, отступление моря и переход к континентальному осадконакоплению.

Климат в течение раннего и начале среднего триаса по всему региону был засушливым, близким к аридному, что подтверждается локальным развитием в районе и широким распространением за его пределами первично красноцветных пород с повышенной карбонатностью. Начиная с конца среднего триаса до средней юры включительно, климат в регионе был умеренно теплым и влажным, о чем свидетельствует интенсивное угленакопление во впадинах смежных районов и обилие растительных остатков и прослоев лигнитов в отложениях палеорусел. В позднеюрское время климат стал менее влажным, а к началу меловой эпохи и сменился семиаридным-аридным. Позднемеловое – палеоценовое время характеризуется климатом влажным и теплым, территория была залита морем. В позднем олигоцене и миоцене после отступления моря климат вновь стал засушливым [47, 52].

В истории гидрогеологического развития района А.В.Гаврюшовым выделяются три главных этапа: триас-юрско-сеноманский инфильтрационный, туронско-эоценовый элизионный, поздний олигоцен – четвертичный инфильтрационный.

В верхнеюрско-меловом водоносном комплексе Среднего Зауралья в настоящее время отмечается региональная пластовая окислительно-восстановительная зональность, выражающаяся в существовании трех зон: окислительной, глеевой и сероводородной. Окислительная обстановка распространена полосой вдоль восточного склона Урала, далее к востоку от границы выклинивания кислородных вод широко распространена глеевая обстановка, а сероводородная – локальными участками внутри глеевой. Окислительная обстановка переходит в глеевую постепенно без резких изменений окислительно-восстановительного потенциала, поэтому контрастных восстановительных барьеров на выклинивании кислородных зон не обнаружено.

На основе палеорекопструкций для района выделены три возможные инфильтрационные рудоформирующие эпохи уранонакопления: среднетриасовая, позднеюрско-раннемеловая и поздний олигоцен – четвертичная (см. разд. 1). Наиболее продуктивна позднеюрско-раннемеловая эпоха. Она характеризовалась колебательными тектоническими региональными движениями небольшой амплитуды, размывом кор выветривания, инфильтрационным гидродинамическим режимом и сменой гумидного климата аридным. С ней связано образование всех месторождений урана в речных палеодолинах юрского возраста рассматриваемого района. С наступлением моря и накоплением морских осадков инфильтрационный режим в водах юрско-мелового комплекса сменился элизионным, при котором поступление кислорода в подземные воды стало невозможным, что привело к повсеместному распространению восстановительной, преимущественно глеевой обстановки, существующей в районе месторождений до настоящего времени.

Указанные особенности развития южной окраины Западно-Сибирской плиты обусловили не только образование инфильтрационных месторождений урана в базальных палеорулах, но и их сохранность (консервацию) под чехлом вышележащих осадков.

2.2. Месторождение Далматовское

Геологические и гидрогеологические особенности

Далматовское месторождение расположено в Далматовском районе Курганской области, в лесостепной зоне с сельскохозяйственными угодьями. В тектоническом отношении Далматовское месторождение находится в центральной части Зауральяского

поднятия. Геологический разрез непосредственно в районе месторождения представлен двумя основными комплексами: литифицированными породами складчатого фундамента и рыхлыми отложениями от среднеюрского до четвертичного возраста общей мощностью 360-450 м, залегающими почти горизонтально (рис. 4).

Палеозойский фундамент в основном представлен углисто-кремнистыми и кварц-серицитовыми сланцами силурийского возраста, кремнисто-сланцевыми сланцами нижнекаменноугольного возраста и реже мраморизованными закарстованными известняками девона, слагающими небольшие блоки (рис. 5). Поверхность палеозойских образований сглаженная, холмистая. Местами на нее с угловым несогласием налегают липариты, их туфы и базальты нижнего и среднего триаса, образующие покровы.

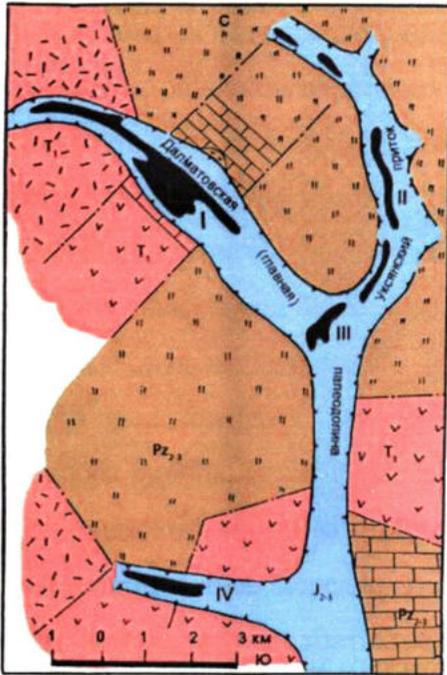


Рис. 5. Схематическая геологическая карта фундамента Далматовского месторождения с контурами позднеюрских речных долин и рудных залежей, по А.Б.Халезову, С.Н.Маркову.

1 – контуры Далматовской системы речных долин позднеюрского возраста (J_{2-3}); 2 – участки месторождения: I – Центральный, II – Уксянский, III – Устьуксянский, IV – Лебяжинское рудопроявление; 3-6 – породы фундамента: 3 – липариты (T_1), 4 – базальты (T_1), 5 – слюдистые и глинистые сланцы (Pz_{2-3}), 6 – мраморизованные известняки (Pz_{2-3}); 7 – предполагаемые границы литологических комплексов в фундаменте



По породам палеозоя и триаса развита площадная кора выветривания. Ее мощность местами достигает 20-30 м. В образования палеозоя и триаса врезаны крупная эрозионная Далматовская речная долина с Уксянским притоком, выполненные отложениями средне-позднеюрского возраста и начала раннего мела.

Месторождение приурочено к верховью палеодолины и ее притоку. Палеодолина перекрыта континентальными образованиями нижнего мела мощностью 5-80 м. Выше них залегают морские глауконитовые песчаники и глины позднемелового-палеогенового возраста мощностью 150-250 м. Завершается разрез континентальными отложениями позднего олигоцена, неогена и четвертичными образованиями.

По протяженности основная палеодолина прослежена буровыми работами на 30 км. Глубина вреза палеодолины в доюрский фундамент достигает 100-150 м. В верховье своем долина врезана в липариты триаса, а ниже в известняки и сланцы палеозоя (рис. 5, 6). Ширина ее в верхней части – 0.5-0.75 км. Ниже по простирацию долина расширяется до 2 км. Над блоком известняков в фундаменте она имеет максимальную ширину. Угол наклона ложа палеодолины не превышает обычно 1-2°. и погружение ее в среднем составляет 20 м на 1 км. Дно долины осложнено небольшими выступами и неровностями фундамента эрозионного и, возможно, тектонического происхождения. Борта долины сравнительно пологие. Только в ее верховье и на отдельных участках угол наклона бортов достигает 15°. В бортах долины прослеживаются небольшие уступы, отвечающие коренной террасе, либо тектонические.

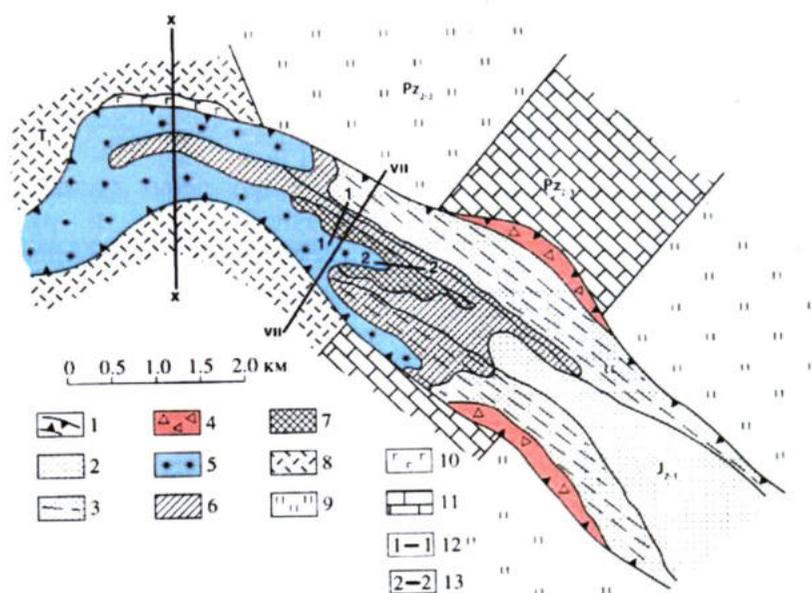


Рис. 6. Схема геологического строения Далматовского месторождения со снятым чехлом мел-палеогеновых отложений, по А.Б.Халезову, С.Н.Маркову.

1 – контуры речной палеодолины ($J_{2,3}$); 2-5 – отложения палеодолины: 2 – сероцветные песчаники, 3 – песчано-алевро-глинистые сероцветные отложения, 4 – гравийно-песчано-глинистые красноцветные отложения, 5 – древняя восстановленная зона пластового (пластово-грунтового) окисления (обеленные породы); 6 – рядовые и бедные руды; 7 – богатые руды; 8-11 – породы фундамента: 8 – липариты (T_1), 9 – слюдяные сланцы (Pz), 10 – базальты (T_1), 11 – мраморизованные известняки (Pz); 12 – линии геологических разрезов; 13 – геохимические профили

Эрозионный врез палеодолины выполнен в основном слаболитифицированными сероцветными осадками таборинской свиты, которые расчленяются на три аллювиальных ритма. Возраст ее позднеюрский и возможно частично среднеюрский.

В основании ритмов обычно развиты русловые гравелиты и песчаники, а в верхних частях – песчано-глинистые осадки стариц и поймы. Фациальная изменчивость отложений довольно резкая. Границы ритмов часто плохо выражены. Стрежневые отложения

преимущественно тяготеют к правому, более крутому борту палеодолины, а пойменные – к левому, пологому. От нижнего ритма к верхнему происходит постепенное уменьшение роли грубообломочных пород – гравелитов, грубозернистых песчаников, и увеличение мощности глин и алевролитов. В верхнем ритме гравелиты отсутствуют. Сортировка обломочного материала в верховье долины плохая. В связи с этим широко развиты породы сложного состава: глинистые гравелиты, глинистые песчаники и другие. Вниз по долине и от нижних частей разреза к верхним сортировка обломочного материала улучшается. Вдоль бортов палеодолины местами развиты пролювиально-делювиальные красноцветные и пятнисто окрашенные несортированные отложения.

Разрез палеодолины венчается коскольской свитой, представленной в основном красноцветными мелкоземистыми озерными и пролювиально-делювиальными отложениями с линзами зеленоватых песчаников, развитых преимущественно в основании разреза.

В пределах основной палеодолины оруденение прослежено на 17 км, включая два участка, и еще на 8 км по боковому притоку. Рудные тела имеют протяженность от 400 м до 4 км при ширине 50-700 м и мощности от 2 до 12 м. Глубина залегания рудных тел 360-510 м. Содержание урана в рудах колеблется от 0.01 до 0.06%, в отдельных пересечениях достигают нескольких процентов. Среднее содержание урана по месторождению 0.04%.

Урановое оруденение приурочено к сероцветным породам с органическим веществом растительного происхождения. Оруденение сосредоточено в отложениях первого и главным образом второго ритмов. Реже оруденение отмечается в основании третьего ритма. Рудные тела в плане имеют вид лент или пластообразных залежей, вытянутых по долине. В поперечном сечении они нередко ролловидной формы (рис. 7, 8). Положение их в пространстве контролируется контактом эпигенетически измененных белесых пород древней зоны окисления (см. ниже) с неизменными сероцветными породами. Белесые породы наиболее широко развиты в верховьях основной палеодолины и в Уксянском притоке. Они представлены гравелитами, песчаниками, алевролитами и редко глинами. В пределах главной долины общая протяженность зоны белесых пород от верховьев палеодолины до их выклинивания составляет 6-7 км. Вниз по долине белесые породы постепенно выклиниваются, начиная с нижних горизонтов. В виде заливов и линз они вдаются в сероцветные отложения, пересекая возрастные и фациальные границы. Оруденение приурочено ко всем литологическим разностям сероцветных пород и частично – к белесым породам вблизи их контакта с оруденением. В верховьях долины оруденение часто отеснено в сероцветные существенно глинистые породы. На фронте выклинивания зоны белесых пород оно локализуется преимущественно в песчаниках и песчано-гравийных породах.

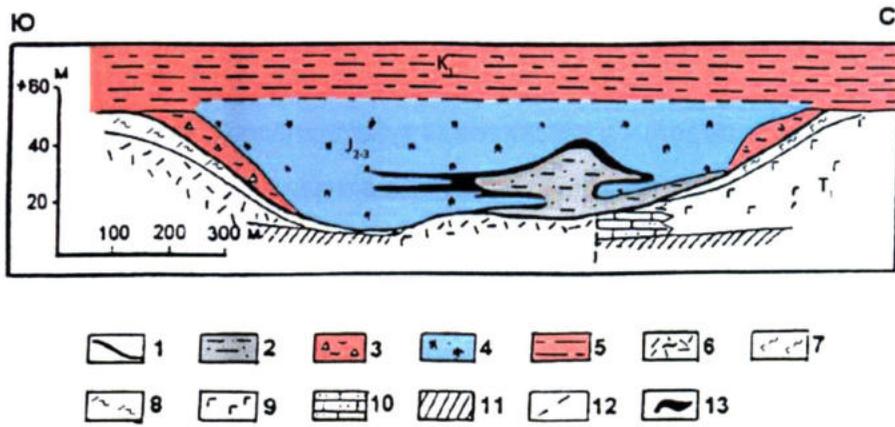


Рис. 7. Схематический геологический разрез Далматовского месторождения по профилю X, по А.Б.Халезову, С.Н.Маркову. Вышележащие осадочные отложения сняты.

1 – ложе палеодолины; 2-4 – отложения палеодолины (J_{2-3}): 2 – песчано-алевро-глинистые сероцветные отложения, 3 – пролювиально-делювиальные красноцветные отложения, 4 – древняя восстановленная зона пластового (пластово-грунтового) окисления, представленная обеленными песчано-глинистыми породами; 5 – алевро-глинистые красноцветные озерные и делювиальные отложения раннего мела, перекрывающие палеодолину; 6-11 – породы фундамента: 6 – кора выветривания по липаритам, 7 – кора выветривания по базальтам, 8 – липариты (T_1), 9 – базальты (T_1), 10 – карбонатные песчаники (T_{2-3}), 11 – сланцы (Pz); 12 – разлом в фундаменте; 13 – оруденение

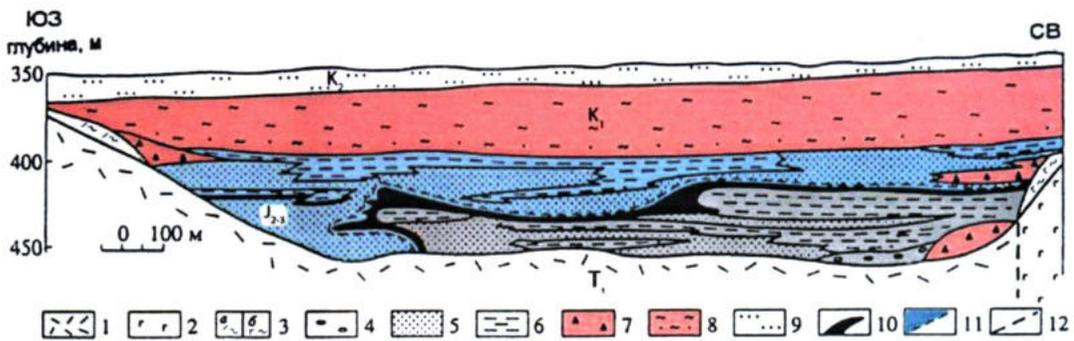


Рис. 8. Геологический разрез Далматовского месторождения по профилю VII, по А.Б.Халезову, С.Н.Маркову, А.Д.Коноплеву. Вышележащие осадочные отложения сняты

1-3 – породы фундамента (T_1): 1 – липариты, 2 – базальты, 3 – кора выветривания: а – по липаритам, б – по базальтам; 4-6 – сероцветные аллювиальные отложения (J_{2-3}): 4 – галечно-гравийные русловые, 5 – песчаные русловые, 6 – глинисто-алевролитовые пойменные; 7 – гравийно-песчано-глинистые красноцветные отложения конусов выноса; 8 – красноцветные делювиально-пролювиальные и озерные глинисто-песчаные и глинистые отложения (K_1); 9 – песчаные отложения (K_2); 10 – урановое оруденение; 11 – граница древней зоны грунтового-пластового окисления; 12 – тектонические нарушения

При этом рудные залежи и тела обычно тяготеют к зоне перехода грубообломочных пород в более глинистые, к участкам их переслаивания.

По геологическим и геофизическим данным на участке месторождения в фундаменте предположительно выделяется несколько разломов разных направлений. На гравиметрической карте м-ба 1:50000 разломы практически не выражены или выражены

слабо. Возможная вертикальная амплитуда смещения юрских и вышележащих морских отложений по разломам едва достигает первых метров.

Установлено, что маркирующий горизонт морских глин туронского возраста местами прогнут над палеодолиной. Наиболее резкие его погружения, возможно, сопровождающиеся нарушением сплошности пласта, отмечаются над бортами палеодолины. Амплитуда смещения маркирующего горизонта в этих местах может достигать 5-7 м. Интересно отметить, что положение палеодолины частично отражено даже в современном рельефе. По-видимому, облекание осадочными породами неровностей фундамента объясняется уплотнением рыхлых пород, выполняющих палеодолину.

Рассматривая роль намеченных разломов в локализации оруденения, можно лишь отметить, что пространственная связь между оруденением и предполагаемыми разломами отсутствует.

На Далматовском месторождении выделяются три участка: Центральный, Уксянский и Устьуксянский (рис. 5). Центральный участок расположен в пределах главной речной долины. Самая продуктивная его часть расположена над блоком известняков в фундаменте, на участке расширения палеодолины (рис. 6). С ним связаны основные запасы месторождения в проницаемых породах. Уксянский участок находится в левом притоке главной долины. Для него характерно широкое развитие обеленных грубообломочных пород и приуроченность значительной части оруденения к существенно глинистым породам. Устьуксянский участок располагается в устье Уксянского притока, где происходит выклинивание зоны обеленных пород, по границе которой развито оруденение в сероцветных песчаниках. В пределах месторождения и по его периферии под красноцветными отложениями коскольской свиты в подстилающих сероцветных породах отмечаются многочисленные, но небольшие по масштабам, скопления урана, не имеющие практического значения, и многочисленные радиометрические аномалии. В породах фундамента под рудоносными отложениями тоборинской свиты также установлены незначительные пересечения с повышенными содержаниями урана, которые прослеживаются под ложем палеодолины на глубине в первые метры, но с глубиной резко выклиниваются. Таким образом оруденение в вертикальном разрезе распространено шире промышленных рудных залежей, распространяясь как в подстилающие породы фундамента, так и в перекрывающие отложения. За пределами Далматовского месторождения, к югу (см. рис. 5) известно Лебяжинское рудопроявление, которое характеризуется аналогичными условиями локализации оруденения в сероцветных породах на выклинивании зон обеленных пород.

Далматовское месторождение расположено в северо-западной части Тобольского артезианского бассейна, являющегося частью Западно-Сибирской артезианской области.

В гидрогеологическом разрезе района месторождения выделяется шесть водоносных комплексов: олигоцен-четвертичный (P_3-Q), серовский (эоценовый P_{2sg} , основной для водоснабжения), камышловский (верхнемеловой K_2km), мысовской (сеноманский K_2ms), средне-верхнеюрский (J_{2-3} ураноносный) и доюрский или водоносный комплекс пород фундамента.

Верхний, олигоцен-четвертичный комплекс, содержит грунтовые воды, а во всех нижележащих комплексах – воды напорные.

В целом по разрезу водоносных комплексов проявляется гидродинамическая вертикальная зональность, выражающаяся в уменьшении скоростей фильтрации и активности водообмена. Воды олигоцен-четвертичного и серовского комплексов относятся к зоне активного водообмена, а воды мысовского и средне-верхнеюрского комплексов находятся в зоне замедленного водообмена.

Гидрогеологическая зональность проявляется также в составе растворенных газов. В водах олигоцен-четвертичного и, частично, серовского комплексов распространены кислородные воды (содержание $O_2=0,3 - 3,2$ мг/л; величина $Eh=+200 - +400$ мв). Глубже по разрезу кислород в настоящее время не проникает, а в водах мысовского и, особенно юрского комплексов появляется сероводород ($H_2S=1,0 - 4,0$ мг/л; величина $Eh=+100 - 200$ мв).

В верхних двух комплексах воды имеют смешанный состав, при этом доля сульфатов составляет ~ 30% от количества анионов, а доля Ca и Mg составляет 50-70% от количества катионов. В водах меловых и юрского комплексов состав вод становится гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым, при этом доля сульфатов падает до 0,1 – 0,2, а доля кальция и магния – до 2 – 5%.

Величина общей минерализации вод в районе месторождения с глубиной увеличивается менее заметно: от 0,4 – 1,0 г/л в верхних горизонтах до 1,2 – 1,9 г/л в водах юрского комплекса.

Ураноносный средне-верхнеюрский водоносный комплекс распространен в системе палеодолин, врезанных в скальные породы фундамента. Кровля его залегает на глубинах 330-400 м, напор достигает величины ~ 400 м. При этом в районе устья Уксянского палеоруслу, в долине р. Барнева, пьезометрические уровни располагаются выше дневной поверхности и в некоторых скважинах наблюдался самоизлив

Верхним водоупором юрского водоносного комплекса в пределах месторождения служит пачка красноцветных глин мощностью 50-60 м (коскольская свита), которая

препятствует водообмену между юрским и мысовским комплексами. Однако за пределами Далматовской палеодолины между этими комплексами водообмен существует, о чем свидетельствуют одинаковые уровни вод обоих комплексов и практически одинаковые минерализация и состав макрокомпонентов.

Нижним водоупором юрского водоносного комплекса местами могут служить глинистые коры выветривания, развитые по скальным породам фундамента.

В бортах и днищах палеодолин глинистые коры часто отсутствуют, что создает возможность для водообмена юрского комплекса с водами пород фундамента.

Общая мощность водовмещающих пород продуктивного горизонта 60-100 м, из них проницаемые разности составляют 50-70% мощности. Кровля горизонта залегает на глубинах 330-400 м. Фильтрационные свойства пород весьма неоднородны. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0.1 до 13 м/сут. В разрезе горизонта снизу вверх выделяются два-три водоносных пласта, разделенные водоупорными глинами небольшой мощности. В верховьях палеодолины и вдоль южного крутого борта палеодолины водоупоры между ритмами отсутствуют, и водоносные пласты объединяются в один горизонт.

Состав вод содовый с рН 7.5-9.2. В области распространения сероцветных пород и рудных залежей в небольшом количестве присутствует сероводород. В зоне обеленных пород сероводород обычно отсутствует, в водах преобладает глеевая восстановительная обстановка. Границу между глеевой и сероводородной зонами можно приблизительно проводить между обеленными и серыми породами.

Содержания урана в рудных водах довольно низкие (3×10^{-7} – $3,5 \times 10^{-5}$ г/л), что объясняется распространением в рудных водах восстановительной геохимической обстановки, создающей неблагоприятные условия для выщелачивания и миграции урана.

Миграция радия в водах не зависит от восстановительных свойств водовмещающих пород, поэтому в бессульфатных водах Далматовского месторождения радий может мигрировать значительно шире урана. Вследствии этого характерной особенностью вод юрского рудовмещающего комплекса в пределах месторождения является высокое содержание радия ($3,4 \times 10^{-11}$ – $1,7 \times 10^{-10}$ г/л) и радона (100 – 1200 эман).

Рудные воды отличаются повышенным содержанием не только радиоэлементов, но и некоторых микрокомпонентов: молибдена, фтора, мышьяка.

В целом месторождение расположено в области распространения восстановительной геохимической обстановки (глеевой или сероводородной). Таким образом, в настоящее время на месторождении существуют благоприятные условия для сохранности оруденения,

сформированного ранее. При этом надо отметить, что гидродинамический режим в пределах района месторождения достаточно активный. Несмотря на то, что водный горизонт находится на 300-350 м ниже уровня мирового океана, т.е. значительно ниже зоны активного водообмена, он характеризуется почти пресными водами.

Можно предположить, что в позднеолигоцен-миоценовую эпоху, когда произошла довольно резкая смена морских условий осадконакопления на континентальные, гидродинамический режим в юрском водоносном комплексе мог быть значительно активнее, чем в настоящее время, а восстановительная геохимическая обстановка могла сменяться на короткое время окислительной. О такой возможности говорят следующие факты. В течении 70-80 млн лет, с сеномана до позднего олигоцена, в районе существовали морские условия осадконакопления, при которых в водоносных горизонтах, по-видимому, формировались соленые воды морского генезиса с минерализацией 20-35 г/л. После отступления моря элизионный режим фильтрации сменился на инфильтрационный, обеспечивший мощное промывание всех горизонтов пресными водами, в результате чего минерализация вод даже в юрском горизонте и в водах фундамента резко снизилась до 1-2 г/л.

Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород

Основное оруденение на всех участках Далматовского месторождения связано с сероцветными аллювиальными отложениями, обогащенными органическим веществом растительного происхождения. Положение рудных тел в разрезе и плане четко контролируется их контактом с белесыми (обеленными) породами. Сероцветные породы слагают основной объем отложений палеодолины на Центральном и Устьуксянском участках. На Уксянском участке преобладают белесые породы.

Сероцветные породы. Грубообломочный материал галечников и песчаников мало изменяется в пределах палеодолины. Установленные изменения в составе кластического материала отражают особенности пород фундамента в бортах и ложе долины и не меняют главной особенности грубообломочных пород – их существенно кварцевого состава. Гальки представлены плохо окатанными и неокатанными обломками кварца, кремнистых пород, липаритов, известняков, сланцев, базальтов. Песчаная и алевролитовая фракции (+0.1 мм) гравелитов, песков и алевролитов сложены в основном кварцем, составляющим в среднем 78-85% обломочного материала. Обломки кварца обычно плохо окатаны и не окатаны. Встречаются хорошо сохранившиеся терригенные дипирамидальные кристаллы кварца, по-

видимому, переотложенные из коры выветривания по липаритам. Количество обломков полевых шпатов колеблется, как правило, от 5 до 9%, но в отдельных прослоях песчаников достигает 30%. При этом преобладают калиевые полевые шпаты. В подчиненном количестве присутствуют плагиоклазы. Содержание обломочных слюдистых минералов во фракциях +0.1 мм обычно не превышает 5%, но на участках, где фундаментом служат сланцы, количество их резко увеличивается, особенно в базальных горизонтах Уксянского участка.

Обугленное растительное органическое вещество в виде детрита отмечается во всех разновидностях сероцветных пород и в среднем составляет около 4-6% фракции +0.1 мм. По данным инфракрасной спектроскопии оно относится к ранней стадии преобразования растительного органического вещества и по степени метаморфизма отвечает бурому углю.

Тяжелая фракция грубообломочных пород составляет 0,5-3% от общего веса песчано-алевритовой фракции. Она состоит главным образом из ильменита (параметры кристаллической решетки: $a=5.079$, $c=14.135$), лейкоксена, пирита и марказита. Ильменит и лейкоксен в сумме составляют в среднем 57%, а пирит и марказит совместно приблизительно 25% тяжелой фракции. В небольшом количестве присутствует сидерит. Кроме того, в тяжелой фракции отмечаются в количестве первых процентов и единичных зерен – циркон, гранат, сфен и ряд других обломочных минералов. В отдельных горизонтах песчаников встречается заметное количество обломков магнетита, титаномагнетита и ульвошпинели (Fe_2TiO_4).

Из постседиментационных минералов, в сероцветных отложениях наиболее распространены пирит и марказит. Они образуют конкреции, микроконкреции и тонкую вкрапленность в цементе грубообломочных пород и в глине, развиваются по растительному органическому веществу (РОВ).

Редко в качестве постседиментационных минералов в сероцветных породах встречаются сидерит, халцедон, хлорит, каолинит, глауконит.

Установлено, что цемент сероцветных пород имеет кварц-каолинит-гидрослюдистый состав при подчиненном количестве гидрослюды и переменном количестве каолинита и микрозернистых частиц кварца. Фоновое содержание урана в сероцветных породах колеблется от 0.0001% до первых тысячных долей процента, большая его часть равномерно рассеяна в каолинит-гидрослюдистом цементе и сосредотачивается во фракциях меньше 0.1 мм. Наибольший коэффициент концентрации урана, равный 11.75, 44.16 и 58.89, отмечается для электромагнитной фракции состоящей в основном из ильменита и лейкоксена, содержание урана в которой равно 0,047-0,053%. Но количество урана, связанное с ней, невелико в связи с малым весом самой фракции.

Содержание урана в обломках углистого вещества колеблется в широких пределах и достигает 0.04-0.05%.

Грубообломочные породы имеют алюмосиликатный состав (SiO_2 – 78.5%, Al_2O_3 – 12.5%), практически бескарбонатны. Содержание CO_2 не превышает обычно 0.2%. Количество $\text{C}_{\text{орг.}}$ в них колеблется, как правило, от первых десятых долей процента до 5%, но нередко поднимается и выше. Среднее его содержание по месторождению около 0.5-0,6%. Органическое вещество определяет интенсивность окраски сероцветных пород. Так светло-серые песчаники содержат $\text{C}_{\text{орг.}}$ в среднем 0.26%, серые – 1%, темно-серые -1.8%, черные – 4.7%. Количество валового железа обычно составляет 1-3%, сульфидной серы – 0.1-1.6%. Средние значения этих элементов соответственно равны 1.8 и 0.23%. Химический состав сероцветных глин отличается от такового песчаников в основном более высоким содержанием Al_2O_3 , составляющим в среднем 21.6% и снижением количества SiO_2 до 56%. Одновременно в глинистых породах несколько увеличиваются содержания калия, входящего в слоистые обломочные минералы, в среднем до 1.25% (K_2O), а также титана до 1,31% (TiO_2) за счет лейкоксена, тонкораспыленного в глине (табл. 1).

Содержания элементов, определенных полуколичественным спектральным анализом, таких как Ni, Co, V, Si, Zr и др., мало зависят от изменения литологического состава сероцветных пород (табл. 2). Но если в глинах они близки к кларкам, то в песчаниках сходные содержания превышают кларки этих элементов для грубообломочных пород в несколько раз. В целом распределение элементов по литологическим типам пород (песчаникам, алевролитам и глинам) носит неупорядоченный характер. Эти данные свидетельствуют о слабой дифференциации вещества при накоплении аллювиальных отложений в тектоноклиматических условиях позднеюрского времени Зауралья.

Различия в химическом составе пород Центрального, Уксянского и Устьуксянского участков незначительны. Из них для Уксянского участка можно отметить некоторое увеличение содержания CO_2 , в среднем составляющее 0.2% (при максимальном 2%), и более высокие содержания P_2O_5 , достигающие 0.1% при среднем 0.04% в песчаниках и 0.06% – в алевритистых глинах.

Белесые породы широко развиты на Центральном участке в верховьях палеодолины, вдоль ее крутого борта и в пределах Уксянского участка. На последнем обеление пород развито от верховьев Уксянского палеоруслла до его слияния с главной палеодолиной и охватывает большую часть грубозернистых отложений первого и частично второго ритмов. Белесые породы рыхлые, проницаемые, представлены преимущественно грубообломочными породами — галечниками, песками и редко

Таблица 1

Геохимическая характеристика рудовмещающих сероцветных и белесых пород Далматовского месторождения по данным рентгеноспектральных и химических анализов (средние арифметические значения даны в процентах, содержание урана в пробах менее 0,005%)

Участки месторождения	Тип пород	Элементы породы	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe _{общ}	S _{общ}	SO ₃	CO ₂	C _{орг}	Кол-во анализов
			песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	песчаники	
Центральный	Сероцветные породы	песчаники	14,1	76,6	<0,2	0,1	1,05	<0,02	0,15	0,85	<0,04	1,6	0,3	<0,1	<0,2	0,6	43
		песчаники глинистые, глины	23,6	53,9	0,37	0,19	1,37	<0,02	0,26	1,34	0,04	1,7	0,1	<0,1	0,2	0,59	
Укьянский	Белесые породы	песчаники	10,7	81,0	<0,2	0,07	0,82	<0,02	0,1	0,6	<0,04	1,07	<0,1	<0,1	0,22	<0,1	48
		гравелиты	7,37	86,9	0,2	0,03	0,6	<0,02	0,06	0,51	<0,04	0,92	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	17
	Сероцветные породы	песчаники	6,07	88,38	0,2	0,12	0,30	<0,02	0,17	1,16	0,04	1,66	0,25	<0,1	0,2	0,45	13
		глины алевритистые	16,21	62,51	0,4	0,19	1,17	0,04	0,38	1,03	0,06	2,04	0,1	<0,1	0,2	0,49	4
Устьукьянский	Белесые породы	песчаники	6,84	86,56	0,22	0,11	0,38	0,02	0,14	0,65	0,04	1,21	<0,1	<0,1	0,37	<0,1	10
		песчаники	7,49	85,65	0,20	0,07	0,33	0,02	0,00	1,13	<0,04	2,15	0,15	<0,1	0,2	0,4	11
	Сероцветные породы	песчаники	6,52	86,05	0,24	0,10	0,60	<0,01	0,04	0,83	<0,04	1,75	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	14
		песчаники	12,49	78,52	0,2	0,09	0,91	<0,02	0,13	0,88	<0,04	1,80	0,23	<0,1	0,2	0,48	67
Среднее содержание по месторождению	Сероцветные породы	глины	21,62	56,19	0,28	0,19	1,31	0,02	0,29	1,25	<0,04	1,87	0,1	<0,1	0,2	0,54	15
		песчаники	9,56	82,43	0,2	0,08	0,72	<0,02	0,10	0,62	<0,04	1,34	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	72
	породы гравелиты	7,37	86,9	0,2	0,03	0,6	<0,02	0,06	0,51	<0,04	0,92	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	17	

*В выборку проб для анализов вошли главным образом породы светло-серого и серого цвета.

Таблица 2

Геохимическая характеристика рудовмещающих сероцветных и белесых пород Далматовского месторождения по данным полуквантитативных спектральных анализов (средние арифметические содержания даны в %, содержание урана в пробах менее 0,005%)

Участки месторождения	Тип пород	Элементы	Содержание, п·10 ⁻³ %														Кол-во анализов
			Cu	Pb	Mo	Cr	V	Ni	Co	Be	Sc	Nb	Ga	Y	Zr	La	
Центральный	Сероцветные породы	Песчаники	4,4	2,3	0,24	43	9,0	4,0	1,5	0,26	0,9	2,4	1,1	2,4	3,1	3,4	140
		Алевролит	3,9	3,1	0,2	2,2	8	4,6	2,0	0,39	1,4	2	1,5	2,0	20,0	4,0	15
		Глины	5,0	2,0	0,22	1,9	11,8	4,8	1,85	0,47	1,2	2	2,4	3,5	18,0	3,3	124
Уксянский	Белесые породы	Гравелиты	2	1,5	0,3	90	7,0	3,0	0,8	0,2	0,9	2	0,8	1,7	20	3,0	17
		Песчаники	3,4	2,5	0,3	5,7	7,7	3,0	0,93	0,22	0,8	1,6	0,6	2,3	32	3,1	59
		Песчаники	2,3	0,7	0,2	15	1,5	3,0	1,2	0,1	1,0	1,0	0,7	1,5	30	н/о	13
Устьуксянский	Сероцветные породы	Глины	2,2	1,3	0,2	2,0	13,0	4,0	0,9	0,25	1,7	2,8	1,5	2,8	47	н/о	4
		Песчаники	2,0	0,4	0,3	37	8,5	2,9	1,6	0,14	0,67	1,3	0,6	1,45	29	н/о	10
		Песчаники	2,0	0,7	-	40,0	2,0	4,0	-	0,2	0,5	1,0	1,0	1,5	10,0	н/о	11
Среднее значение по месторождению	Белесые породы	Песчаники	1,3	0,8	0,8	34,0	4,0	3,0	0,9	0,15	0,4	3,0	0,6	1,7	15,0	н/о	14
		Песчаники	4,2	2,1	0,23	41	8,3	3,9	1,4	0,24	0,39	2,2	1,0	2,3	30,0	3,4	63
		Алевролит	3,9	3,1	0,2	22	8,0	4,6	2,0	0,39	1,4	2,0	1,5	2,0	20,0	4,0	15
	Белесые породы	Глины	3,4	1,9	0,21	17,0	11,9	4,6	1,7	0,43	1,27	2,1	2,2	3,4	22	3,3	28
		Песчаники	3,1	2,1	0,3	53	7,6	2,9	1,0	0,2	0,76	1,6	0,8	2,1	30,0	3,1	83
		Гравелиты	2,0	1,5	0,3	90	7,0	3,0	0,8	0,2	0,9	2,0	0,8	1,7	2,0	3,0	17

алевролитами и глинами. В виде языков и заливов неправильной формы обеление вдается в сероцветные образования, пересекая возрастные и фациальные границы, что подчеркивает эпигенетическое происхождение зоны обеленных пород.

Среди белесых пород встречаются маломощные прослои слабопроницаемых пород, глин и алевролитов, с пятнистой краснобурой и желтой окраской.

Главная особенность обеленных пород – почти полное отсутствие в них углеродистого вещества. Углистый детрит в них встречается чрезвычайно редко в виде единичных мелких включений. Чаще обугленное органическое вещество отмечается в зоне постепенного перехода белесых пород в сероцветные отложения. Здесь же иногда наблюдается пропитка породы бурым углеродистым веществом в виде пятен. По данным многочисленных анализов инфро-красных (ИК) спектров углеродистое вещество из белесых пород, как и из серых, имеет только растительное происхождение.

Состав обломочного материала белесых пород в основном сходен с таковым сероцветных отложений. В сравнении с последними в белесых породах снижается содержание обломочных полевых шпатов в связи с их каолинизацией, увеличивается относительное количество ильменита и лейкоксена в тяжелой фракции до 77% за счет окисления дисульфидов железа.

Заметные изменения в белесых породах в сравнении с сероцветными породами происходят в составе постседиментационных минералов. В белесых породах больше каолинита, развивающегося по обломочным полевым шпатам, мусковиту (см. прил., фото 1), биотиту, цементу и заполняющего отдельные поры в виде крупночешуйчатых и тонкочешуйчатых агрегатов. В них шире распространен лейкоксен, развитый по обломкам ильменита, слюд, глинистому цементу. Пирит и марказит, широко развитые в сероцветных породах, в белесых практически отсутствуют. Вместо них встречаются гидроксиды железа. Они содержатся в малопроницаемых участках породы в микрослойках глин среди песчаников, между чешуйками каолинита и гидрослюды, иногда окрашивая их в бурый цвет, в лейкоксенизированных ильменитах, в глинистом цементе песчаников и алевролитов, в виде микроскопических пятен. Особое генетическое значение имеет развитие гидроксидов железа в виде псевдоморфоз по дисульфидам железа, сидериту, обломкам биотита (см. прил., фото 2), магнетита и сульфидизированного растительного органического вещества, свидетельствующее о постседиментационном окислении пород. Однако наряду с псевдоморфными гидроксидными железами в белесых породах вблизи рудных тел встречаются новообразованные выделения пирита кубической формы, рассеянные в цементе, и в выделениях, обрастающих окисленные зерна магнетита.

Кроме того, в белесых породах повсеместно, но в небольшом количестве, отмечаются зерна и сферолиты сидерита, радиально-лучистые и мелкочешуйчатые выделения хлорита светло-зеленого и ярко-зеленого цвета (фото 3). Отмечается, что сидерит нередко развивается по новообразованным пластинкам каолинита, иногда совместно с хлоритом, монтмориллонитом, что свидетельствует о более позднем образовании этих минералов по отношению к каолиниту. Наличие указанных минералов двухвалентного железа доказывает, что после окисления железосодержащих минералов окислительная обстановка сменилась восстановительной. Одновременно местами, по свежему хлориту и сидериту развиваются бурые гидроксиды железа (фото 4), позволяющие предполагать наличие второго постседиментационного окисления пород, которое затем вновь сменилось восстановительной обстановкой, сохранившейся до настоящего времени.

Нередко в белесых породах, вблизи их контактов с прослоями первичных красноцветных глинистых пород, отмечаются пятна и прослои с желтой окраской различной интенсивности за счет гидроксидов железа (гидрогетит), пропитывающих цемент породы. Содержание железа на этих участках резко возрастает до нескольких процентов. Образование указанных гидроксидов железа, по-видимому, связано с привнесением железа, обусловленным частичным переотложением железа в белесых породах.

На этих участках совместно с гидрогетитом нередко присутствует сидерит в виде мелких глобулей как свежих так и частично окисленных, а также сферолиты с чередованием зон окисленного и неокисленного сидерита. Последнее свидетельствует о местном развитии неустойчивой геохимической обстановки.

Необходимо отметить еще одно явление, связанное с зонами белесых пород и очень характерное для Далматовского месторождения. Оно заключается в том, что белесые породы практически никогда не граничат с первично красноцветными породами непосредственно. Всегда между белесыми и красноцветными породами имеется зона желтых, желто-бурых пород мощностью 0.1-3 м. Постоянное ее присутствие на этом контакте позволяет предположить, что она образована в результате наложения эпигенетических изменений на зону диагенетического восстановления красноцветных пород, развитую на границе с первично сероцветными породами, либо образовалась в более кислой среде на границе с белесыми породами.

Цемент белесых пород белого цвета. Встречаются редкие выделения каолинита с зеленоватым оттенком. Определение фазового состава цемента белесых пород рентгенографическим и термическим анализами показало, что он в основном аналогичен таковому цементу сероцветных пород и включает каолинит, микрозернистый кварц, гидрослюда. Иногда отмечаются карбонаты и монтмориллонит.

Четких различий в составе каолинитов белых и серых пород, по данным ИК-спектров, также не устанавливается. Однако заметно, что в серых породах преобладает каолинит с менее совершенной структурой и с меньшей степенью триклинности. Генетическое значение наметившихся различий, возможно, заключается в том, что в белесых породах значительная часть каолинита развивается по обломочным минералам и выделяется как новообразованный минерал, а в серых породах подавляющая часть каолинита привнесена в виде взвеси во время седиментации.

Химическая характеристика белесых пород сходна с таковой сероцветных. На всех участках они силикатного состава, содержание карбонатов в них выше, но в среднем не превышает 0.37% (Уксянский участок). Вместе с тем имеются и принципиальные различия между ними, заключающиеся в том, что в белесых породах отсутствуют углеродистое вещество и сульфидная сера (менее 0.1%), а количество валового железа снижается приблизительно на 25-30% в сравнении с сероцветными породами. Содержание урана в белесых породах обычно выше, чем в сероцветных и колеблется в пределах от тысячных долей до 0.01%. Изучение распределения урана в белесых породах показало, что уран в них преимущественно сосредоточен в каолинит-гидрослюдистом цементе, во фракциях – 0.1 мм, в тонких слоях глин, в обломочных лейкоксенизированных ильменитах, цирконе, в мельчайших выделениях лейкоксена, расположенного между чешуйками каолинита и гидрослюда, гидроксидах железа (см. прил., фото 5). Содержание урана в тяжелой фракции, состоящей в основном из лейкоксенизированного ильменита и лейкоксена составляет обычно 0,21-0,29%, что значительно выше, чем в этих минералах из сероцветных пород. Концентрация значительной части урана в ильмените и лейкоксене определила прямую корреляцию U-Ti в зоне белесых пород, $K=0.88$ (см. ниже рис. 16). В ряде случаев отмечается приуроченность урана к микротрещинкам в обломочных зернах.

Пространственные взаимоотношения белесых пород с сероцветными породами, а также отмеченные минералого-геохимические особенности белесых пород позволяют предположить, что они образовались из сероцветных отложений в результате двух последовательных постседиментационных процессов: окисления и восстановления.

В результате первого процесса были окислены органическое вещество, диагенетический пирит, марказит, образованы гидроксиды железа, развивающиеся по железосодержащим обломочным и аутигенным минералам. Обломочный ильменит лейкоксенизирован, образован лейкоксен с более высокими содержаниями урана, чем в сероцветных породах, накопление которого, очевидно, связано с сорбцией урана на лейкоксене во время продвижения рудоформирующей зоны окисления. В связи с высоким

содержанием в исходных породах органического вещества и дисульфидов железа фильтрующиеся кислородосодержащие воды приобретали кислый характер, вследствие чего породы были каолинизированы, железо частично вынесено и переотложено на контакте с водоупорами в виде желтых гидроксидов железа, а в рудной зоне в виде сульфидов (см. ниже). Красноцветные породы в зоне контакта с белесыми породами меняют свою окраску на желтую. За счет выгорания органического вещества, выноса железа и каолинизации сероцветные породы уже на стадии окисления подверглись осветлению с образованием пластовой зоны аргиллизации. При последующем восстановлении пород, в результате морской трансгрессии, образовались сидерит, реже хлорит, кубический пирит, свидетельствующие о том, что породы после эпигенетического окисления подверглись восстановлению. Следы бывшего окисления сохранились в виде реликтов в прослоях слабопроницаемых пород и микротрещинах в минералах.

Развитие гидроксидов железа в виде псевдоморфоз по железосодержащим минералам эпигенетического восстановления позволяет предположить, что процесс восстановления зоны окисления прерывался кратковременным повторным окислением.

В настоящее время по гидрогеохимическим показателям на месторождении наблюдается слабовосстановительная геохимическая обстановка.

Минералого-геохимические особенности руд, их уникальность, новые минералы сурьмы

Руды Центрального, Уксянского и Устьукянского участков Далматовского месторождения на всех участках практически сходны. Большая их часть приурочена к сероцветным породам с углистым веществом. Оруденелые породы Центрального участка, включая балансовое и забалансовое оруденение, образуют единую рудную залежь, которая в разрезе охватывает отложения первого и второго ритмов, имеет пластообразную изогнутую форму. Рудная залежь располагается между обеленными и неизменными сероцветными породами. При оконтуривании балансового оруденения она распадается на ряд рудных тел, разобщенных участками с забалансовым оруденением. Наиболее богатые руды располагаются на границе с белесыми породами. По мере удаления от белесых пород содержания урана постепенно снижаются. Приминительно к данному месторождению условно выделены и отдельно изучены богатые (рядовые) ($C_u > 0.06\%$), бедные ($C_u 0.03-0.06\%$) и убогие ($C_u 0.01-0.03\%$) руды [65, 68]. Изучение вещественного состава руд осуществлялось И.Н.Реутиной и А.Б.Халезовым.

Выделение их имеет в основном минералогическое и генетическое значение, но не практическое. Это объясняется тем, что в одном рудном пересечении (одном водоносном горизонте) белесые и серые породы, а, следовательно, и руды с разным содержанием урана могут чередоваться неоднократно, что делает их селективную отработку в большинстве случаев невозможной. Кроме того, дифференциация руд по содержанию урана не везде хорошо проявлена, богатые руды нередко отсутствуют или представлены единичными пробами. Однако для Центральной рудной залежи такое выделение руд имеет, как будет показано ниже, и практическое значение.

Б о г а т ы е (р я д о в ы е) р у д ы . Цвет руд темно-серый, серый, светло-серый, на границе с зоной белесых пород почти белесый. Распределение урана неравномерное, текстура руд пятнистая, вкрапленная, тонковкрапленная до дисперсной. Обычно наблюдаются сочетания указанных текстур, что хорошо видно на радиографиях, где на фоне вуалеобразного потемнения пленки, приуроченного к цементу, отмечаются точки и пятна, фиксирующие более высокие концентрации урана (см. прил., фото б).

В рядовых рудах более 95% урана находится в собственной минеральной форме в виде оксидов урана и коффинита. Количественные соотношения между этими минералами сильно варьируют даже в одном рудном пересечении. В рудах с содержанием урана выше 0.3% обычно преобладают оксиды урана, но не всегда. Встречаются процентные руды, в которых заметно преобладает коффинит. В среднем оксиды урана и коффинит присутствуют в равных количествах.*

В рядовых рудах установлены две основные разновидности настурана, различающиеся по оптическим, физическим свойствам, содержанию урана и примесным компонентам, и, как правило, по морфологии и структуре выделений.

Настуран первой разновидности (настуран I) образует локальные обособленные выделения в цементе, замещает углефицированные органические остатки, обломочные зерна и развивается совместно с дисульфидами железа, другими новообразованными минералами и органическим веществом (фото 7 – 16). Настуран I обычно черного, смоляно-черного цвета, в отраженном свете серый, со слабым буроватым оттенком, изотропный, внутренние рефлексии отсутствуют. Он характеризуется однородным микростроением, относительно высокой отражательной способностью (13-16%) и микротвердостью ($M=458-668$ кгс/мм², $H_v=4.6-5.7$). Параметры решетки настурана I по данным рентгеноструктурного анализа составляют: $a=5.39-5.42\text{\AA}$ (8 определений). Очень часто по краям его выделений и по трещинам

* Диагностика оксидов урана подтверждена рентгеноструктурным анализом (17 образцов, 26 определений), на электронном микроскопе (19 образцов, 110 определений) и на рентгеноспектральном микроанализаторе (34 определения).

отмечаются просвечивающие зеленоватым цветом участки с более низкой отражательной способностью, равной 10.5%.

В настуране первой разновидности установлено высокое содержание урана: 91,2-92,5% (табл. 3) в пересчете на UO_2 и 86,82-92,8% в пересчете на U_3O_8 . Для него характерно присутствие кальция (1.5-3.2% CaO), свинца (0.11-1.3% PbO), циркония (0.7-2.9% ZrO_2), фосфора (0.4-1.3 P_2O_5), иттрия (0.1-0.2% Y_2O_3), железа (0.8-1.8 Fe_2O_3), титана (0.1-0.63% TiO_2) и ванадия (0.64-3.3% V_2O_5).

Настуран второй разновидности (настуран II) буровато-черного цвета, сажистый, матовый. В отраженном свете – серый с буроватым оттенком, в тонком срезе просвечивают зеленоватым цветом. Он характеризуется более низкими отражательной способностью ($R=9.9-10.5\%$) и микротвердостью ($H=205-286$ кгс/мм², $Ho=4.1-4.7$). Параметры кристаллической решетки настурана II несколько ниже, чем у настурана I. Они равны: $a=5.38-5.39\text{Å}$ (10 определений).

Выделения настурана II обычно тонкодисперсны. Но нередко они образуют выделения размером до 1-2 мм. Микростроение их обычно неоднородное с переменной отражательной способностью.

Настуран II нарастает на настуран I, замещает его по краям зерен и по трещинам (фото 17, 18). При интенсивном замещении сохраняются лишь реликты настурана I в настуране II. Часто отмечается зональное строение выделений настуранов, с сохранением настурана I в центральной части и постепенным или резким переходом его в настуран II, со снижением отражательной способности от 15-16% до 10%. При постепенных переходах отмечается несколько разновидностей оксидов урана с более низкой отражательной способностью, чем у настурана I, что, по-видимому, связано с гидратацией последнего. Настуран II как и настуран I часто развивается по растительным остаткам (см. прил., фото 19, 20), обломочным зернам (фото 21 – 25), глинистому цементу в ассоциации с другими новообразованиями (фото 26, 27).

Содержание урана (U_3O_8) в настуране II не превышает 86.35%. Наиболее низкие значения урана объясняются присутствием в настуране тонкодисперсных глинистых частиц цемента песчаников. Граница между настуранами I и II в поглощенных электронах на микроанализаторе не выражена, оксиды выглядят как единое выделение. В характеристическом изображении фосфора отчетливо видна граница между ними. Фосфор более характерен для настурана II, развивающегося по наиболее трещиноватым участкам в настуране I (фото 28). При этом распределение и содержание кальция в настуранах I и II одинаковые. Последнее свидетельствует о том, что фосфор не образует минеральной фазы

Таблица 3

Химический состав основных урановых минералов Далматовского месторождения

Минеральная форма	№ образца	№ зерна	UO ₂	U ₃ O ₈	PbO	CaO	P ₂ O ₅	ZrO ₂	V ₂ O ₅	TiO ₂	Y ₂ O ₃	F ₂ O ₃	S	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ
	817-50A	1	92,5		0,5	3,1	0,4	н/о	0,9	0,1	0,1	1,8	н/о	1,1	н/о	100,5
		2	92,0		0,5	3,2	0,6	н/о	0,9	0,2	0,2	1,6	н/о	0,7	н/о	99,9
		3	91,5		0,6	2,8	0,6	н/о	1,2	0,2	0,2	1,6	н/о	0,9	н/о	99,6
		1	91,2		1,3	1,5	0,3	н/о	1,7	н/о	н/о	0,1	н/о	0,7	н/о	98,0
Настуран I	305A-28	2	91,4		1,3	1,5	0,3	н/о	1,7	н/о	0,1	0,9	н/о	0,7	н/о	98,2
		1		91,7	1,1	1,5	1,2	н/о	3,0	н/о	н/о	1,0	н/о	1,0	н/о	100,5
		2		91,4	1,0	1,5	1,3	н/о	3,3	н/о	н/о	1,1	н/о	0,7	н/о	100,3
		3		92,8	0,9	1,7	1,3	н/о	3,1	н/о	н/о	1,1	н/о	0,5	н/о	101,4
	183-30	4		90,6	1,2	2,1	1,1	н/о	3,1	н/о	н/о	0,8	н/о	1,5	н/о	97,96-99,86
		1		89,09	0,26	2,90	0,4-0,9	0,7-2,1	0,64	н/о	н/о	1,56	н/о	2,21	н/о	98,06
		2		87,43	0,22	2,15	0,76	2,74	0,70	0,14	0,14	1,60	н/о	2,10	н/о	96,85-97,45
		4		86,82	0,11	1,93	0,39	2,5-2,9	0,7-0,9	0,22-0,63	0,13	1,56	н/о	2,08	н/о	93,0
Настуран II	310A-21(2)	1		85,83	н/о	2,43	2,06	0,68	н/о	0,24	0,15	0,54	н/о	1,07	н/о	91,91-93,61
		2		83,31	н/о	1,7-3,3	1,97	0,63	0,11	0,67	0,08	0,4-0,5	н/о	1,04	н/о	93,96
		3		86,35	н/о	2,97	2,04	0,74	н/о	0,15	0,14	0,54	н/о	1,03	н/о	91,35-92,15
		4		85,54	н/о	1,90	1,80	0,13	0,05	0,47	0,05	0,7-1,5	0,06	0,65	н/о	89,64
Зональные зерна	305-10(г)	1a		88,89	0,08	1,52	0,25	2,41	3,09	0,20	0,05	1,00	н/о	н/о	н/о	99,12
		3a		84,21	н/о	2,22	2,29	1,49	3,38	0,27	0,04	0,79	0,01	н/о	н/о	95,9
		3б		82,89	н/о	2,06	0,41	2,20	0,95	1,95	н/о	0,92	н/о	н/о	н/о	93,73
Настуран II в сростании с цементом породы и, возможно, коффинитом	305A-27	1		71,91	н/о	2,6	1,6	н/о	1,1	0,6	н/о	0,7	н/о	7,7-2,0	0,2-0,3	-
		2		65,88	н/о	3,0	1,3	н/о	1,0	0,4	н/о	1,1	н/о	6,0-1,7	2,2-0,2	-
		3		65,77	н/о	2,0	1,4	н/о	1,1	1,8	н/о	1,4	н/о	8,0-5,0	3,0-1,4	-
Коффинит фосфор содержащий	Технологическая проба	1		62,8-69,2	н/о	3,8-4,1	6,8-7,5	н/о	н/о	0,3	н/о	1,0	н/о	13,7-10,4	н/о	-
		2		60,3-65,4	н/о	4,5	8,1-8,7	н/о	н/о	0,4-0,8	н/о	1,7	н/о	10,8-8,7	н/о	-
		3		60,3-66,6	н/о	5,4	7,7-8,5	н/о	н/о	0,7-5,0	н/о	н/о	н/о	11,0-10,0	н/о	-
Органи-ческое вещество	817A-50	1		8,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	-
		2		3,6	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

н/об — не обнаружено, н/о — не определялось.

с кальцием. Содержание примесных компонентов в настуране II колеблется в следующих пределах: фосфора – 1.8-2.31% (P_2O_5), кальция – 1.5-3.3% (CaO), циркония – 0.13-0,74 до 1,44% (ZrO_2), ванадия (V_2O_5) – 0,05%, титана – 0,15-0.67 (TiO_2), иттрия (Y_2O_3) – 0.05-0.15%, железа – 0.31-1.5% (Fe_2O_3). Для настурана II характерно отсутствие свинца (предел обнаружения этого элемента на рентгеноспектральном анализаторе 0,05%).

Таким образом, по физическим и оптическим характеристикам, содержанию урана и примесным компонентам настураны I и II имеют заметные различия. Первый из них отличается высокими концентрациями урана и присутствием свинца. В нем часто отмечаются относительно высокие содержания циркония и ванадия. Настуран I во всех выделениях содержит меньше фосфора, чем настуран II. При замещении настурана I настураном II в последнем отмечается некоторая преемственность химического состава. Так, в настуране II, слагающем внешнюю часть зональных зерен, устанавливаются высокие содержания циркония или ванадия, нехарактерных для окисла II в самостоятельных выделениях. Но при этом в настуране II количество фосфора всегда повышенное.

Данные по изучению настуранов свидетельствуют о том, что настуран II выделялся после настурана I в несколько иной геохимической обстановке, определившей изменение состава примесных элементов. Во время отложения настурана II происходила гидратация настурана I по краевым зонам и трещинам с привнесом в эти участки фосфора. Последнее показывает, что настуран I изменялся под влиянием растворов, ответственных за образование настурана II.

При изучении образцов руд на электронном микроскопе при увеличении 10000-30000 раз было подтверждено широкое развитие в богатых рудах тонкодисперсных оксидов урана. Обнаружены их выделения глобулярной, кубической и неправильной формы, нарастающие на обломочные зерна циркона, кварца, РОВ, рассеянные в цементе породы и образующие сложные срастания с алюмосиликатами, иногда галлуазитом (см. прил., фото 29, 30).

Коффинит в рядовых рудах распространен так же широко, как и оксиды урана*. Он образует тонкие зерна или агрегаты таких зерен в цементе, развит вокруг выделений пирита и марказита, обломков кварца, циркона и других минералов, а также образует сложные срастания с оксидами урана I, II, сульфидами, эпигенетическим органическим веществом, замещает РОВ (см. прил., фото 31-33).

*Диагностика коффинита подтверждена рентгеноструктурным анализом (17 проб, из них 11 проб изучены на дифрактометре), исследованиями на электронном микроскопе (7 проб, 50 определений) и на рентгеноспектральном микроанализаторе (2 образца).

В проходящем свете коффинит зеленовато-бурого цвета, полупрозрачный. В отраженном свете серый с бурым оттенком с низкой отражательной способностью ($R=6\%$).

На электронном микроскопе при увеличении 10000-15000 раз в пелитоморфной массе породы установлены веретенообразные кристаллы коффинита, выделения колломорфной, неправильной формы, нарастание их на обломочные зерна циркона, кварца, ильменита.

Параметры решетки коффинита по данным рентгеноструктурного анализа: $a=6.94-6,96 \text{ \AA}$, что характерно для колломорфных разновидностей этого минерала содержащего примесные компоненты.

На рентгеноспектральном микроанализаторе в коффините было установлено (табл. 3): $U_3O_8 - 60.3-69.2\%$, $SiO_2 - 8.7-13.7\%$, $P_2O_5 - 6.8-8.7\%$, $CaO - 3.8-5.4\%$, $TiO_2 - 0.3-5.0\%$, $Fe_2O_3 - 1-1.7\%$. Как следует из анализа, суммарное количество фосфора и кремния в минерале равно содержанию кремния в обычном коффините.

Распределение фосфора в коффините равномерное (см. прил., фото 45). Эти данные позволяют предполагать, что фосфор входит в коффинит как примесный элемент и не образует собственной минеральной фазы. Согласно литературным данным коффинит, содержащий фосфор, отмечается на некоторых экзогенных месторождениях урана. По поведению минерала под электронным зондом (минерал прогорает) можно судить о присутствии в нем группы ОН.

Взаимоотношения коффинита с оксидами урана сложные. Он обрастает выделения настурана I (фото 34), а с настураном II и с сульфидами образует сложные сростания (фото 35-42). Это свидетельствует о более позднем его образовании по отношению к настурану I и близодновременном с настураном II. Как отмечалось выше, количественные соотношения оксидов урана и коффинита сильно варьируют. В большинстве случаев обе разновидности оксидов урана и коффинит присутствуют в рудах совместно. Но бывают исключения. Так, в одной скважине в пробах с содержанием урана 1,7-1,8% преимущественно развит настуран первой разновидности, а в другой, пробуренной в 20 м от первой, в пробах с содержанием урана 2-4% в основном развит коффинит и в меньшей степени – настуран II.

В.Т.Дубинчуком под электронным, микроскопом установлены сростки коффинита с новообразованным галлуазитом и слоистыми алюмосиликатами (см. прил., фото 43, 44), а также выделения слабонакристаллизованного алюмосиликатного вещества, содержащего уран. В тех случаях когда это вещество кристаллизуется, на его поверхности отмечаются минералы урана в частности коффинит.

Помимо оксидов урана и коффинита на электронном микроскопе методом дифракций В.Т.Дубинчуком были обнаружены браннерит и давидит, приуроченные к поверхности обломочных зерен ильменита. Можно предположить, что оба минерала изначально присутствовали в ильменитах. Однако в пелитовой части породы под электронным микроскопом были обнаружены мельчайшие шаровидные выделения (см. прил., фото 46), содержащие переменные количества урана, титана, железа и кремния (данные ЭММА). Дополнительное изучение этих образований по малоугловым дифракционным спектрам устанавливает ближний порядок, отвечающий браннериту и давидиту. Кроме того, М.В.Абрамовым на микрозонде обнаружены уран-титановые минеральные новообразования зонального строения в ассоциации с пиритом и халцедоном (см. прил., фото 47). Путем линейного сканирования установлено, что минеральное выделение размером 150x20 микрон имеет переменный химический состав: UO_2 – 26-52.8%, TiO_2 – 22-50%, Fe_2O_3 – 2,6-4,3%, P_2O_5 – 1,2-7,1%, CaO – 0,3-1,8%, SiO_2 – 1,9-4,1%. Центральная его часть характеризуется высокими содержаниями UO_2 – 50-52.8% и низкими TiO_2 – 22-31%. К краевой части зерна количество UO_2 постепенно снижается до 26%, а TiO_2 одновременно увеличивается до 50%. При этом наблюдается достаточно четкая обратная зависимость между содержаниями урана и титана и прямая корреляция урана с фосфором, кальцием и кремнием. В связи с дискретностью выделения диагностировать слагающие его минералы не удалось.

Несмотря на отсутствие четкости в определении уран-титановых новообразований, приведенные данные свидетельствуют о присутствии на месторождении уранотитанатов, несвойственных экзогенному рудообразованию и имеющих на месторождении минералогическое значение.

Еще один минерал урана, который периодически встречается в рудах – циппеит. Минерал желтоватого цвета, образует корочки, землистые выделения, радиально-лучистые агрегаты, игольчатые сростания. В свежем керне циппеит встречен не был. По-видимому, он образуется в керне на поверхности за счет окисления первичной урановой минерализации.

В рядовых рудах урановая минерализация сопровождается выделениями сульфидов, селенидов, каолинита и других новообразованных минералов. Наиболее распространены пирит, марказит, ферроселит, клаусталит, иордизит, каолинит, реже сфалерит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, блеклая руда, самородные медь и селен, монтрозейт и некоторые другие минералы.

Количество пирита и марказита в рудах значительно увеличивается по сравнению с их содержанием в сероцветных вмещающих породах. Оба минерала выделяются в нескольких морфологических разновидностях. Тонко-мелкозернистые выделения более

характерны для пирита, желваки и сферические стяжения – для марказита. Псевдоморфозы по углефицированным растительным остаткам, каемки вокруг зерен ильменита, развитие по трещинам в обломках пород кварца и других минералов в равной степени характерны как для пирита, так и марказита.

Урановая минерализация приурочена ко всем формам пирита и марказита, но тонко- и мелкозернистые их выделения связаны с урановыми минералами наиболее тесно.

Тонко-мелкозернистый пирит глобулярной, кубической, реже пентагон-додекаэдрической формы рассеян или образует стяжения совместно с оксидами урана и коффинитом в цементе породы, в эпигенетическом углеродистом веществе, нарастает на зерна ильменита, замещает РОВ. В составе пирита на микроанализаторе установлены в небольших количествах селен, кобальт, свинец, никель (табл. 4). Взаимоотношения тонко-мелкозернистого пирита с окислами урана и коффинитом свидетельствуют о близодновременном образовании этих минералов. Отмечаются случаи обрастания и замещения мелкозернистого пирита тончайшим агрегатом настурана II и коффинита. С эпигенетическим углеродистым веществом тонкозернистый пирит нередко образует концентрические выделения с чередованием зон пирита и углеродистого вещества.

Таблица 4

Химический состав ферроселита и пирита по данным микрозондового анализа (%),
обр. 305-10

Минерал	S	Fe	Co	Ni	As	Se	Pb	Сумма
Ферроселит	1,0	26,6	0,1	0,2	0,3	72,1	-	100,3
Тоже	3,1	26,9	0,5	1,3	0,3	68,2	-	100,3
->-	2,7	26,4	0,4	0,5	0,3	69,9	-	100,3
->-	2,9	26,1	0,6	0,9	0,3	68,0	-	98,8
->-	3,3	26,4	0,5	1,0	0,3	66,5	-	98,0
Пирит	47,1	42,8	0,1	0,1	н/обн	7,8	0,4	98,3
Тоже	50,6	43,4	0,1	0,1	-	1,9	0,4	96,7
->-	48,8	42,5	0,1	0,1	-	6,4	0,4	98,3
->-	48,8	42,9	0,1	0,1	-	5,3	0,4	97,6

Мелкозернистый марказит распространен достаточно широко. Он образует четковидные кристаллы размером в сотые доли миллиметра, рассеянные в цементе породы, срастания с тонко-мелкозернистым пиритом, замещает РОВ. Отмечаются нарастания мелких кубиков пирита на зерна марказита. Взаимоотношения марказита с выделениями оксидов урана и коффинита свидетельствуют о близодновременном образовании мелкозернистого марказита, минералов урана и тонко-мелкозернистого пирита.

Минералы селена представлены ферроселитом и клаусталитом. Ферроселит желтого цвета часто с буровато-красноватой побегалостью за счет окисления. В отраженном свете желтовато- или розовато-кремового цвета. Отражательная способность

ферроселита около 50%, характерна сильная анизотропия с цветными эффектами. Диагностика ферроселита подтверждена рентгеноструктурным и электронно-микроскопическими исследованиями.

Ферроселит образует призматические, игольчатые кристаллы размером до 1-2 мм (см. прил., фото 14, 15, 38). На электронном микроскопе при увеличении в 10-60 тыс. раз установлены игольчатые, удлинненно-призматические сноповидные, плоско-таблитчатые и столбчатые кристаллы с вертикальной штриховкой на гранях, розетковидные, иногда трубчатые (см. прил., фото 48, 49).

Состав ферроселита и распределение в нем примесных компонентов изучались на рентгеноспектральном микроанализаторе (см. табл. 4). В качестве примесных компонентов в ферроселите установлены кобальт, мышьяк, никель, сера, причем высокие содержания серы (2.7-3.3%) характерны для призматических кристаллов ферроселита. В игольчатых и копьевидных кристаллах ферроселита содержание серы 1% и ниже. В последних содержания Ni и Co меньше, а Fe больше. На основании этого предположительно выделяются две разновидности ферроселита.

Ферроселит рассеян в цементе породы, нарастает на обломочные зерна, развивается по трещинкам в них, замещает унифицированные растительные остатки. Он развивается совместно с тонко-мелкозернистым пиритом, окислами урана, коффинитом, эпигенетическим углеродистым веществом, каолинитом. На электронном микроанализаторе выявлены тонкие иголки ферроселита в пирите.

Клаусталит (PbSe) встречается редко (диагностирован на микроанализаторе). Выделяется обычно в настуране П.

Самородный селен обнаружен в единичных выделениях.

В шлифах С.Ю.Лалетиным и М.В.Абрамовым был обнаружен и изучен минерал, который по своим характеристикам: высокая, равная антимониту отражательная способность, сильное двуотражение, анизотропность, низкая твердость (51-137 кгс/мм²) был диагностирован как антимонит.

Минерал представляет собой изометричные или неправильной формы выделения цементирующие кварцевые зерна, тесно ассоциирующие с новообразованным каолинитом, выполняют поря углефицированных растительных остатков.

Исследования позволяют сделать вывод, что изученный материал представляет собой минеральный ряд сульфоселенидов сурьмы, где селен и сера находятся в различных соотношениях. Изоморфизм селена и серы хорошо известен. Настоящими исследованиями выявлены три члена этого минерального ряда: с содержанием селена порядка 40-45%, 20-

25% и менее 10%. Крайними членами этого ряда, по-видимому, должны быть чистый антимонит – Sb_2S_3 и чистый Sb_2Se_3 .

Химическим анализом и микрозондовыми исследованиями установлено, что элементный состав минералов отвечает формуле $Sb_2(Se, S)_3$ причем содержание сурьмы в них относительно постоянно, различаются они по содержанию селена и серы. В литературе соединения такого состава не встречены.

Галенит встречается обычно в настуране первой разновидности в виде тонкой равномерной вкрапленности. Размер выделений 3-5 микрон (диагностирован на микроанализаторе). В составе галенита обнаружено незначительное присутствие селена (до 8%). Изоморфное замещение серы и селена в галените описаны в литературе.

Сфалерит распространен достаточно широко (см. прил., фото 13). В проходящем свете он бесцветный, полупрозрачный, с сильным двупреломлением, высокими цветами интерференции. В отраженном свете светло-серый, изотропный, со светлыми белесыми внутренними рефлексами. Размер зерен сфалерита – сотые-десятые доли миллиметра. Форма зерен в основном неправильная, реже пластинчатая, иногда отмечаются округло-полигональные зазубренные выделения. Размеры кристаллической решетки сфалерита: $a=5,43\pm 0,01\text{Å}$, отражательная способность $R=16,9\%$. Сфалерит развит преимущественно совместно с оксидами урана первой разновидности. Возрастные взаимоотношения его с оксидами обычно неясны. В некоторых случаях сфалерит развивается по микротрещинам в настуране I, что свидетельствует, по-видимому, о близодновременном, но несколько более позднем образовании сфалерита по отношению к окислу I.

Иордизит – характерный минерал для относительно богатых руд. Он сосредоточен в основном в глинистом цементе. Диагностика иордизита проведена на электронном микроскопе, где неоднократно были получены микродифракционные картины молибденита. При окислении иордизита на воздухе образуется водорастворимый ильземанит, окрашивающий породу в голубой цвет.

Халькопирит встречается редко. Он образует рассеянные в цементе мелкие зерна неправильной формы, размером в сотые доли миллиметра. Иногда он совместно с мелкозернистым пиритом образует густую вкрапленность и скопления. В единичных случаях халькопирит нарастает на кубические зерна пирита, замещает редкие пластинки самородной меди, отмечается совместно с урановыми минералами и эпигенетическим углеродистым веществом.

Арсенопирит встречается редко, обычно в сростках с мелкозернистым пиритом. Выделения его, как правило, неправильной формы, но иногда он образует характерные

псевдоромбовидные сростания. Арсенопирит в отраженном свете белый с очень слабым кремовым оттенком, с цветными эффектами анизотропии и двуотраженнем.

Редко встречающийся монтрозеит был диагностирован на рентгеноспектральном микроанализаторе М.В. Абрамовым. Минерал черного цвета. Выделения его размером до 0,3 мм имеют неправильную уплощенную форму. Исследованием на микрозонде в составе минерала установлены ванадий (43%) и железо (39%), распределение которых в пределах изучаемого выделения равномерное, а также присутствие примесных компонентов: фосфора -0.2% и кремния – 0,2%.

Минералы титана. Наряду с обломочными минералами титана (ильменитом, титано-магнетитом, ульвопшинелью) в рудах отмечаются постседиментационные минералы титана – лейкоксен, рутил, анатаз.

Практически все обломочные зерна ильменита претерпели изменения: от самых незначительных с образованием гидратированного ильменита (черного цвета с металлическим блеском) до интенсивно лейкоксенизированных разновидностей и собственно лейкоксенов розовато-бурого цвета со стекляннным блеском, сохраняющих первоначальную толстотаблитчатую и пластинчатую форму ильменитов. Образование лейкоксена отмечается также по спайности в слюдах, между чешуйками каолинита в цементе. Ко всем проявлениям лейкоксена приурочены высокие и повышенные концентрации урана, а к многим из них – выделения оксидов урана и коффинита (см. прил., фото 1, 50, 51, 52).

Анатаз и рутил обычно отмечаются в качестве вторичных продуктов в агрегате лейкоксена. Рутил образует тонкие пластинчатые, игольчатые кристаллы размером в тысячные доли миллиметра, их сростания. Для анатаза характерны дипирамидальные кристаллы, их сростания, реже он выделяется в органическом веществе, подчеркивая его клетчатое строение, иногда вместе с тонко-мелкозернистым пиритом, ферроселитом и минералами урана (см. прил., фото 16, 53, 54).

Минералы рения не установлены. Значительная его часть концентрируется в обломках углефицированного органического вещества и в тонких фракциях руд. Поиски рениевых или ренийсодержащих минералов положительных результатов не дали, что, очевидно, связано с чрезвычайной тонкодисперсностью их выделений. Возможно, что в рудах Далматовского месторождения рений, как и молибден, находится в форме сульфида (ReS_2) образующего в рудах неполирующуюся сажистую тонкодисперсную вкрапленность, и сорбированной форме на РОВ.

Встречается новообразованный апатит. Особенно часто он отмечается на Уксянском участке, где местами образует цемент в оруденелом песчанике.

В рудах отмечается развитие двух разновидностей эпигенетического каолинита.

К первой разновидности относится крупночешуйчатый каолинит с размером чешуек до 1-2 мм, образующий псевдоморфозы по обломочным слюдыстым минералам. Количество такого каолинита находится в прямой зависимости от обогащенности отдельных прослоев породы обломочным слюдыстым материалом. Однако встречаются и самостоятельные его выделения. Морфология и строение указанных скоплений каолинита свидетельствуют о его постседиментационном образовании.

Вторая разновидность – тонкочешуйчатый каолинит, образующий выделения размером до нескольких миллиметров, состоящие из плотно прилегающих друг к другу мелких чешуек каолинита. По-видимому, на этих участках цемент породы, который представлен каолинит-гидрослюдыстым материалом, полностью замещен агрегатом тонкочешуйчатого каолинита. К выделениям каолинита приурочены скопления тонко-мелкозернистого пирита, марказита, ферроселита, коффинита, оксидов урана. Вместе с тонкочешуйчатым каолинитом в редких случаях встречается тонкозернистый халцедон и светло-зеленый тонкочешуйчатый хлорит которые как бы прорастают каолинит или образуют в нем небольшие обособленные участки.

Кроме каолинита в рудах встречаются выделения монтмориллонита (минерал диагностирован по данным ИКС и рентгеноструктурного анализа.).

Сидерит встречается очень редко, образует мелкие – до 1-2 мм – ромбовидные кристаллы, иногда ассоциирует с хлоритом. Урановая минерализация с ним обычно не связана. Только на Уксянском участке отмечается карбонат (сидерит?) в ассоциации с минералами урана (см. прил., фото 42).

Встречается мелкозернистый халцедон белого цвета в довольно крупных выделениях, достигающих 0,5 см. Часто зерна ничем не сцементированы, и агрегат халцедона легко рассыпается.

Для руд характерны повышенные содержания молибдена (до 0.5%), селена (до 1.5%) и рения (до 0.00542%). Их средние содержания по рудным интервалам значительно ниже. Для молибдена и селена они составляют сотые процента и ниже. В рудах с $C_u < 0,06-0,1\%$, средние содержания молибдена составляют 0,0185%, селена 0,0032%. В рудах с $C_u > 0,1\%$ среднее содержание молибдена достигает 0,0716%, а селена 0,0858%. Среднее содержание рения в рудах с $C_u > 0,1\%$ составляет $11,65 \cdot 10^{-5} \%$ ($n=54$). При подсчете парных коэффициентов корреляций по большому количеству проб устанавливается прямая корреляция урана с селеном ($k=0.84$, $n=196$), урана с молибденом ($k=0.79$, $n=80$) и рением ($k=0.54$, $n=113$), молибдена с рением ($k=0.88$, $n=79$). Относительно богатые руды

характеризуются несколько повышенным содержанием фосфора (0.05-0.2% P_2O_5) в сравнении с таковым в неизмененных сероцветных породах (<0,04%). Связь фосфора с ураном доказана обнаружением его в оксидах урана и коффините. Коэффициент корреляции между ними в богатых рудах высокий ($k=0.92$, $n=27$, рис. 9).

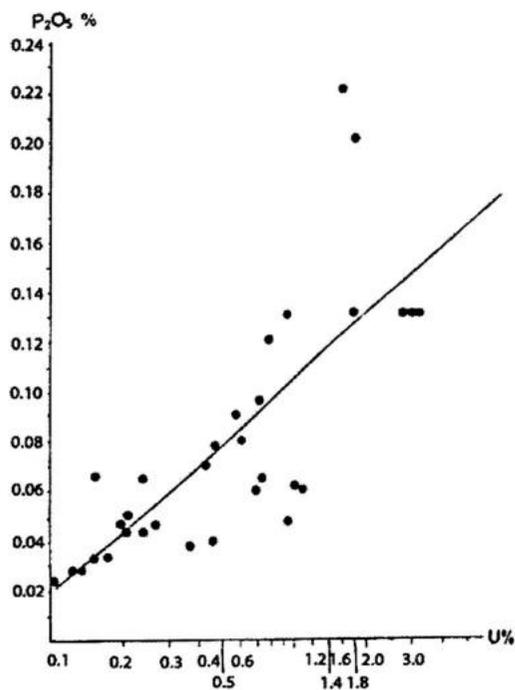


Рис. 9

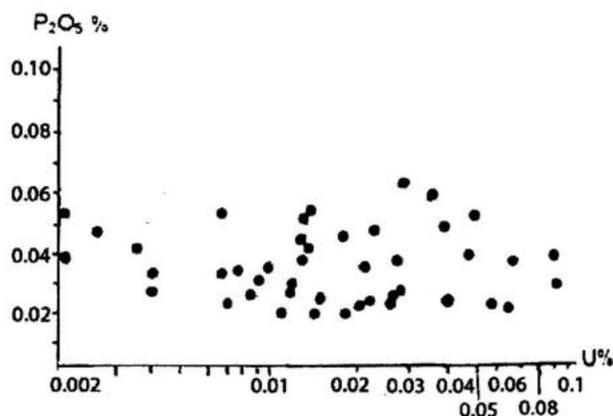


Рис. 10

Рис. 9, 10. Графики зависимости содержаний фосфора и урана в рудах с $C_u > 0.1\%$ (7) и $C_u < 0.1\%$ (8) по А.Б.Халезову

В рядовых рудах по данным спектральных полуколичественных и рентгеноспектральных анализов часто отмечаются повышенные содержания цинка, никеля, ванадия, иттрия (0.0n%), циркония (0.035-0.037), бериллия (0.000n%) и других элементов (табл. 5). Эпизодически встречаются повышенные содержания мышьяка и сурьмы, достигающие сотых долей процента, обусловленные присутствием редких мелких выделений арсенопирита, антимонита, блеклых руд и мышьяка в ферроселите.

Химический состав руд приведен в табл. 6. Из данных таблицы видно, что руды относятся к алюмосиликатному типу – SiO_2 около 70-85%, Al_2O_3 6,6-23.7%. Руды бескарбонатны – количество $CO_2 < 0.2\%$. В сравнении с вмещающими сероцветными породами они обычно отличаются повышенным содержанием сульфидной серы, составляющим около 0.74-2.24% ($S_{\text{сульфидная}} = S_{\text{общ}} - SO_3$) и общего железа до 3.1%, значительная часть которого находится в виде дисульфидов. Количество $C_{\text{орг}}$ колеблется в широких пределах – от первых десятых процента до нескольких процентов. Средние же содержания его в богатых рудах составляет около 1%. Зависимость между содержаниями урана и $C_{\text{орг}}$ отсутствует (рис. 11).

Таблица 5

Геохимическая характеристика руд Далматовского месторождения по данным полуколичественных спектральных анализов
(даны среднеарифметические значения в процентах)

Содержание урана в руде, %	Элементы		Cu, $\cdot 10^{-3}$	Pb, $\cdot 10^{-3}$	Zn, $\cdot 10^{-3}$	Mo, $\cdot 10^{-4}$	Cr, $\cdot 10^{-2}$	V, $\cdot 10^{-3}$	Ni, $\cdot 10^{-3}$	Co, $\cdot 10^{-4}$	Be, $\cdot 10^{-4}$	Sc, $\cdot 10^{-4}$	Nb, $\cdot 10^{-3}$	Ga, $\cdot 10^{-1}$	Ti, $\cdot 10^{-1}$	Y, $\cdot 10^{-2}$	Zr, $\cdot 10^{-2}$	La, $\cdot 10^{-3}$	Кол-во анализов
	Породы	Породы																	
0,005-0,01	Песчаные и песчано-гравийные породы	Алевриты	3,2	1,9		4,0	2,0	13,8	5,8	20,0	4,9	14,6	2,0	1,2	6,0	2,0	3,0	3,8	88
		Глины	4,2	3,0	25,8	6,0	2,0	11,0	5,0	30,0	5,9	14,2	1,8	1,5	6,5	3,1	2,8	4,2	
0,01-0,03	Песчаные и песчано-гравийные породы	Алевриты	5,6	2,5	15	54	5,2	8,7	6,3	19,7	3,3	9,7	2,6	1,0	6,0	3,2	3,3	3,4	188
		Глины	5,3	2,7	41,9	43,2	2,0	13,4	5,8	30,0	5,0	13,0	1,8	1,3	6,0	4,0	3,1	4,5	
0,03-0,06	Песчаные и песчано-гравийные породы	Алевриты	4,4	2,0		65,8	2,3	12,7	4,6	18,0	4,5	13,3	2,0	1,4	6,4	2,5	2,8	3,5	39
		Глины	5,3	2,6	24	116	3,4	20,1	9,1	32	3,5	11,5	2,0	1,2	6,0	2,4	3,6	3,6	
0,06-0,1	Песчаные и песчано-гравийные породы	Алевриты	4,3	2,8	53,3	185,0	4,5	18,8	6,8	24,9	4,4	11,6	2,0	1,0	5,3	2,6	3,7	3,3	23
		Глины	5,3	6,3	73,6	716	4,5	32,0	23,7	75,2	4,8	12	1,6	0,7	4,3	3,5	3,5	3,3	
$\geq 0,1$	Песчаные и песчано-гравийные породы																		61

Сравнительная геохимическая характеристика руд Далматовского месторождения по данным Рентгеноспектральных и химических анализов (среднеарифметические значения даны в %)

Классы руд	Элементы		SiO ₂	MgO	CaO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe _{общ}	S _{сфл}	SO ₃	CO ₂	Кол-во анализов
	Рудо-вмещающие породы	S _{орг}													
0,005-0,01%	Гравелиты	0,32	86,8	0,25	0,18	0,51	0,02	0,09	0,3	<0,04	1,47	0,55	<0,1	<0,2	14
	Песчано-гравийные	0,44 (10)*	82,5	<0,2	0,04	0,55	0,02	0,06	0,04	<0,04	1,43 (19)	0,54 (19)	<0,1	<0,02	16
	Песчаники	0,58 (44)	81,0	0,21	0,04	0,72	0,02	0,11	0,58	<0,04	1,61 (58)	0,46 (27)	<0,1	<0,2	55
	Алевролиты	0,44 (8)	64,3	0,43	0,1	1,17	0,05	0,16	0,99	<0,04	1,7 (18)	0,54 (24)	<0,1	<0,02	19
≥0,01-0,03%	Глины	0,68 (4)	64,1	<0,2	0,15	1,56	0,02	0,21	1,08	<0,04	1,36	0,25	<0,1	<0,2	15
	Песчаники	0,79 (60)	77,2	<0,2	0,09	0,91	0,02	0,1	0,67	0,03	2,0	0,71	<0,1	<0,2	129
	Глины	0,43	64,8	<0,2	0,12	1,3	0,02	0,2	1,04	<0,04	1,89	0,61	<0,1	<0,2	10
>0,03-0,06%	Гравелиты	-	85,42	<0,2	0,08	0,41	0,02	0,16	0,33	<0,04	2,87	1,48	<0,1	<0,2	10
	Песчано-гравийные	1,37	83,55	<0,2	0,09	0,58	0,02	0,1	0,56	<0,04	1,76	0,6	<0,1	<0,2	10
	Песчаники	1,19	79,82	0,37	0,016	0,62	0,02	0,12	0,78	<0,04	2,33	0,74	<0,1	<0,2	10
	Алевролиты	0,21	71,26	<0,2	0,13	1,42	0,02	0,18	0,79	<0,04	1,35	0,28	<0,1	<0,2	10
>0,06-0,1%	Глины	0,43	61,69	0,33	0,18	1,6	0,02	0,3	1,01	0,058	1,65	<0,1	<0,2	<0,02	10
	Гравелиты	1,68	84,9	0,39	0,07	0,55	0,02	0,09	0,26	<0,04	3,11	0,74	<0,1	<0,2	14
	Песчаники	0,9	74,6	0,4	0,07	1,1	0,02	0,13	0,74	<0,04	2,86	1,45	<0,1	<0,02	12
>0,1%	Песчано-гравийные	0,65 (20)	80,7	<0,2	0,14	0,63	0,02	0,14	0,56	0,16	2,93	1,32	<0,1	<0,2	29
	Песчаники	0,32 (5)	80,46	<0,2	0,06	0,77	0,02	0,19	1,0	0,15	3,08 (9)	2,24	<0,1	<0,2	13
	Глины	0,84	69,49	0,26	0,16	1,29	0,02	0,27	1,63	0,05	1,52	0,18	<0,1	<0,2	10

* - количество анализов S_{орг}.

Б е д н ы е р у д ы . Для бедных руд характерна тонкодисперсная, тонковкрашенная, реже пятнистая текстура. Урановая минерализация приурочена к скоплениям пирита, марказита, обломкам растительного органического вещества (РОВ), лейкоксенизированного ильменита, выделениям углеродистого вещества, лейкоксена и каолинит-гидрослюдистому цементу пород. В последнем случае урановая минерализация также в основном приурочена к мельчайшим частицам РОВ, зернам лейкоксенизированного ильменита, сгусткам лейкоксена, развитым между чешуйками каолинита и гидрослюды. В целом, к лейкоксенизированному ильмениту и лейкоксену приурочено до 25-30% урана. Минералы урана трудно диагностировать в связи с их тонкодисперсностью. Когда надежная диагностика урановых минералов была возможна, определялись коффинит и оксиды урана.

По данным электронно-микроскопических исследований минеральная форма урана в бедных рудах в основном представлена коффинитом. Из 20-ти определений урановых минералов в 18 случаях был установлен коффинит и только в 2 случаях – оксиды урана.

Из сопутствующей минерализации широко развиты пирит и марказит. Редко встречаются иордизит, халькопирит, самородная медь. Лейкоксен распространен широко. Однако степень лейкоксенизации обломочных ильменитов меньше, чем в богатых рудах. Из других минеральных новообразований установлены каолинит, хлорит, сидерит.

Бедные руды алюмосиликатного состава бескарбонатны, характеризуются нередко повышенным, в сравнении с фоном, но более низкими чем в богатых рудах, содержанием сульфидной серы и железа (табл. 6).

В отличие от рядовых бедные руды, как правило, не содержат высоких концентраций молибдена, селена, рения.

Количество углеродистого вещества (Сорг) изменяется в широких пределах – от десятых долей процента до нескольких процентов в зависимости от литологического состава пород и не определяет содержания урана. Средние значения Сорг по литологическим типам руд колеблются от 0,21 до 1,37%. Корреляция урана с фосфором, характерная для относительно богатых руд, в бедных рудах не выявляется, что, возможно, обусловлено низкой чувствительностью анализа на фосфор в сравнении с ураном. В результате этого незначительное увеличение фосфора, связанное с урановой минерализацией, анализами не фиксировалось (рис. 10).

По данным спектральных полуколичественных анализов в рядовых рудах отмечаются повышенные содержания цинка, никеля, кобальта, ванадия, бериллия, циркония и некоторых других элементов. Среднее их значение ниже, чем в богатых рудах с $C_{\Sigma} \geq 0,1\%$ (табл. 5).

У б о г и е р у д ы . Убогие руды характеризуются тонкодисперсной и тонковкрапленной текстурой. На f-радиографиях хорошо видно, что черные сгущения треков приурочены к ильмениту, лейкоксену и РОВ на фоне единичных треков над цементом (см. прил., фото 50, 51, 52, 55).

Изучение распределения урана в тонких фракциях на f-радиографиях также показало, что основным концентратором урана в них являются мельчайшие обломки лейкоксенизированного ильменита, РОВ, тончайшие выделения лейкоксена в обломках слюд. Часть урана приурочена к глинистым минералам.

По данным нейтронно-активационного анализа и изучения f-радиографий среднее содержание урана в ильменитах-лейкоксенах из бедных руд достигает 0.56-0.87%. Оно существенно колеблется в зависимости от степени их лейкоксенизации даже в пределах одной пробы. Так, содержание урана в ильмените составляет 0,66%, а в лейкоксенизированном ильмените – 1,16%. Это, вероятно, объясняется тем, что с увеличением степени лейкоксенизации в обломочном ильмените увеличивается внутреннее поровое пространство, где и накапливается уран. Среднее содержание урана в ильмените и лейкоксене возрастает с увеличением содержания урана в пробе.

В углефицированных растительных остатках содержание урана значительно ниже, чем в лейкоксенизированном ильмените и лейкоксене. Оно достигает всего 0.01-0.03%. В мелких и удлиненных растительных обломках распределение урана обычно равномерное. В обломках относительно большого размера (0,5 мм) уран распределен неравномерно. Максимальные концентрации его тяготеют к их краевым частям.

В участках цемента породы, пропитанных гумусовым веществом, содержания урана в несколько раз выше, чем в цементе без гумусового вещества.

Таким образом, основные концентраторы урановой минерализации в убогих рудах – лейкоксен, ильменит, органическое и глинистое вещество.

Форма нахождения урана в убогих рудах изучалась на электронном микроскопе методами одноступенчатых угольных реплик, суспензий и электронно-микроскопической автордиографии. Диагностика минералов проводилась по микродифракционным картинам (МДК) и уточнялась с помощью рентгеноспектрального анализа на ЭММА.

Особый интерес представляли зерна лейкоксена и лейкоксенизированного ильменита, концентрирующие в себе в целом до 45% урана от его количества в пробе.

Методом электронной микроскопии выявлена неоднородность внутреннего строения и состава этих зерен. Наряду с микродифракционными картинами ильменита, рутила, анатаза, гетита, шпинели встречаются участки вещества с гладкой слабоволнистой стекловидной

поверхностью, не дающие микрофракционной картины. По данным ЭММА в составе этого вещества преобладает титан, в подчиненном, но большом количестве присутствует уран. На многих зернах ильменита подобное вещество образует «футляр», оболочку. По трещинкам в порах ильменита и лейкоксена отмечаются пленочные образования коффинита, слоистые алюмосиликаты в виде чешуек и трубочек (глинистые минералы, галлуазит). Среди слоистых алюмосиликатов обнаружены единичные хлопьевидные выделения плохо раскристаллизованного тонкодисперсного оксида урана.

Поверхность зерен ильменита-лейкоксена часто покрыта корочкой из чешуек слоистых алюмосиликатов, среди которых присутствуют урансодержащие веретеновидные выделения размером до 0,3 мкм, по-видимому, являющиеся коффинитом. Кроме того, в сростании со слоистыми алюмосиликатами предположительно установлен нингиоит.

Браннерита и давидита в связи с ильменитом и лейкоксеном не выявлено.

Незначительная доля содержащегося в цементе урана сорбирована отдельными листочками слюдистых силикатов.

Из сопутствующей минерализации в убогих рудах в основном развиты пирит и марказит, но количество их заметно ниже, чем в богатых и рядовых рудах. Пирит образует рассеянную вкрапленность. Иногда встречается совместно с арсенопиритом. Марказит развит в виде стяжений, редко в ассоциации с пиритом. В единичных случаях отмечаются мелкие выделения эпигенетического углеродистого вещества.

Учитывая, что в убогих рудах до 45% урана связано с ильменитами-лейкоксенами, были проведены специальные исследования по извлечению из них урана. В результате установлено, что извлечение урана из ильменитов-лейкоксенов убогих руд составляет 35%.

Другим важным фактором, препятствующим извлечению урана из бедных и убогих руд, может быть тесная ассоциация выделений урана и эпигенетических глинистых минералов.

Влияние указанных факторов на извлечение урана из руд способом подземного выщелачивания может возрастать при снижении содержания урана в пробах в связи с уменьшением относительной роли в общем балансе урана самостоятельных выделений урановых минералов.

Убогие руды, как и предыдущие классы руд, алюмосиликатного состава, бескарбонатные (см. табл. 6). Средние содержания $C_{орг}$ в песчаниках 0.79%, в глинах – 0.43%. Из сопутствующих элементов в повышенных количествах отмечается только молибден, содержание которого обычно колеблется в пределах тысячных долей процента, но в отдельных пробах, расположенных ближе к зоне белесых пород, достигает десятых долей процента. В среднем содержание молибдена в песчаных рудах составляет 0.0054%.

Количества сульфидной серы (0.61-0.71%), а также железа (1.89-2.0%) и других халькофильных элементов в сравнении с рядовыми и убогими рудами в целом уменьшаются, становятся близкими к фоновым, что свидетельствует о снижении степени сульфидизации пород и концентрации урана одновременно.

Геохимическая специфика убогих руд заключается в наличии прямой зависимости между содержанием урана и титана, обусловленной приуроченностью значительной части урановых минералов к выделениям лейкоксена и обломкам лейкоксенизированного ильменита. Коэффициент корреляции между ними равен 0,75 при $n=31$ (см. ниже рис. 16).

Корреляция между ураном и молибденом проявлена слабо ($k=0,32$, $n=502$).

Описанные выше сероцветные руды – богатые (рядовые), бедные и убогие – совместно составляют 90% объема всех руд. Кроме сероцветных руд на месторождении встречаются руды белесо-серого и белесого цвета, образующие постепенный переход от белесых пород к серым рудам. Содержание урана в белесых рудах колеблется в широких пределах – от сотых долей до первых процентов. Они отличаются главным образом низким содержанием органического вещества, составляющим обычно менее 0.2%, большей проявленностью новообразованного каолинита и сидерита (при среднем $CO_2 < 0.2\%$), более интенсивным преобразованием растительного органического вещества и обломочных ильменитов.

Таким образом, основными минералами урана в рудах месторождения в целом являются **оксиды урана и коффинит**. Количественные соотношения между ними изменчивы. В относительно богатых рудах оба минерала в среднем присутствуют приблизительно в равных количествах, хотя в отдельных пробах может резко преобладать тот или другой минерал. В рядовых и бедных рудах, по-видимому, преобладает коффинит.

Изменчивость минеральных форм урана и его концентраторов может повлиять на извлечение металла и обусловить некоторую геотехнологическую неоднородность руд. Например, на динамике процесса подземного извлечения урана могут сказаться количественные соотношения в руде настуранов первой и второй разновидности и коффинита, а также связь урана с лейкоксенизированным ильменитом и лейкоксеном. Отрицательная роль последнего фактора может увеличиваться одновременно со снижением содержания урана в рудах в связи с уменьшением в общем балансе урана, связанного с самостоятельными выделениями урановых минералов.

Сравнивая минеральный состав руд разных участков месторождения, следует отметить, что на Уксянском и Устьуксянском участках, как и на Центральном, оруденение развито в основном в серых породах, на границе выклинивания зоны обеленных пород. Однако на Уксянском участке оруденение в белесо-серых и белесых породах

распространено шире. Минералы урана на всех участках представлены оксидами урана и коффинитом, но настуран II и коффинит на Уксянском участке распространены шире. На Устьуксянском участке – кроме того, установлена третья разновидность оксидов – оксид III – полупрозрачный, зелено-бурый с очень низким отражением. В этой разновидности оксидов зафиксированы высокие содержания скандия – 0.1%, иттрия – 0.1%.

Из сопутствующих рудных минералов на Уксянском и Устьуксянском участках обнаружены пирит, марказит, сфалерит, галенит, ферроселит. Сфалерит на Уксянском участке представлен широко. Ферроселит встречается редко, в единичных пробах.

На этом участке отмечается сравнительно большое количество сидерита особенно в белесых, белесо-серых и относительно богатых урановых рудах. Количество CO_2 в них достигает 2-3%, средние значения по отдельным рудным пересечениям равны 0.05%, 1.37%, 1.97%. Степень каолинизации и лейкоксенизации пород на Уксянском участке выше. Каолинит в виде мелко- и крупночешуйчатых разновидностей в основном проявлен в белесых породах в зоне перехода и в рудах с относительно высоким содержанием урана.

На Уксянском участке в рудах довольно широко распространен новообразованный мелкозернистый апатит.

Завершая описание вещественного состава руд месторождения, следует остановиться на еще одном типе руд.

В правом борту Уксянского русла, ближе к его устью, в одной скважине вскрыты два рудных интервала. Верхний – по своим условиям локализации и составу руд соответствует вышеописанным в сероцветных породах. Нижний рудный интервал мощностью 8м имеет принципиальные отличия от руд верхнего интервала. Оруденение здесь приурочено к белесым породам. Содержание урана в них 0,01-0,3%. Белесые оруденелые породы лишены органического вещества, обеднены железом (<1,0%). Заключенный среди них прослой первичнокрасноцветных алевро-глинистых пород мощностью 0,5м и содержанием железа 15.7% осветлен по контактам до белесого с желтыми пятнами (см. прил., фото 56а). В его обеленной части наблюдаются выделения пирита и красных гидроксидов железа (гематита). Пирит также встречается по всему интервалу белесой оруденелой породы и в породе с первичной красноцветной окраской. Уран распространен неравномерно. Наиболее высокие концентрации его приурочены к контакту обеленных и красных пород. На фотографиях радиографии наблюдается вуалеобразное посветление над более плотными (более глинистыми) участками красноцветной породы. Основное оруденение (белые пятна на фото) приурочено к выделениям пирита и гематита среди обеленной породы (см. прил., фото 56б). По данным микроскопических исследований урановые минералы образуют тонкодисперсные

выделения, тяготеющие к пириту и новообразованному карбонату. Минералы урана представлены коффинитом и оксидами урана. Некоторое скопление урана приурочено к лейкоксенизированному ильмениту. Для оруденения этого типа характерно меньшее количество сопутствующих элементов и более низкие их содержания. Так, например, в пробах с содержанием урана 0.2% количество молибдена составляет всего 0.003%, селен и рений не установлены. На первое место в этом типе руд в качестве элемента-спутника выступает ванадий. Содержание его достигает 0.03-0.04%.

Совершенно очевидно, что оруденение в данном рудном пересечении хотя бы частично локализовано на участке осветления (восстановления) первично-красноцветных пород. Возможно, оно формировалось одновременно с их восстановлением и связано с особым рода флюидами. Однако не исключено, что оруденение накладывалось на эпигенетически или диагенетически уже восстановленные (обеленные) первично-красноцветные породы, залегающие среди сероцветной толщи, обогащенной углистым веществом, под влиянием которого они и были восстановлены. Явления подобного рода отмечаются и на других месторождениях урана палеодолинного типа (район Верхнекамской впадины и др.). Оруденение данного типа не характерно для Далматовского месторождения.

Но! Все не так просто. Свежий керн, особенно на Уксянском участке, сильно пахнет предположительно сероводородом (?).

Принимая во внимание возможную роль природных газов, пропитывающих проницаемые породы рудовмещающего горизонта, в восстановлении первично-красноцветных пород и одновременном образовании в осветленных участках уранового оруденения, последнее можно отнести к рудам типа «В», выделенных Е.М.Шмариовичем с соавторами на инфильтрационных месторождениях урана в Средней Азии.

Далматовское месторождение образовано древними инфильтрационными процессами. Формирование его происходило в течении многих миллионов лет (см. ниже). Возможно это явилось причиной образования минералов урана и других элементов в довольно крупных выделениях, позволяющих изучать их химический состав на рентгеноспектральном микроанализаторе и оптическими методами. В результате детальных минералогических исследований были установлены уникальные особенности руд, несвойственные другим месторождениям этого типа.

В окислах урана и коффините определено присутствие фосфора, циркония, иттрия, ванадия, титана. Были обнаружены браннерит и давидит, не характерные для данного типа месторождений и неизвестные ранее стекловидные выделения с переменным количеством урана ($26-52\% \text{U O}_2$) и титана ($22-50\% \text{T iO}_2$) эпигенетические выделения

лейококсена, рутила, анатаза, сульфиды многих халькофильных элементов, ферроселит, апатит, самородные селен, медь. Впервые для месторождений этого типа в шлифах обнаружены выделения сульфоселенидов сурьмы. Их изучение показало, что в рудной минеральной ассоциации присутствуют минералы сурьмы с переменным количеством серы и сурьмы, образующими изоморфный ряд, аналогов которых нет в литературе.

Органическое вещество в рудах и вмещающих породах

Углеродистое вещество в сероцветных породах и рудах представлено углистым детритом, гумусовым веществом, пропитывающим цемент породы и в виде постседиментационных выделений, а также возможно, ураноорганическими соединениями. В белесых породах реликты растительных остатков встречаются очень редко. Гумусовое вещество в виде пропитки отмечается в них на границе с рудной зоной.

Углефицированные растительные остатки по данным ИКС относятся к группе бурых углей: фюзену – витрену. Размер обломков углистого вещества обычно от десятых долей мм до 1-2 см. Значительная часть растительных остатков сохранила свое клетчатое строение. В проходящем свете углефицированное органическое вещество черное, непрозрачное, в тонких срезах иногда просвечивает красно-бурый цвет. Отражательная способность близка 5-6%. Некоторые обломки углистых остатков сажистые, не полируются.

По структурным характеристикам (данные ИКС) органическое вещество из богатых руд характеризуется большей степенью окисленности, чем в неизменных сероцветных породах. Как было показано выше углистые остатки в рудах часто сульфидизированы, замещены окислами урана и коффинитом. Постседиментационные выделения углеродистого вещества образуют сгустки неправильной формы, прерывистые линзочки в цементе, облекают выделения пирита, марказита и обломочные минералы. Это углеродистое вещество в тонком срезе бурого цвета, полупрозрачное, с отражательной способностью близкой к 6%. Очень часто в нем отмечаются выделения сульфидов, оксидов урана, коффинита и ферроселита (см. прил., фото 57). Фактически эпигенетическое углеродистое вещество является своеобразным парагенетическим спутником урановых минералов. Взаимоотношения между эпигенетическим углеродистым веществом и минералами урана указывают на их одновременное отложение. Предполагается, что источником эпигенетического углеродистого вещества являлось растительное органическое вещество, рассеянное в виде обломков в первично сероцветных неизменных породах. Спорадически отмечаются признаки их интенсивного разрушения и образование плохо полирующегося вещества в краевых частях углефицированных

растительных остатков. Иногда это вещество несколько перемещено и образует рядом с полуразрушенными обломками импрегнации глинистого цемента; здесь же наблюдаются признаки облекания этим веществом обломочных зерен. Кроме того, участки пропитывания цемента углеродистым веществом иногда образуют линзочки с признаками растительной ткани, с псевдоморфным развитием в них пирита, ферроселита, урановых минералов. Урановые минералы неравномерно рассеяны по разрушенному и перемещенному углеродистому веществу. В первом случае мелкие выделения урановых минералов вместе с ферроселитом иногда напоминают псевдоморфозы по растительным остаткам. Таким образом, устанавливается сходство во взаимоотношениях указанных минералов с углеродистым веществом, преобразованном на месте и перемещенным. Дисперсионные формы углеродистого вещества постепенно переходят в почти сплошные макровыделения твердого углеродистого вещества. Это углеродистое вещество образует сложные агрегаты с окислами урана и коффинитом. По постепенным переходам от микроучастков, сложенных в основном углеродистым веществом, к выделениям урановых минералов с незначительной примесью этого вещества, можно судить о почти одновременном их отложении.

Специфической особенностью их развития в глинистом веществе является микрizonaльность. Обычно углеродистое вещество развито в периферической и средней зонах выделений неправильной формы, а минералы урана с пиритом и ферроселитом – в центральной части средней зоны, что также указывает на одновременное их отложение. По мнению В.Ф.Пенькова описываемое эпигенетическое углеродистое вещество в известной мере похоже на твердый битум, но отличается от него по многим признакам и не является таковым. Изученное углеродистое вещество обладает более низкой отражательной способностью, меньшей микротвердостью и низким рельефом. Оно связано постепенными переходами с органическим веществом растительного происхождения и отличается от твердых битумов своим поведением в рудном процессе. В частности, оно импрегнирует глинистый цемент, но не выполняет поры, образует сложные агрегаты с урановыми минералами, дисульфидами железа и ферроселитом, с переменным количественным соотношением между ними, что не характерно для твердых битумов. Все сказанное свидетельствует о том, что описываемое эпигенетическое углеродистое вещество генетически связано с изменением растительного вещества и относится, по-видимому, к гуминовым кислотам.

Кроме описанного эпигенетического углеродистого вещества в богатых рудах, возможно, присутствуют в незначительном количестве ураноорганические соединения. Так, изучение отдельных выделений углеродистого вещества на микроанализаторе показало, что

некоторые из них имеют однородное строение, не содержат никаких минеральных включений и уран в них распределен равномерно (3,5-8,0%, см. прил., фото.58 а, б).

Образование соединений урана и углеводов, подобных ураноорганическим, могло быть обусловлено, с одной стороны, ничем не ограниченным количественным соотношением в агрегатах углеродистого вещества и минералов урана (при самых разных видах их срастания), а с другой стороны, сохранением углеродистым веществом поверхностноактивных свойств.

Корреляция между содержаниями урана и органического вещества по месторождению в целом отсутствует (рис. 11).

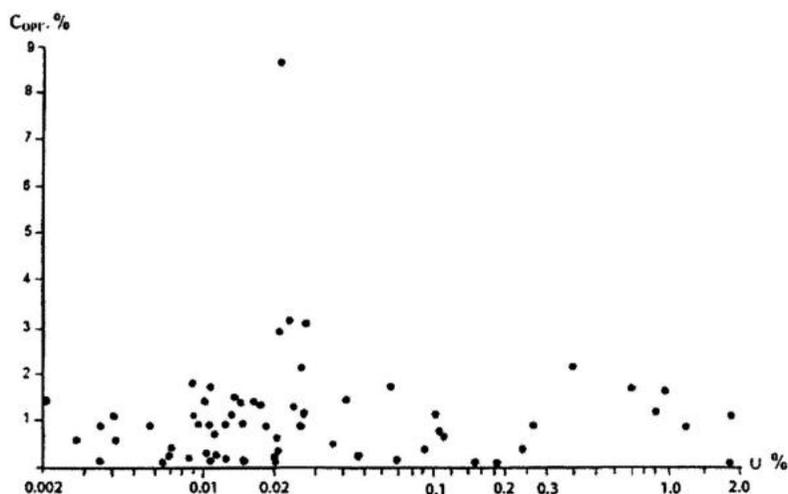


Рис. 11. График зависимости содержания урана от $C_{орг.}$ по А.Б.Халезову

На месторождениях среди первично восстановленных отложений выделяется четыре основных геохимических типа: светло-серый ($C_{орг.} \leq 0,26-0,3\%$, $Fe_{сульфид} \leq 0,22\%$, восстановительная емкость в мг $O_2/г \leq 4,4$, все средние значения), серый ($C_{орг.} \leq 1,0-1,3\%$, $Fe_{сульфид} \leq 0,6\%$, мг $O_2/г \leq 11,7$), темно-серый ($C_{орг.} \leq 1,78\%$, $Fe_{сульфид} \leq 1,48\%$, мг $O_2/г \leq 31,5$), черный ($C_{орг.} \leq 4,76-6,9\%$, $Fe_{сульфид} \leq 4,02\%$, мг $O_2/г \leq 80,0$). Коэффициент корреляции между $C_{орг.}$ и восстановительной емкостью равен 0,9. Установлено, что рудоконтролирующие зоны окисления развиваются только по палеоруслам с большой долей пород 2-го, 3-го и 4-го геохимических типов, которые обеспечивали образование резкого восстановительного барьера, определяющего интенсивное накопление урана и других элементов. Окисление пород в этом случае происходило в кислой среде, которая обуславливала каолинизацию пород и вынос железа (20-30%), что наряду с «выгоранием» органического вещества еще на этапе окисления привело к частичному осветлению пород. В палеоруслах со значительным распространением пород, обладающих высокой восстановительной емкостью (2-ой, 3-ий, 4-ый геохимические типы), после прекращения доступа кислорода сформировалась слабощелочная, близкая к глеевой, восстановительная обстановка по отношению к железу.

Она привела к восстановлению гидроокислов железа и образованию сидерита, редко пирита, хлорита, что обусловило дополнительное осветление (обеление) зоны окисления.

Таким образом, образование промышленного оруденения на выклинивании зоны окисления, восстановление и обеление ее связаны генетически между собой общим необходимым условием – высокими содержаниями органического вещества в исходных породах.

Красноцветные и желтоцветные зоны пластового окисления сохранились там, где окисление развивалось по горизонтам с преобладанием пород первого геохимического типа, характеризующихся невысокими содержаниями органического вещества и низкой восстановительной емкостью. Вследствие этих причин восстановительный барьер на выклинивании зоны окисления не отличался контрастностью, накопление металла на нем происходило вяло, а восстановление окисленных пород впоследствии не произошло.

Другое необходимое условие для формирования промышленного оруденения на выклинивании зон пластового и грунтового окисления в данном районе – наличие в области питания надежных источников урана.

Безрудное выклинивание древних ЗПО в позднеюрских речных долинах Зауралья выявлено в районе современной реки Уй в погребенной речной долине Палеоуй.

Рудоконтролирующая геохимическая зональность.

Закономерности распределения урана и других элементов

В рудах Далматовского месторождения в повышенных концентрациях присутствуют: Re, Mo, Se, Zn, Ni, Co, V, Sb, As, Hg, Sc, Y, TR, Zr, Th.

Практический интерес из них могут представлять – Re, Mo, Se, Sc, Y, TR. Первые три элемента образуют высокие концентрации, а Sc, Y и TR характеризуется невысокими содержаниями, но извлекаются совместно с ураном сернокислотным промышленным раствором. Таким образом, руды Далматовского месторождения можно считать комплексными. Однако по экономическим соображениям добыча попутных компонентов не рентабельна. По этой причине Далматовское месторождение фактически является только урановым.

Закономерности распределения элементов в рудах рассмотрены на примере Центральной рудной залежи (рис. 12, 13, 14).

Уран. Выше отмечалось, что на Далматовском месторождении установлена окислительная рудоконтролирующая зональность. Центральная рудная залежь, расположенная между древней зоной пластового окисления (зона обеления) и неизменными сероцветными породами, является закономерным членом этой зональности. От границы выклинивания зоны окисления в сторону сероцветных пород могут быть

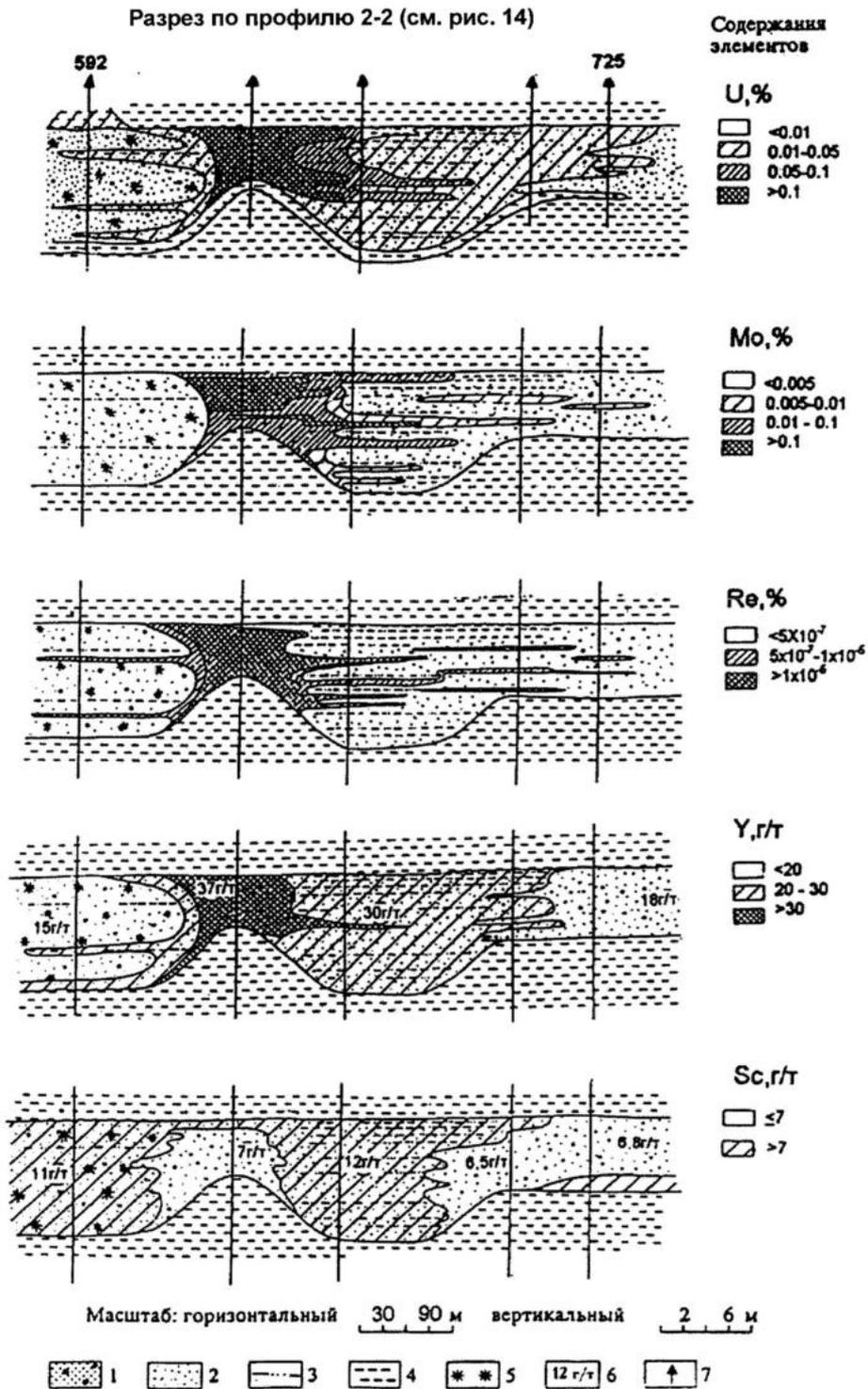


Рис. 12. Распределение U, Mo, Re, Y, Sc в профиле рудоконтролирующей зональности, по А.Б.Халезову.

1 – песчано-гравийные породы; 2 – песчаники; 3 – песчаники глинистые; 4 – глины, алевролиты; 5 – древняя восстановленная зона пластового (пластово-грунтового) окисления, представленная белыми породами; 6 – среднее содержание элемента в проницаемом горизонте по скважине; 7 – буровые скважины

Разрез по профилю 1-1 (см. рис. 14)

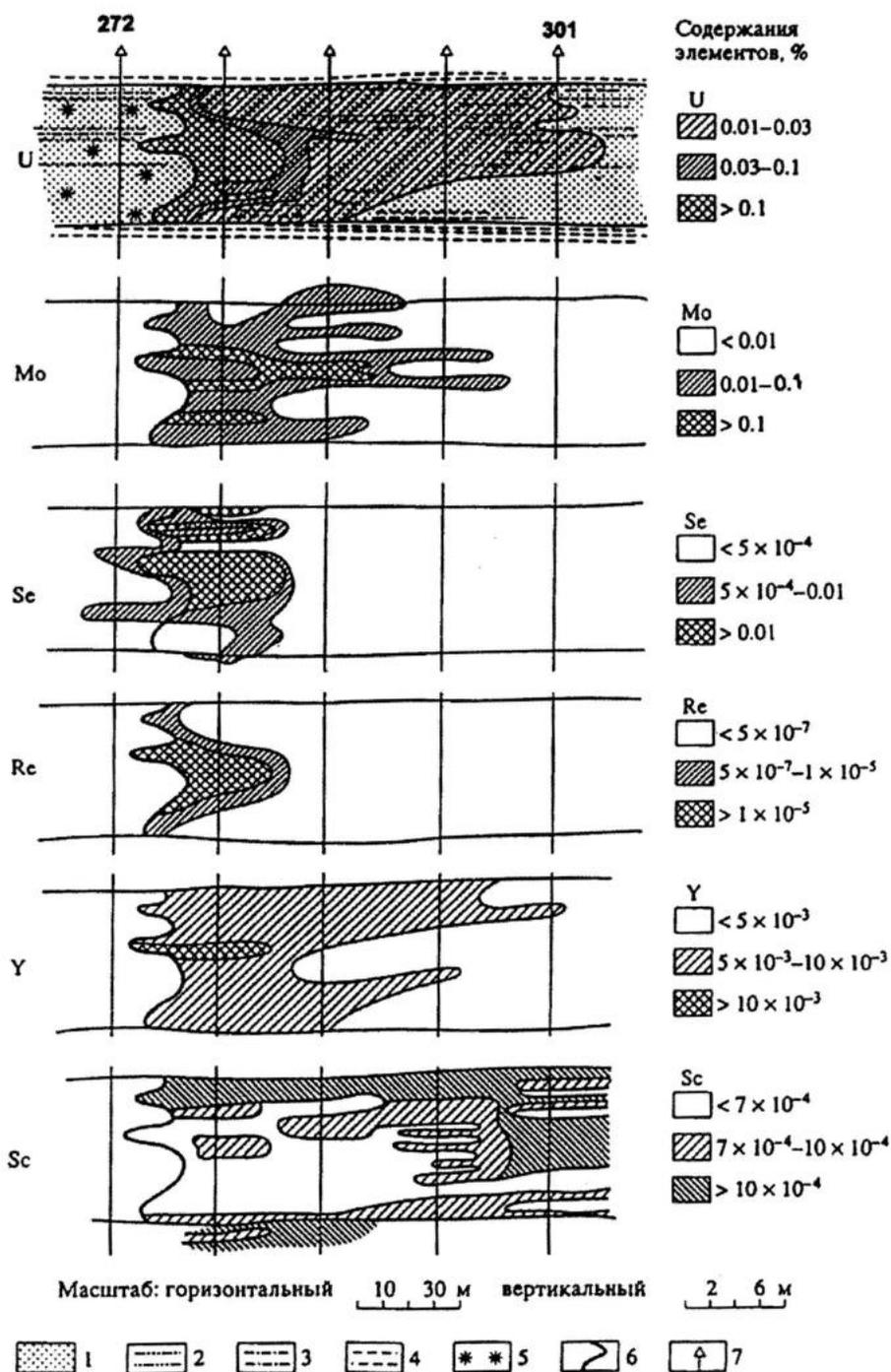
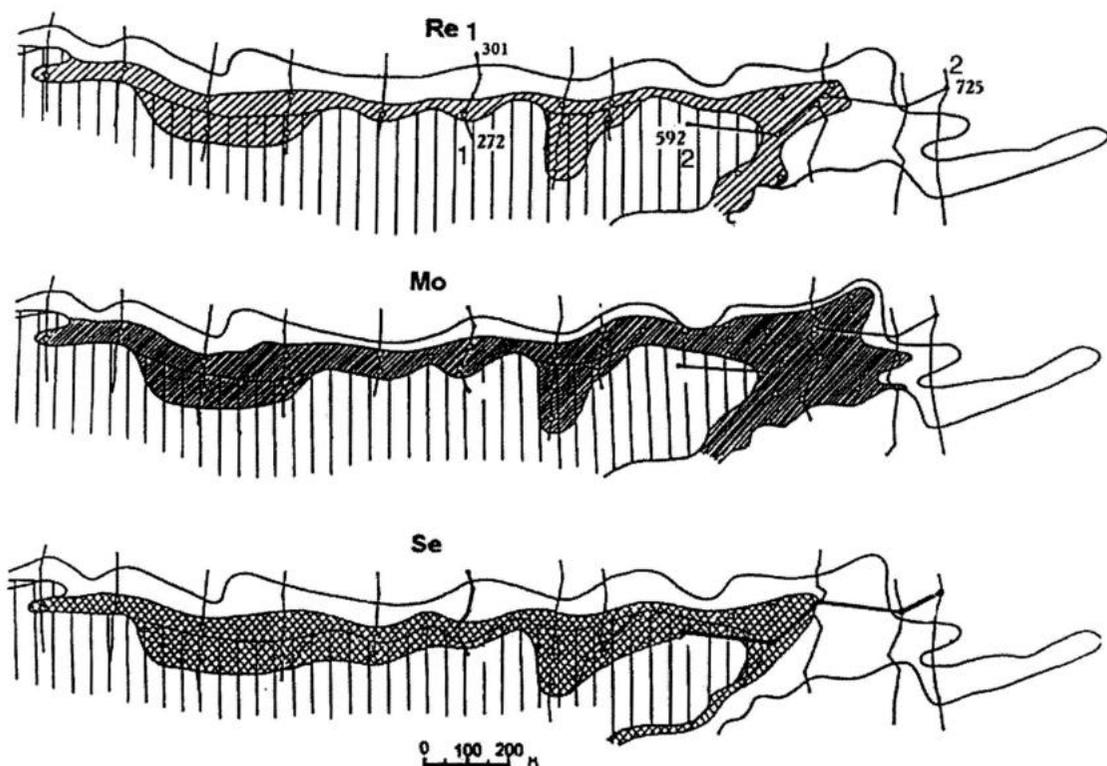


Рис. 13. Распределение U, Mo, Se, Re, Y, Sc в профиле рудоконтролирующей зональности, по А.Б.Халезову.

1 – песчаники; 2 – песчаники глинистые; 3 – алевриты песчаные; 4 – глины алевритистые; 5 – древняя восстановленная зона пластового (пластово-грунтового) окисления, представленная белыми породами; 6 – граница выклинивания зоны окисления; 7 – буровые скважины



-  Контуры Центральной залежи в плане
-  Зона аномальных содержаний Re ($\geq 0,5$ г/т)
-  Зона аномальных содержаний Mo ($\geq 0,01\%$)
-  Зона аномальных содержаний Se ($\geq 0,01\%$)
-  Профили скважин, по которым изучалось распределение в рудах Re, Mo, Se
-  Опорные минералого-геохимические профили
-  Древняя восстановленная зона окисления пластового типа (зона белесых пород)

Рис. 14. Распределение аномальных концентраций Re, Mo, Se в пределах Центральной залежи Далматовского месторождения, по А.Б. Халезову

условно выделены подзоны рядовых, бедных и убогих руд (см. выше). Постепенное снижение содержания урана в разрезе рудных тел, по мере удаления от границы обеленных пород, является общей особенностью в распределении урана на Центральном, Уксянском и Устьуксянском участках. На Центральной рудной залежи ширина подзоны относительно богатых руд колеблется от 25 до 125 м. На других участках она значительно меньше. При вертикальном контакте обеленных и серых пород мощность подзоны может измеряться всего лишь десятками сантиметров.

Рений в значительных количествах присутствует только в подзоне наиболее богатых руд. Здесь содержания его по отдельным пробам достигают 10-18 г/т. Но обычно они колеблются в пределах от сотых долей грамма до первых грамм на тонну.

Средневзвешенные содержания рения на рудный интервал мощностью 14 м достигают 1-2 г/т. Ширина рудной подзоны, обогащенной рением, колеблется от 25 до 50 м. С учетом крыльев залежей она достигает 125 м. На выклинивании зоны пластового окисления по простиранию речной долины, зона, обогащенная рением, прослеживается на 2250 м при ширине 125 м (см. рис. 12). В целом положение рениевого оруденения в пределах Центральной рудной залежи строго подчиняется рудоконтролирующей кислородной зональности и совпадает в основном с подзоной богатых (рядовых) руд по урану.

В табл. 7 приведены некоторые статистические данные по содержанию рения в профиле эпигенетической зональности и по классам содержания урана в пробах. В ней использованы результаты опробования 61 скважины. Всего учтено 868 проб со значимым содержанием рения. Из таблицы следует, что при содержании урана 0,005-0,01%, которое характеризует ореол рассеяния, рений в количестве 0,5 г/т встречается эпизодически, только в 2% проб. В рудах, с содержанием урана 0,01-0,02% и 0,02-0,04%, которые отвечают подзонам бедных и убогих руд, содержания рения 0,5 г/т встречаются чаще: в 5 и 12% проб соответственно. Средние содержания рения в них составляют 0,06 и 0,21 г/т. В рядовых рудах, которые находятся в основном непосредственно у границы выклинивания зоны окисления, средние содержания рения по классам руд колеблются от 0,41 до 5,08 г/т, возрастая с увеличением содержания урана в классе. Породы зоны окисления обычно характеризуются содержанием рения $<0,5 \cdot 10^{-7}\%$. Аналогичные закономерности распределения рения отмечаются во всех рудных телах и пересечениях Центрального, Уксянского и Устьуксянского участков.

Собственные минералы рения не обнаружены. Установлено, что рений концентрируется в углистом веществе и тонких фракциях пород, особенно во фракции $-0,1+0,01$ мм и коллоидной. Предполагается наличие сульфида рения порошкового, неполирующегося, внешне похожего на иордизит. Повышенные концентрации рения (от $13-17 \cdot 10^{-4}\%$ до $56,6 \cdot 10^{-4}\%$) обнаружены в каолинит-гидрослюдистом цементе из руд с высоким содержанием урана (1-3%). Рений с ураном имеет невысокую парную корреляцию, равную 0,54 ($n=113$), что, по-видимому, объясняется концентрацией рения в подзоне, максимально обогащенной ураном, и практически его отсутствием в подзоне бедных руд. Средние же содержания рения по классам руд прямо пропорциональны содержанию урана в классе (рис. 15).

Молибден распространен шире, чем рений. Максимальные его содержания до 1,0% обычно развиты вблизи границы выклинивания зоны окисления, в подзоне богатых руд. Здесь средневзвешенные содержания молибдена по отдельным рудным пересечениям достигают 0,04-0,07% на мощность 12-15 м. По удалению от этого контакта содержание

Таблица 7

Распределение средних содержаний рения по рудоконтролирующей зональности и классам содержания урана
(химические и нейтронно-активационные анализы)

Зоны и подзоны эпигенетической зональности	Ореол	Подзона убогих и бедных руд		Подзоны рядовых и относительно богатых руд			ЗПО
		0,01-0,02	0,02-0,04	0,04-0,06	0,06-0,4	0,4-1,0	
Классы содержания урана, %	≥0,005<0,01	258	121	41	74	25	<0,01
Количество проб в классе (шт.)	333						30
Из них с содержанием рения ≥0,5 г/г (шт./%)	6 2	14 5	14 12	12 29	26 35	15 60	- 100
Среднее содержание рения по классам, г/г	-	0,06	0,21	0,41	1,095	1,19	<0,005
Среднее содержание урана по классам, %	0,007	0,0141	0,0274	0,0476	0,1583	0,7101	0,002

Таблица 8

Распределение средних содержаний молибдена по эпигенетической зональности и классам содержания урана
(рентгеноспектральные анализы)

Зоны и подзоны эпигенетической зональности	ФОН	Ореол	Подзоны убогих и бедных руд		Подзона рядовых руд	ЗПО
			0,01-0,03	0,03-0,06		
Классы содержания урана, %	<0,005	0,005-0,01	0,01-0,03	0,03-0,06	>0,1	<0,005
Количество проб в классе	40	88	188	20	61	59
Среднее содержание молибдена по классу, %	0,00024	0,002	0,005	0,012	0,063	0,0003

молибдена постепенно снижается (см. рис. 12, 13). В плане молибденовое оруденение с концентрациями 0,01% и более образует в пределах Центральной залежи полосу, которая протягивается вдоль всей границы выклинивания ЗПО. Ширина полосы 50-250 м. Она несколько превышает ширину подзоны богатых руд с рениевым оруденением (см. рис. 14). Таким образом, распределение молибдена в Центральной рудной залежи точно соответствует положению его в эпигенетической рудоконтролирующей зональности. Средние содержания молибдена по классам содержаний урана и зональности приведены в табл. 8. Молибден представлен иордизитом. Молибденит встречается редко. Парная корреляция между молибденом и рением – 0,68 (n=79), с ураном – 0,79 (n=80). Среднее содержание молибдена по классам руд закономерно возрастает с увеличением содержания урана в классе. На всех участках Далматовского месторождения содержание и закономерности распределения молибдена сходны. На Уксянском участке, например, богатые и рядовые руды содержат молибдена в среднем 0,028 и 0,017%, а бедные – 0,003%.

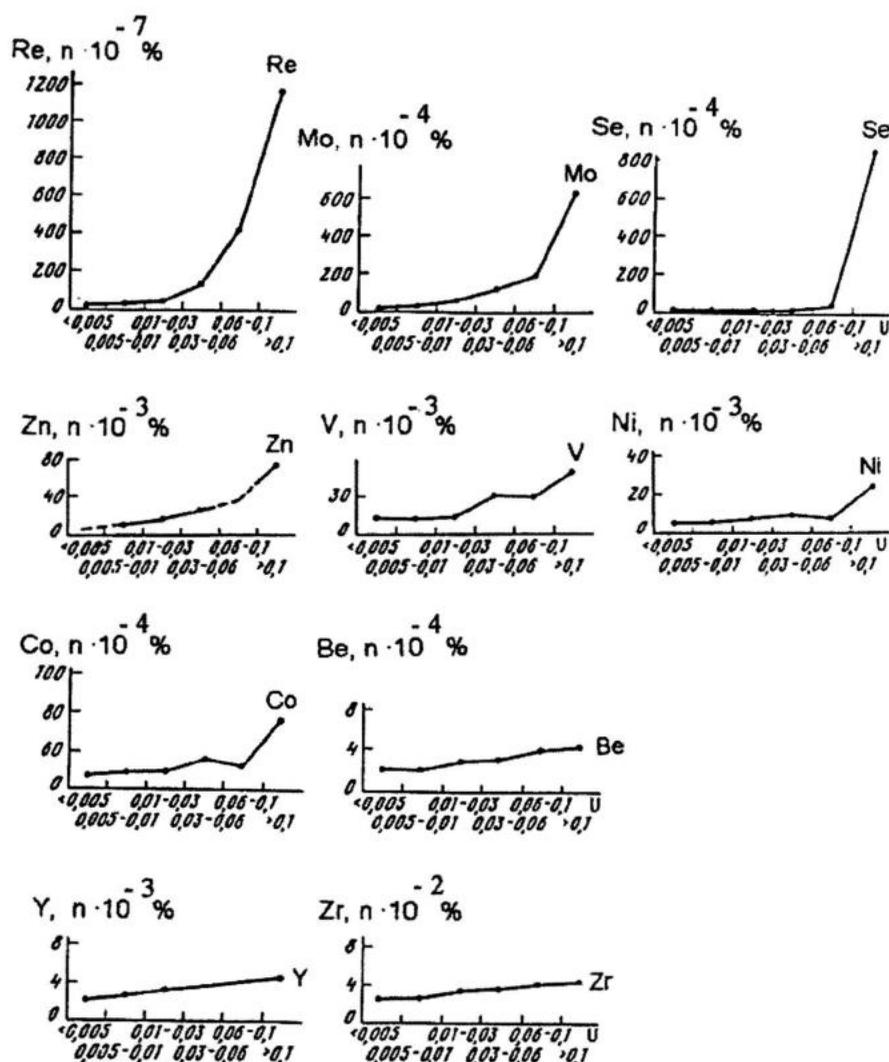


Рис. 15. Зависимость средних содержаний элементов от содержаний урана в классах руд, по А.Б. Халезову

Селен в высоких и повышенных концентрациях отмечается в основном в подзоне богатых (рядовых) руд. Содержания его здесь достигают по отдельным пробам 1,7%, а средневзвешенные содержания на мощность в несколько метров – 0,1-0,2%. По мере удаления от границы древней зоны окисления содержание селена в рудах резко падает до фоновых значений. В целом развитие селенового оруденения совпадает с подзоной рядовых руд, но несколько смещается в зону окисленных пород (см. рис. 13, 14). Селен представлен главным образом ферроселитом, реже клаусталитом, входит в состав галенита (8%). Для подзоны рядовых руд характерна прямая зависимость между ураном и селеном ($k=0,84$, $n=196$).

Сравнивая содержание селена в рудах по участкам месторождения, следует указать, что на Уксянском и Устьуксянском участках, при тех же закономерностях распределения, содержания его значительно ниже чем на Центральном. В рядовых рудах они составляют в среднем всего 0,009%, что очевидно связано с иным составом пород, вмещающих Уксянское палеорусло.

Скандий в рудовмещающих породах присутствует в количестве выше кларка (кларк для песков по К.Таркяну 1 г/т). Содержание скандия постепенно увеличивается от гравийных пород (4,7 г/т) к глинам 13,4 г/т, (табл. 9). Коэффициент корреляции с Al_2O_3 , отражающим глинистость пород, составляет 0,69. Изучение распределения скандия по гранулометрическим фракциям в фоновых вмещающих породах показало, что с уменьшением размера фракций содержание скандия в них увеличивается. Установлено, что 40-80% скандия сосредоточено во фракциях <0,1 мм, что объясняется высоким содержанием скандия в этих фракциях, достигающим 20-52 г/т, и их большой долей от общего веса породы, которая составляет 20-50%. По данным рентгеноструктурного анализа тонкие фракции в основном состоят из гидрослюды и каолинита. Иногда отмечается незначительное повышение содержания скандия в грубых фракциях.

Основными концентраторами скандия в фоновых породах являются: глинистое вещество (до 25 г/т), ильменит, лейкоксен (до 200 г/т, нейтронно-активационный анализ), слюды, гидрослюды (до 100 г/т, лазерно-спектральный анализ) и углистое вещество (до 60 г/т, спектральный количественный анализ).

В рудах содержание скандия практически не зависят от содержания урана и положения руды в эпигенетической зональности, а определяется в основном литологическим составом, глинистостью руд. Однако, в отдельных пробах относительно богатых руд с содержанием урана более 0,3% количество скандия иногда достигает 40-70 г/т и более. Распределение скандия в них по фракциям не отличается от такового в фоновых породах и бедных рудах, но содержание его во всех фракциях выше.

Таблица 9

Распределение средних содержаний скандия по литологическим типам пород Центрального участка
(спектральные количественные анализы)

Литологический тип пород	Гравелиты	Гравийно-песчаные породы	Песчаники грубозернистые	Песчаники средне-зернистые	Алевролиты	Глины
Количество проб в типе	60	175	237	419	112	94
Среднее содержание в типе, г/т	4,7	5,5	7,04	10,42	12,86	13,42

Таблица 10

Распределение скандия по эпигенетической зональности и классам содержания урана в песчаных рудах при содержании в них Al_2O_3 от 4 до 15%
(спектральные количественные анализы)

Зоны и подзоны эпигенетической зональности	ФОН сероцветные песчаники	Ореол повышенных содержаний	Подзона убогих руд	Подзона бедных руд	Подзона рядовых руд	ЗПО (белесые песчаники)
Классы содержания урана, %	<0,005	0,005-0,01	0,01-0,03	0,03-0,06	>0,06	<0,005
Количество проб	4	7	24	11	25	14
Sc, г/т	7,4	8	8,1	9	13,1	6,5

Таблица 11

Распределение скандия в песчаных рудах с повышенной глинистостью по классам содержания урана и эпигенетической зональности
(спектральные количественные анализы)

Зоны и подзоны	ФОН	Ореол повышенных содержаний	Подзона убогих руд	Подзона бедных руд	Подзона рядовых руд
Классы содержания урана, %	<0,005	0,005-0,01	0,01-0,03	0,03-0,06	>0,06
Количество проб	92	95	200	141	151
Среднее содержание, г/т	10,9	8,55	10,1	8,9	11,63

При анализе выборки проб только по песчаникам с низкой глинистостью установлена тенденция роста среднего содержания скандия пропорционально урану и возможно вынос скандия из зоны окисления (табл. 10). В выборках проб с участием глинистых песчаников эта тенденция не проявляется (табл. 11). В качестве основных концентраторов скандия в рудах, особенно относительно богатых, помимо указанных выше для фоновых пород, следует отметить оксиды урана и коффинит. В них содержание скандия по данным микроанализатора соответственно изменяется от 50 до 1000 г/т и от 100 до 400 г/т. Отмеченные выше факты позволяют предполагать участие скандия в рудообразующем процессе и незначительный привнос его в подзону богатых (рядовых) руд. Однако, как отмечалось выше, распределение скандия в рудной зоне по усредненным данным не подчиняется рудоконтролирующей зональности. Возможно это противоречие объясняется неравномерной глинистостью оруденелых пород, резким изменением их литологического состава и соответственно первичного содержания скандия, что затушевывает небольшую добавку привнесенного скандия.

Можно предположить, что скандий в подзоне рядовых руд находится в наиболее подвижной и благоприятной для ПВ форме. Здесь значительная часть скандиеносных обломочных минералов титана замещается минералами урана, а слюды, также содержащие скандий, каолинизированы. Вследствие этого скандий перешел в более растворимую форму – вошел в состав минералов урана и, возможно, частично был сорбирован на каолините, заместившем гидрослюды, и лейкоксене. Содержания скандия в породах и рудах всех участков рудного поля практически одинаковы. Обращает на себя внимание значительное увеличение содержания скандия в обеленных песчаниках Устьуксянского участка, составляющего в среднем 24 г/т. В отдельных пробах из этой серии содержание его в песчаниках достигает 42 г/т.

Иттрий в фоновых рудовмещающих песчаных породах содержится в пределах от 15 до 40 г/т. Среднее содержание в них иттрия составляет – 23,5 г/т. В глинах содержание иттрия выше и равно в среднем 37,5 г/т. В убогих рудах содержание иттрия по отдельным пробам достигает 50 г/т, а в среднем составляет 27,3 г/т. В бедных и рядовых рудах значение его иногда поднимается до 80 г/т, но среднее содержание в них иттрия значительно ниже и составляет 28,2 г/т. В рядовых рудах содержание иттрия по отдельным пробам 150 г/т, а в среднем 52,5 г/т. Из данных, приведенных на рис. 10, 11 видно, что распределение иттрия в рудной зоне подчиняется ураново-рудной зональности. Максимальные его концентрации приурочены к тыловой части рудной зоны, а минимальные к фронтальной. В зоне древнего окисления содержания иттрия ниже, чем в фоновых породах и составляет 22,04 г/т. Однако парный коэффициент корреляции иттрия

с ураном по зональности в целом равен 0,29 (n=27), в относительно богатых рудах при $C_u > 0,15\%$ – 0,66 (n=15). Содержания иттрия в гранулометрических фракциях руд и вмещающих породах растут от грубых фракций к тонким.

Основная масса иттрия – 50-70%, сосредоточена во фракциях $< 0,01$.

Установлены следующие содержания иттрия в минералах: в оксидах урана и коффините (данные микроанализатора) – 0,1-0,5%, в ильмените и лейкоксене – 0,01-0,03% (нейтронно-активационный анализ), в углистом веществе – 0,01-0,03% (спектральный количественный анализ).

Редкоземельные элементы. Сумма редкоземельных элементов, $\sum TR^*$, в фоновых серых песчаных породах колеблется в широких пределах (55-390 г/т) и в среднем равна 162 г/т. В объединенной подзоне убогих и бедных руд она составляет 189 г/т, а в подзоне рядовых руд достигает 377 г/т. В зоне древнего окисления сумма редкоземельных элементов равна 157 г/т, что несколько ниже, чем в фоновых сероцветных песчаниках. В глинистых породах (при $Al_2O_3 > 15\%$) среднее содержание $\sum TR$ составляет 302 г/т. Из приведенных данных ясно следует, что содержание TR в рудах и вмещающих породах зависит как от их положения в эпигенетической рудоконтролирующей зональности, так и от глинистости пород. Коэффициент парной корреляции $\sum TR-U$ достаточно высокий, он равен 0,65 (n=86).

Для рядовых руд коэффициент корреляции $\sum TR-U$ практически тот же – 0,66 (n=27). Таким образом, на Далматовском месторождении одновременно с накоплением урана шел незначительный привнос редкоземельных элементов.

Большая часть TR элементов, на 50-70%, сосредоточена в гранулометрических фракциях $< 0,01$ мм.

Основными носителями $\sum TR$ в фоновых сероцветных песчаниках являются обломочные ильмениты, лейкоксены, углистое вещество и глинисто-гидрослюдистый цемент. В последнем TR, по-видимому, находятся в сорбированной форме на каолините и входят в состав слюд. В рудах значительная часть TR концентрируется в оксидах урана и коффините. Это подтверждается как прямыми определениями некоторых TR в минералах урана на микроанализаторе и лазерно-спектральным анализом (Ce, La и др.), так и косвенным путем – прямой корреляцией TR с фосфором (корр. $\sum TR - P_2O_5 = 0,68$, n=23), который постоянно присутствует в оксидах урана и коффините Далматовского месторождения.

Наиболее распространенными редкоземельными элементами на Далматовском месторождении являются: La до 41 г/т, Ce до 49 г/т, Nd до 35 г/т, Yb до 20 г/т, а в тонких

*Здесь и далее под индексом « $\sum TR$ » понимается сумма $(TR_2)O_3 + Y_2O_3$, определяемая спектрофотометрическим анализом.

фракциях пород кроме того Pz до 93 г/т, Sm до 50 г/т, Dy до 30 г/т. Остальные редкоземельные элементы, которые определялись – Eu, Gd, Ho, Er, Tm, Ln находятся в количестве ниже чувствительности анализа. В аксессуарных же обломочных материалах, например, в ильмените и ильменит-лейкоксовых концентратах содержание La, Ce, Yb значительно выше, а спектр TR шире. В нем отмечаются Hf, Ta, Eu и некоторые другие элементы. Коэффициент корреляции TR с TiO_2 в выборке проб, состоящей из фоновых песчаных пород, убогих и бедных песчаных руд, составляет 0,47 (n=35), а в рядовых рудах – 0,16 (n=27). Данные по корреляции TR с титаном и фосфором свидетельствуют о том, что в изначальных породах и убогих рудах, помимо глинистого вещества, одним из основных концентратов TR являются обломочный ильменит и лейкоксен, а в рядовых рудах значительная часть TR сконцентрирована в минералах урана. Вследствие этого в рядовых рудах обнаруживается высокая корреляция TR не только с ураном, но и с фосфором, входящим в оксиды урана и коффинит.

Цирконий постоянно присутствует в рудах и вмещающих породах. Содержание его в рядовых рудах достигает 0,07-0,10%, в бедных – 0,04, в убогих и вмещающих породах – 0,01-0,02%. Прямая зависимость содержания циркония и урана объясняется постоянным его присутствием в оксидах урана в количестве до 3% (см. рис.15).

Торий установлен в минералах урана и обломочных титанатах. Содержание его в рудах изменяется в пределах от $1 \cdot 10^{-4}$ до $80 \cdot 10^{-4}\%$. Коэффициент корреляции между торием и ураном равен 0,84 (n=100).

Помимо указанных элементов, в рядовых и бедных рудах в повышенных количествах отмечаются многие халькофильные элементы: Fe до 10%, Zn – 0,n%, Cu – 0,n%, Ni – 0,1%, Co – 0,0n%) и также такие необычные для данного типа месторождений как Sb – 0,n%, As – 0,n%, Hg – 0,0n%.

Прямая зависимость содержания элементов от содержания урана в классе руд проиллюстрирована на рис. 15. Железо в основном представлено пиритом и марказитом, цинк-сфалеритом, медь – халькопиритом, свинец – галенитом, клаустолитом, сурьма – антимонитом, блеклыми рудами, мышьяк – арсенопиритом, ванадий – монтрозейтом, никель и кобальт входят в дисульфиды железа и ферроселит.

Четких закономерностей в распределении сурьмы, мышьяка и ртути не установлено. Чаще эти элементы присутствуют в рудах западного фланга Центрального участка и на Устьуксянском участке. Отмечается тенденция их концентрации в относительно богатых рудах. На западном фланге Центрального участка, например, установлена прямая зависимость между содержанием в рудах сурьмы и урана. Так

среднее содержание сурьмы в рядовых рудах – 0,062%, в бедных – 0,038%, в убогих – 0,0173%. В рудах Устьуксянского участка содержание сурьмы ниже, но корреляция между сурьмой и ураном прослеживается. В пределах Центральной рудной залежи содержания сурьмы в проанализированных пробах низкие. Даже в пробах с содержанием урана 1-2%, сурьмы не более 0,0012%, а в бедных и убогих рудах сурьма не обнаружена (<0,0001%). Мышьяк (до 0,3%) и ртуть (до 0,004% – 0,01%) также обнаруживают тенденцию концентрации в богатых урановых рудах. В некоторых случаях высокие содержания этих элементов отмечаются и в убогих рудах.

В целом обращает на себя внимание очень широкий спектр минералов рудной ассоциации и сопутствующих микроэлементов, многие из которых входят в новообразованные парагенные минералы и имеют прямую корреляцию с ураном, что свидетельствует об их участии в урановорудном экзогенном инфильтрационном процессе. Некоторые из них не характерны для экзогенных пластово-инфильтрационных месторождений, например, Sb, As, Hg, Zr, Th. Кроме этих элементов можно назвать еще фосфор, входящий в урановые минералы, а также титан. Последний, хотя и не образует повышенных концентраций в рудоконтролирующей зональности, но явно переоткладывался, с образованием анатаза по растительным остаткам и лейкоксена, а также входит в оксиды урана в количестве до 3%.

Установлены отчетливые закономерности изменения уран-титановых отношений по профилю рудной зональности. В зоне окисления (в зоне белесых пород) наблюдается отчетливая корреляция урана с титаном. В подзоне рядовых руд она отсутствует, а в убогих рудах приобретает то же положительное значение, что и в зоне окисления (рис. 16).

По-видимому, связь урана с титаном в зоне окисления и убогих рудах является следствием двух причин. Во-первых, она частично унаследована от липаритов, которые служили источником урана для месторождения, и в которых много включений ильменита с высоким содержанием урана.

Во-вторых, прямая корреляция урана с титаном обязана избирательной активной сорбции урана оксидами титана (лейкоксен, лейкоксенизированный ильменит) при инфильтрационном урановорудном процессе с последующей десорбцией его и образованием самостоятельных тонкодисперсных выделений урановых минералов в микропорах лейкоксена и лейкоксенизированного ильменита. При этом концентрация урана на указанных сорбентах происходит интенсивнее, чем на УРО.

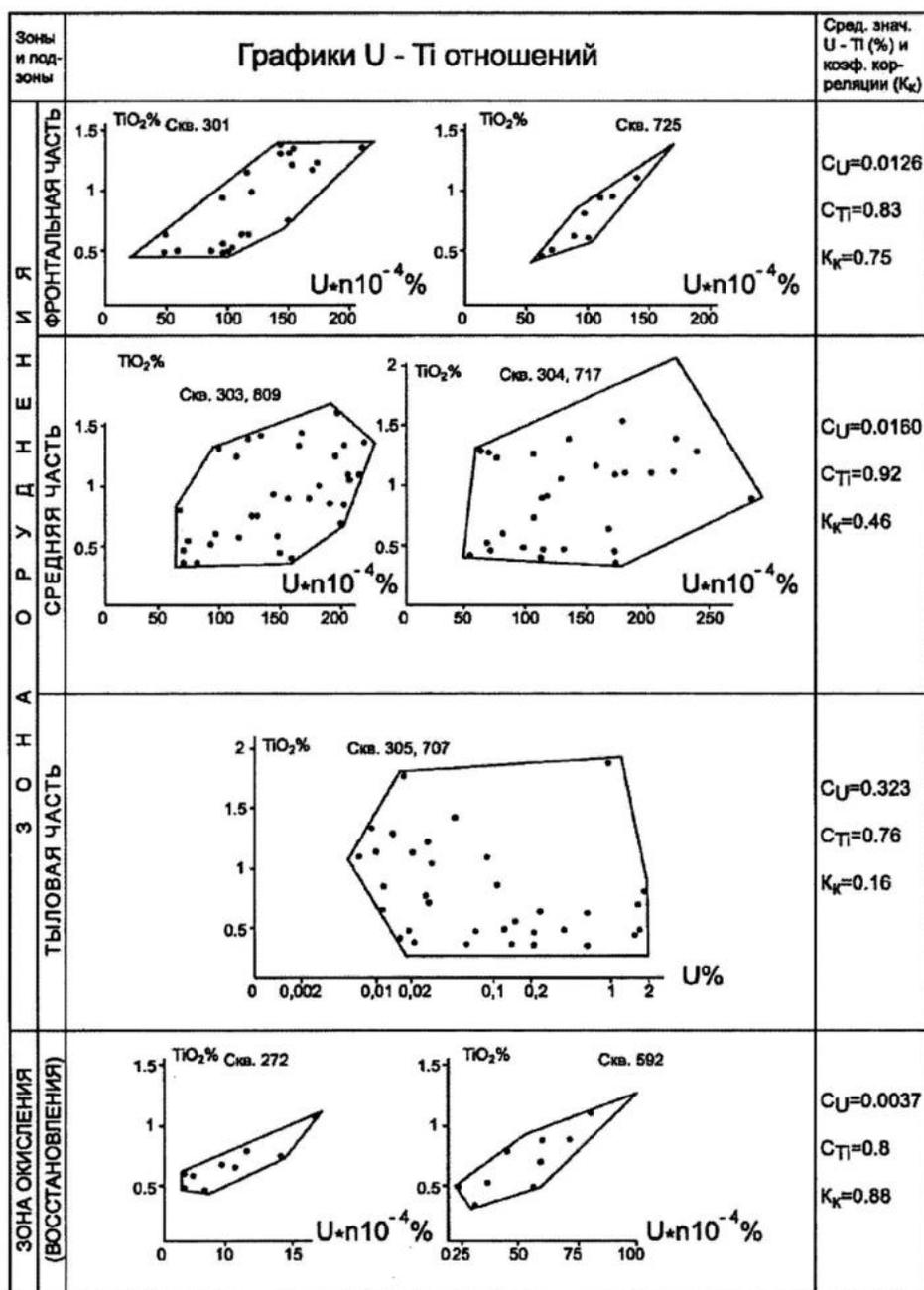


Рис. 16. Изменение U – Ti отношений в рудах по профилю эпигенетической зональности, по А.Б. Халезову

Завершая описание рудоконтролирующей зональности, интересно отметить такой факт. Выше отмечалось, что свежий kern сероцветных рудоносных песчаников пахнет предположительно сероводородом (?), особенно сильно на Уксянском участке.

Была сделана попытка изучить состав природного газа, находящегося в породе. С этой целью был отобран свежий kern сероцветного песчаника с сильным запахом, заложен в стеклянную колбу, залит водой и законсервирован воском для последующего изучения газа, хотя полной консервации, по-видимому, достигнуто не было. По случайности колба с песчаником простояла в покое в темноте несколько лет. При обнаружении колбы в ней на

границе вода-песчанике (кислородной и восстановительной обстановок) была обнаружена микрозональность в песчанике. На границе с водой образовался слой красного цвета (2 мм), ниже – желтоватого цвета (7 мм), далее белого (10 мм). Слойки разного цвета оказались аналогичны по цвету зонам эпигенетической зональности на изучаемом месторождении.

Очевидно, что зональность в колбе образовалась под влиянием окислительно-восстановительных и диффузионных процессов.

Образование микрозональности в колбе за несколько лет наводит на мысль о том, что возможная роль диффузионных процессов в рудообразовании недооценивается.

Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд

Изучение Pb/U в рудах осуществлялось на основе рентгеноспектральных анализов изотопов свинца, общего свинца и урана [66]. Всего по месторождению проанализировано 450 проб. В основу оценок возраста руд U-Pb методом было положено определение $^{206}\text{Pb}_{\text{ан}}/^{238}\text{U}$.

Концентрация аномального радиогенного свинца определялась по формуле А.Г.Ветрова: $^{206}\text{Pb}_{\text{ан}}=1,07 \text{ Pb} (a_{206}-1,17 a_{207})$, где a_{206} и a_{207} – относительные вклады соответствующих изотопов свинца, а Pb – концентрация валового свинца.

При подсчете средних значений Pb/U по зонам и подзонам рудоконтролирующей зональности пробы с большим сдвигом радиоактивного равновесия ($80 < k_{\text{pp}} < 120$) в расчет не принимались. Избыток и недостаток аномального радиогенного свинца ($^{206}\text{Pb}_{\text{ан}}$), о которых пойдет речь ниже, оценивались по сравнению с его равновесным отношением к урану ($^{206}\text{Pb}_{\text{ан}}/^{238}\text{U}$), равному 0,021 для возраста в 140 млн лет, соответствующему рудовмещающим породам – границе юры и мела.

Полученные данные (рис. 17а, 17б) позволяют выделить в направлении от зоны окисления к фронту залежи четыре зоны: А, Б, В и Г, различающиеся средними значениями Pb/U и положением в профиле рудоконтролирующей эпигенетической зональности.

Зона А соответствует зоне окисления и отличается резким избытком радиогенного свинца, свидетельствующим, очевидно, о выносе урана ($^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{238}\text{U} 0,053$) (рис. 17а). Зона Б примыкает к зоне А и в виде языка внедряется в среднюю часть рудного интервала. Зона Б характеризуется относительно богатыми рудами ($C_{\text{U}} \geq 0,06\%$) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, превышающими равновесные, что возможно также является результатом частичного выщелачивания урана ($^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{238}\text{U} 0,027$).

Зона В делится на подзоны В₁ и В₂. К выщелоченным рудам зоны Б непосредственно примыкает зона В₁, которая характеризуется более высоким содержанием U и низким Pb/U, в

среднем равным 0,015-0,018, что можно объяснить существенным привносом U значительно позднее отложения осадков. При этом в отдельных пробах концентрация U достигает нескольких процентов, а Pb/U в них снижаются до 0,004-0,005, что соответствует расчетному возрасту 25-35 млн лет. В подзоне В₂ с бедными рудами (С_u 0,03-0,06%) Pb/U в целом близки к таковым в подзоне В₁, но отмечаются и более высокие. Изменяются они в пределах 0,016-0,02, что также, возможно, свидетельствует о позднем привносе урана, но менее интенсивном, чем в подзону В₁.

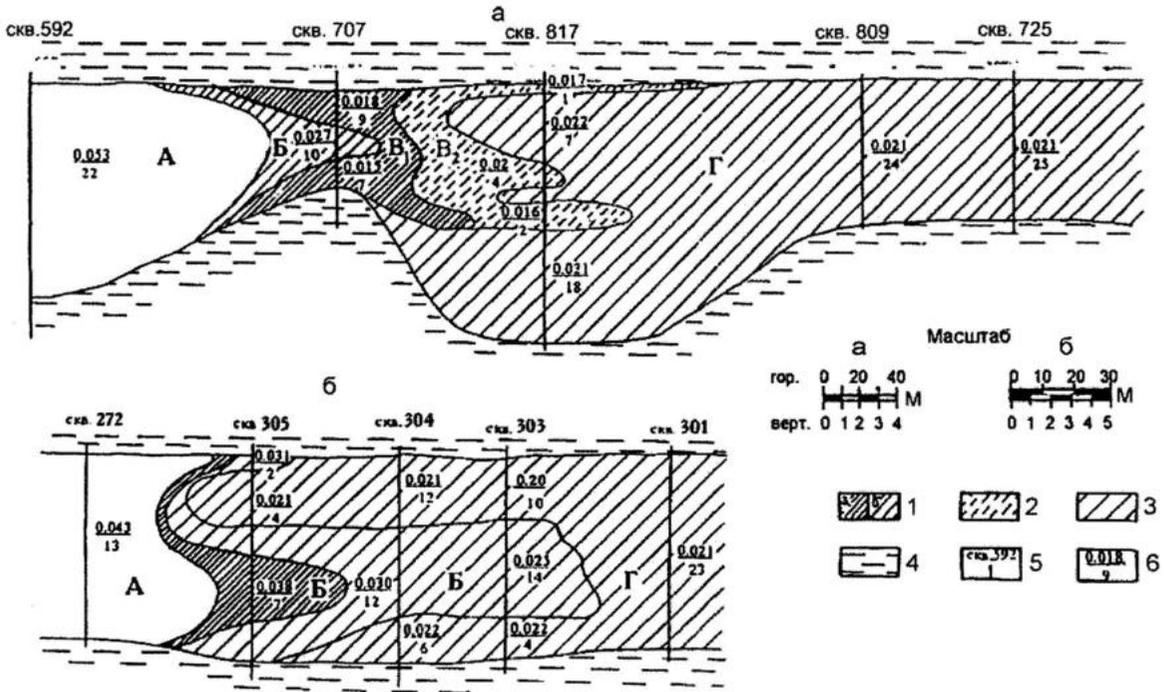


Рис. 17. Изменение уран-свинцовых отношений (U^{238} и Pb^{206}) по профилю эпигенетической рудоконтролирующей зональности, по А.Б.Халезову.

1 – богатые руды (руды «а» богаче руд «б»); 2 – рядовые руды; 3 – бедные руды; 4 – глинистые породы верхнего и нижнего водоупоров; 5 – скважина и ее номер; 6 – числитель – среднее отношения Pb^{206}/U^{238} по интервалу, знаменатель – количество проб. А, Б, В₁, В₂, Г – зоны с различными значениями уран-свинцовых отношений и содержаний урана

Зона Г характеризуется убогими рудами и Pb/U 0,020-0,021, отвечающими возрасту рудоотложения приблизительно 130-140 млн лет, т.е. границе юры и мела.

По второму опорному профилю наблюдается сходная картина в распределении Pb/U (рис. 17 б). Зона А, соответствующая зоне окисления характеризуется резким относительным избытком радиогенного свинца ($^{206}Pb_{\text{рал}}/^{238}U$ 0,043). От зоны А в среднюю часть рудного интервала внедряется зона Б избыточного содержания радиогенного свинца, по-видимому, также соответствующая зоне выщелачивания урана. При этом количество избыточного радиогенного свинца постепенно убывает от зоны окисления в сторону фронтальной части рудной залежи и соотношение $^{206}Pb_{\text{рал}}/^{238}U$ в зоне Б снижается от 0,038 к 0,030 и далее до

0,025. По данному профилю зона переотложенных руд (зона В) с недостатком радиогенного свинца и богатыми рудами практически полностью выпадает. Руды с такой характеристикой отмечаются только в одной пробе ($^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{238}\text{U}$ 0,019), что не позволяет на данном профиле выделить зону В, как на рис. 17 а. Отсутствие хорошо выраженной зоны В, должно быть, не является объективным фактором, а объясняется плохим выходом керна. Об этом в частности свидетельствует наличие богатых руд в скважине-дублере с Pb/U, изменяющимися от 0,005 до 0,015, т.е. как в зоне В первого профиля. Зона Г по второму профилю охватывает большую часть рудной залежи и характеризуется низким содержанием урана и Pb/U 0,02-0,021, соответствующими возрасту 130-140 млн лет.

Таким образом, полученные данные отвечают представлениям о формировании оруденения на выклинивании зон пластового (пластово-грунтового) окисления, когда происходит переотложение урана из зоны окисления и тыловой части рудной залежи во фронтальную. При этом Pb/U в зоне окисления и тыловой части рудной залежи при длительном рудном процессе должны характеризоваться более высокими значениями, а фронтальные части рудных залежей более низкими. Именно такая картина наблюдается по изученным профилям скважин с одной лишь важной особенностью: в тыловой части рудной залежи, примыкающей к зоне окисления, выделяется зона относительно богатых руд с более низкими значениями Pb/U (зона В), чем в бедных рудах фронтальной части рудной залежи (зона Г). Присутствие руд с такой характеристикой можно объяснить только перераспределением (или дополнительным привнесом) урана после основного этапа рудоотложения.

Возраст основного этапа рудообразования оценен путем построения изохроны в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для построения изохроны была отобрана однородная совокупность рудных проб, характеризующих подзоны бедных и рядовых руд с коэффициентом радиоактивного равновесия $100\pm 20\%$ (рис. 18). Дисперсия $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оказалась незначительной. Полученная изохрона соответствует среднему возрасту 135 млн лет. В геологическом смысле «средний возраст» рассматривается как время кульминации основного рудообразующего процесса.

Возраст переотложения руд оценить сложнее, т.к. фактически в любой пробе с недостатком радиогенного свинца могут присутствовать в любых соотношениях как уран переотложенный, так и отложившийся во время основного рудообразующего процесса с соответствующими им значениями радиогенного свинца. Оценить возможный возраст переотложения руд целесообразно по пробам с минимальными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, считая их наиболее приближенными к последнему перемещению урана. В данном случае они равны 0,004-0,005, что соответствует возрасту оруденения 25-35 млн лет.

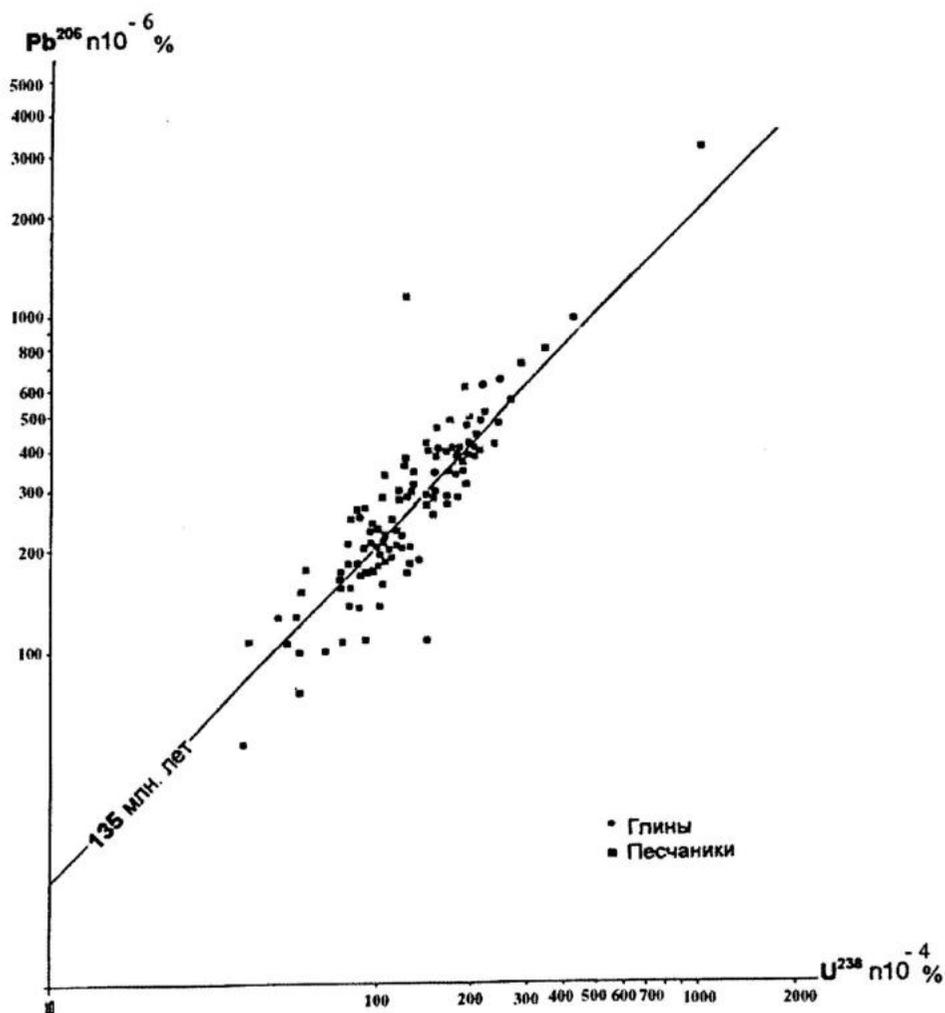


Рис. 18. Уран-свинцовые отношения в сероцветных равновесных рудах ($K_{pp}=100\pm 20\%$), по А.Б.Халезову

Переотложение руд, очевидно, связано со вторым (средний олигоцен – четвертичный) инфильтрационным этапом. Возможно на данном этапе, несмотря на экранирующее значение вышележащих водоупорных горизонтов, в отдельные отрезки времени кислородные пластовые воды проникали на значительную глубину. Факт переотложения урана после основного этапа рудоотложения подтверждается и минералогическими исследованиями. Так установлено, что в богатых по урану рудах с резким избытком радиогенного свинца широко развиты оксиды урана, содержащие, по данным микронзондирования, рассеянный (радиогенный?) свинец в значительных количествах (1,2%).

В пробах же с высокими концентрациями урана, но с недостатком радиогенного свинца, преобладают оксиды урана, в которых не обнаружен свинец (менее 0,05%) и широко развит коффинит. Переотложение руд не было масштабным ихватило только участки, непосредственно примыкающие к зоне окисления.

Помимо установленных возрастов основного рудного процесса и переотложения руд наблюдаются также другие закономерные изменения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, связанные с литологическим

составом рудных проб. Так, средний возраст оруденения в глинах и алевролитах составляет около 140 млн лет, в песчаниках 130 млн лет, а в гравелитах 110-120 млн лет, что, по-видимому, свидетельствует о длительности основного рудного процесса при среднем возрасте 135 млн лет. Следовательно, длительность рудоформирующего процесса оценивается в 20-30 млн лет. При этом, самое молодое (более богатое) оруденение локализуется в наиболее проницаемых слоях, а относительно древнее (и бедное) – в слабопроницаемых алевролитах и глинах. Не исключено, что в последних мы имеем дело с син-диагенетическими концентрациями урана. Кроме древних процессов накопления и переотложения урана на месторождении также отмечаются его современные перемещения.

Воды рудовмещающего горизонта в настоящее время характеризуются гидрокарбонатным хлоридно-натровым составом и восстановительной обстановкой; pH вод изменяется от 7,5 до 9,2. Указанная гидрохимическая обстановка определяет хорошую подвижность радия и слабую подвижность урана в условиях восстановительной среды. Однако незначительные перемещения урана очевидны. Последнее, в частности, подтверждается относительно высоким содержанием урана в рудных водах, в среднем составляющими $n \cdot 10^{-5}$ г/л и достигающими на отдельных участках $1,6 \cdot 10^{-4}$ г/л. Высокие содержания урана в водах с восстановительными свойствами, вероятно, связаны с их содовым составом. Значительный сдвиг ионий-уранового отношения в сторону недостатка иония (Jo/U 20-80%), наблюдаемый в отдельных рудных пересечениях, также свидетельствует о незначительном молодом привносе урана. Недостаток иония по отношению к урану обычно характерен для руд с невысоким и средним содержанием урана на контакте с относительно богатыми рудами. Особенности изменений Jo/U позволяют предположить в основном диффузионный характер перемещений урана от участков с высокими его концентрациями к таковым с меньшим содержанием урана, что приводит к дефициту иония в последних. В целом указанные перемещения урана не повлияли значительно на общую картину распределения Pb/U , отражающую более древние процессы.

Полученные результаты позволяют сделать некоторые выводы.

Хронологические данные, основанные на изучении Pb/U , являются ориентировочными, но в данном случае соответствуют палеогеологическим построениям, минералогическим наблюдениям и объясняются особенностями инфильтрационного рудного процесса. Начало рудного процесса накопления урана в осадках речной долины максимально приближено к осадконакоплению, вплоть до образования концентраций урана в глинистых породах сингенетично с осадконакоплением. Дальнейший рудный процесс охватил значительную часть раннемелового времени. По мере литификации

осадков, ослабления инфильтрационного режима, снижения концентрации кислорода в пластовых водах процесс инфильтрационного рудообразования, постепенно затухая, дольше всего протекал в наиболее проницаемых породах. В целом «средний возраст» основного рудного процесса составляет 135 млн лет и соответствует границе юры и мела – первой возможной эпохе инфильтрационного рудообразования.

Наличие относительно молодых переотложенных руд с возрастом 25-35 млн лет позволяет предположить возможность кратковременного поступления кислородных вод на значительную глубину и является, по-видимому, проявлением второй, поздней олигоцен-неогеновой рудоформирующей эпохи. Возможно, инфильтрация кислородных пластовых вод в этот период на большую глубину носила очаговый кратковременный характер. На Далматовском месторождении незначительное переотложение руд не сказалось отрицательно на сохранности месторождения, а выразилось только в образовании богатых руд с содержанием урана до нескольких процентов. Преобладающая восстановительная гидрогеохимическая обстановка, установившаяся на месторождении с позднего мела, надежно предохранила его от разрушения.

Изучение радиоактивного равновесия руд (Крр) показало, что в среднем Крр руд месторождения близок к 100%. При этом в отдельных местах отмечается существенное нарушение Крр от 15 до 300%. Наиболее существенные сдвиги Крр наблюдаются на границе с обеленными породами в рудных пересечениях, в которых чередуются богатые и бедные руды. Пределы колебаний Крр закономерно убывают от зоны белесых пород (древней зоны окисления) к фронту рудной залежи. Дисперсия Крр в этом направлении снижается синхронно с выравниванием дисперсии содержания урана. Возможно, указанные колебания Крр объясняются миграцией радия от богатых руд к бедным. Кроме того, наблюдается закономерное изменение Крр в профиле рудоконтролирующей зональности, заключающееся в том, что в зоне окисления (белесых пород) Крр всегда в среднем выше 100% и составляет приблизительно 115-120%. В тыловой и средней части рудной залежи он близок к 100%, а во фронтальной обычно ниже – 80-90%.

Основываясь на современной гидрогеологической обстановке рудовмещающих горизонтов можно отдать предпочтение предположению о перемещении радия как диффузионным, так и конвективным путем. Это доказывается резким избытком радия по отношению к урану в водах. Крр в них изменяется от 300 до 2000%. Однако при этом возможно незначительное перемещение урана. Последнее в частности, подтверждается, как отмечалось выше, наличием урана в рудничных водах до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, существенным сдвигом ионий-уранового отношения в сторону недостатка иония (20-80%). Недостаток иония по

отношению к урану обычно наблюдается в бедных рудах на контакте с относительно богатыми рудами, что может свидетельствовать о диффузионной миграции урана. Но, кроме того, в средней и тыловой частях рудной залежи в пробах с относительно высоким содержанием урана (0,04-0,06%) также наблюдается недостаток иония. Последнее свидетельствует о молодом очень незначительном привносе урана в эти части залежи.

По вопросу проявленности на Далматовском месторождении второго поздний олигоцен-неогеновог (миоценового) рудного этапа существует противоположная точка зрения, которая отрицает его наличие [30]. Предполагается, что восстановительная гидрогеохимическая обстановка после формирования оруденения на рубеже юра-мел в течение 140 млн лет не изменялась. Низкий окислительно-восстановительный потенциал, наблюдаемый в последнее время, практически исключал и исключает перемещение урана. Миграция радия и радиогенного свинца предполагается в форме гидрокарбонатной и хлоридной. При этом основная роль в перемещении элементов отводится диффузионным процессам – от большего к меньшему. Этим объясняются особенности изменения коэффициента радиоактивного равновесия в разрезе и плане рудных залежей и недостаток радиогенного свинца в богатых рудах. Однако эта точка зрения не раскрывает причину контакта относительно богатых руд с равным содержанием радиогенного свинца, но с разным содержанием урана, а также широкое распространение настуранов двух возрастов, различающихся по физическим, оптическим свойствам и химическому составу в том числе и по наличию радиогенного свинца.

Вопрос о источниках урана на Далматовском месторождении можна считать решенным. Содержание его в зоне окисления (обеленных породах) выше, чем в исходных сероцветных породах. Следовательно, первичные породы не могли служить его источником. В то же время липариты триаса, развитые в верховьях палеодолины, характеризуются высоким содержанием урана (0,00n%), значительно превышающим характерные для них кларки (рис. 19). Уран в липаритах приурочен к акцессорным минералам – ильмениту, циркону и рассеян в стекловатой массе породы. В структурной коре выветривания по липаритам содержание урана намного меньше (рис. 19) за счет его выноса из каолинизированной нераскристаллизованной части липаритов. Минеральный состав песчаников свидетельствует о том, что основным материалом для них послужили коры выветривания. Уран, вовлеченный в миграцию, поступал в палеодолину, которая являлась дренажной системой для подземных грунтовых и трещинных вод. Источником урана могли служить и другие породы, подвергшиеся выветриванию, но наличие приближенного источника урана в виде липаритов имело первостепенное значение.

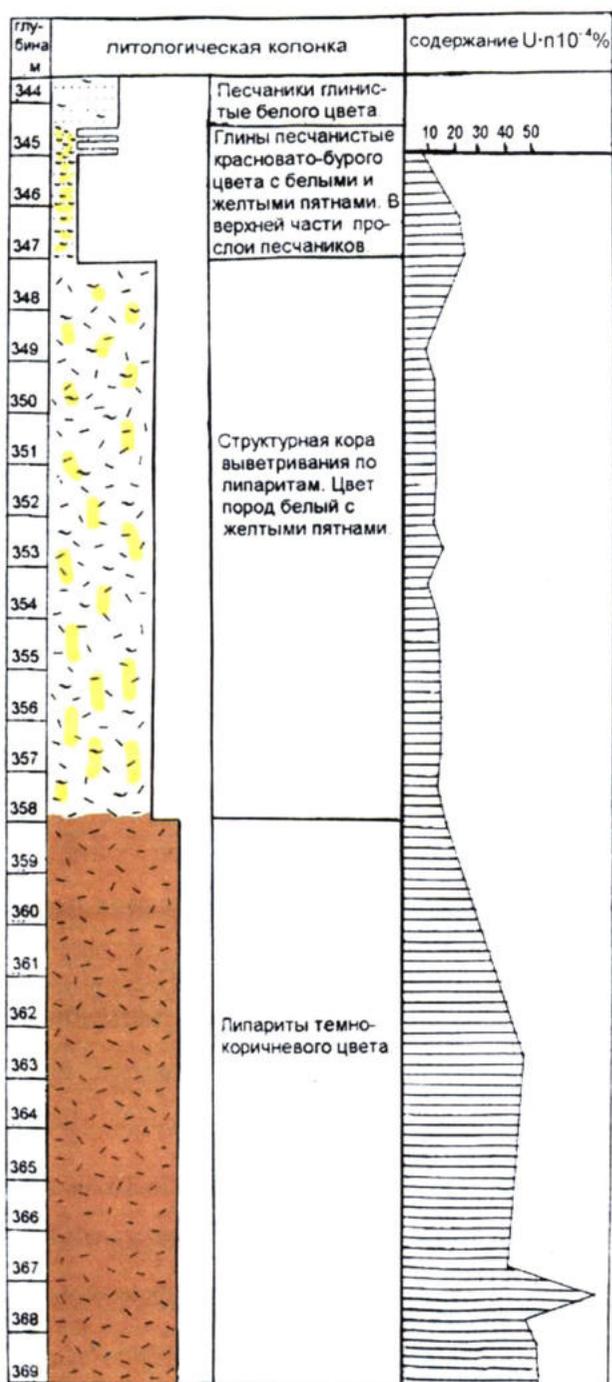


Рис. 19. Содержание урана в липаритах и структурной коре выветривания по ним, по А.Б.Халезову

*Геотехнологические условия месторождения**

В результате проведенных исследований Б.Г.Самсонова, О.В.Кутуевой и А.В.Петрова установлено:

1. Наиболее полное извлечение полезных компонентов (U, Sc, Σ TR) из недр происходит с применением серно кислотных рабочих растворов. Бикарбонатная схема отработки руд в

* В настоящее время месторождение обрабатывается СПВ. В связи с этим изложенный ниже материал определяющего практического значения для данного объекта не имеет. Но имеет большое значение в определении методических подходов при начальном изучении других подобных месторождений.

связи с высокой восстановительной емкостью пород рудовмещающего горизонта, обусловленной высоким содержанием сульфидов и $S_{\text{орган.}}$, практически не применима.

2. Нормативное извлечение урана (70%) при сернокислотном СПВ происходит при значениях Ж:Т на уровне 3,5-4,5.

3. Применяемая для извлечения урана, скандия и редкоземельных элементов схема сернокислотного выщелачивания без добавок окислителя не пригодна для извлечения селена, молибдена и рения.

4. В связи с низкой карбонатностью рудовмещающих пород концентрация кислоты в рабочих и продуктивных растворах лимитируется лишь сорбционной емкостью смолы АМП, резко снижающейся при содержании кислоты более 5 г/л.

В связи с этим, концентрация кислоты в рабочих растворах на стадии закисления с целью ускорения процесса может быть доведена до 30-50 г/л, а при появлении продуктивных растворов – снижена до 10 г/л.

5. Установленная прямая зависимость концентраций урана и скандия от кислотности растворов позволяет рекомендовать импульсную подачу кислоты с концентрацией до 50-100 г/л при среднерасчетном – 10 г/л.

К основным природным факторам, благоприятным для применения метода подземного выщелачивания, относятся:

- приуроченность уранового оруденения к средне-верхнеюрскому водоносному горизонту, локализованному в системе эрозионных палеодолин, перекрытых сверху мощной пачкой (до 55 м) красноцветных глин коскольской свиты,

- достаточно хорошее для метода ПВ качество оруденения: мощность руды до 15 м, содержание урана от 0,01% до первых процентов, площадная продуктивность от 1,3 до 60 кг/м², ширина рудных залежей около 100 м, протяженность до первых километров,

- кислотоемкость рудовмещающих пород 7-26 кг/т,

- разделение рудовмещающего водоносного горизонта общей мощностью 80-90 м относительно выдержанными водоупорами на 3 подгоризонта, два из которых (II и I) являются рудоносными,

- размещение 56% запасов урана в подгоризонте II, характеризующимся преимущественно компактным расположением уранового оруденения, занимающего в среднем 60-70% эффективной мощности подгоризонта и заключенного между выдержанными водоупорами,

- наличие в разрезах рудовмещающей толщи маломощных невыдержанных водоупорных прослоев, способствующих локализации технологических растворов в рудной зоне, и незначительная водообильность пород досреднеюрского комплекса,

- достаточная для способа ПВ водообильность (0,01-0,98 л/с*м) и водопроницаемость (0,6-7,8 м/сут по данным откачек) рудовмещающих отложений,

- преобладание примерно равной водопроницаемости руд и безрудных пород,

- близкое от поверхности земли залегание пьезометрического уровня (3-11 м), напорный характер подземных вод (величина напора на кровлю горизонта 300-420 м) и отсутствие в пределах рудных залежей зон самоизлива,

- невысокая минерализация (1,0-1,9 г/л) и незначительная концентрация в водах продуктивного горизонта кальция (0,6-18 мг/л) и магния (2,0-11 мг/л), что исключает возможность химической коагуляции пласта при взаимодействии кислотных растворов с пластовыми водами,

- преобладание в рудовмещающем горизонте химически стойких, инертных к сернокислотным растворам минералов, преимущественно силикатный состав руд и безрудных пород и крайне низкое содержание в них карбонатов от 0 до 1,5%, обуславливающее низкую кислотоемкость руд.

К природным факторам, которые могут осложнить разработку месторождения методом ПВ, относятся:

- наличие в надрудной толще 4 водоносных горизонтов, что требует обязательной их гидроизоляции в технологических скважинах,

- выклинивание разделяющих водоупоров в рудовмещающей толще, приводящее к увеличению эффективной мощности проницаемых пород и непроизводительным расходам рабочего реагента,

- высокая восстановительная емкость рудовмещающих пород, обусловленная высокими содержаниями в них органического углерода (0,5-1,5%) и сульфидной серы (0,1-1,5%), что отрицательно сказывается на динамике процесса выщелачивания урана и скандия и является причиной отсутствия в продуктивных растворах значимых концентраций молибдена и рения,

- наличие трудно вскрываемых агрегатных сростаний урановых минералов с сульфидами и органическим веществом, присутствие трудно растворимых концентраций урана, связанных с титанатами и цирконом, являющихся причиной неполного извлечения урана из руд,

- концентрация скандия в трудно растворимых ильмените и лейкоксене, чем объясняется относительно низкое извлечение этого элемента.

В целом геотехнологические условия месторождения благоприятны для его отработки способом СПВ. При соответствующих технологических схемах оно может обрабатываться как комплексное. Результаты лабораторных опытов по выщелачиванию рения, иттрия, скандия, РЗЭ показали возможность добычи их СПВ совместно с ураном. Извлечение их из богатых по урану руд значительно выше, чем из бедных.

В настоящее время Далматовское месторождение эксплуатируется. Показатели эксплуатации находятся в соответствии с результатами предпроектных геотехнологических исследований.

Б.Г. Самсоновым и А.В. Петровым теоретически и по экспериментальным данным установлена зависимость основных геотехнологических показателей – средней концентрации урана в продуктивных растворах и удельных затрат кислоты от фактора mc/m , где mc – линейный запас (метропроцент) урана, m – эффективная мощность рудовмещающего рудоносного горизонта. При этом полученные по данным натуральных опытов результаты могут быть использованы для их интерполяции (экстрополяции) по средним показателям фактора mc/m ср для месторождения, полигона, блока [48].

2.3. Месторождение Хохловское

Геологические и гидрогеологические особенности

Хохловское месторождение находится в непосредственной близости от районного центра Шумиха Курганской области. В районе месторождения хорошо развита инфраструктура. Основная его площадь совпадает с землями сельскохозяйственного назначения.

Расположено оно приблизительно в 100 км к юго-востоку от Далматовского месторождения и является практически полным его аналогом. Его описание приводится по материалам А.В.Ладельщикова.

В тектоническом отношении месторождение приурочено к краевой части Западно-Сибирской плиты, примыкающей к Уральской складчатой системе герцинского возраста на стыке Зауральского поднятия и Тюменско-Кустанайского прогиба.

Образования досреднеюрского фундамента представлены в различной степени метаморфизованными породами среднего-позднего палеозоя – песчаниками, углисто- и графитисто-кварцевыми, серицито-глинистыми и глинистыми сланцами, известняками, алевролитами, аргиллитами, а также базальтами триаса, образующими лавовые покровы, залегающие с угловым несогласием на нижележащих образованиях. В верховьях ураноносной палеодолины вскрыт верхнепалеозойский гранитный массив (рис. 20).

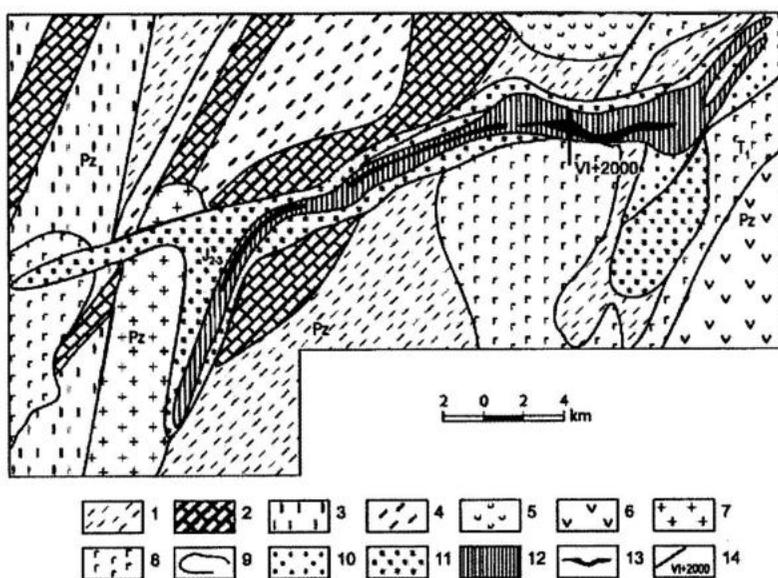


Рис. 20. Схематическая геологическая карта досреднеюрского фундамента с данными по рудоносности Хохловской палеодолины, по А.В. Ладельщикову.

1-7 – породы палеозойского фундамента: 1 – переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, глинистых сланцев, 2 – известняки, 3 – серицит-хлоритовые сланцы, 4 – углистые сланцы, 5 – туфопесчаники, 6 – андезиты, андезито-базальты, 7 – граниты; 8 – базальты триасового возраста; 9 – контуры средне-позднеюрской речной долины; 10 – русловые сероцветные гравелиты, песчаники, алевролиты средне-позднеюрского возраста; 11 – древняя зона грунтово-пластового окисления; 12 – контуры оруденелых пород с содержаниями урана $\geq 0,01\%$; 13 – рудные залежи; 14 – линия разреза

Ширина рудоносной палеодолины варьирует от 1 км в верховьях до 4 – 5 км в средней части. Глубина ее эрозионного вреза в породы фундамента составляет 120 – 150 м при глубинах залегания 520 – 680 м.

Рудовмещающий комплекс аллювиальных осадков таборинской свиты (J_{2-3tb}) средне-позднеюрского возраста представлен толщей переслаивания гравийно-галечных, песчаных, песчано-глинистых и глинистых осадков, обогащённых углефицированными растительными остатками. Соотношение в разрезе глин, песков и песчаников изменчиво. Гравийно-песчаные осадки тяготеют к правому более крутому борту долины, а глинистые – к левому.

Таборинская свита, как на Далматовском месторождении, имеет ритмичное строение.

Осадки первого ритма с размывом залегают на породах фундамента. В нижней части развиты плохо сортированные полимиктовые гравийно-галечные, гравийно-песчаные отложения. Гравийный и галечный материал представлен обломками средней окатанности, состоящими в основном из кварца, реже обломков пород фундамента (гранитов, базальтов, сланцев, известняков и др.). Песчаный материал существенно кварцевого состава с небольшой примесью полевых шпатов. Отложения слаболифитированные. По своей фациальной принадлежности относятся к руслово-стречневым образованиям. Наибольшая мощность стречневых отложений до 20 – 30 м зафиксирована в правобережной части палеодолины.

В направлении к левому борту и вверх по разрезу гравийно-галечные и песчано-гравийные отложения постепенно сменяются олигомиктовыми песчаниками прирусловой отмели, содержащими линзы и прослой глинистых пород. Песчаный материал средней степени сортировки, зёрна полуокатаны, цемент гидрослюдисто-каолиновый. Количество цемента в среднем не превышает 20 %. Осадки хорошо проницаемые, бескарбонатные.

В прибортовых частях палеодолины локально развиты пролювиально-делювиальные образования, представленные щебенисто-дресвяно-глинистыми слабопроницаемыми пестроцветными осадками.

Верхняя часть ритма на большей части Хохловской палеодолины представлена пойменно-старичными отложениями – сероцветными горизонтально-слоистыми и массивными алевролитами и глинами. Эти породы слагают относительно выдержанный по площади пласт мощностью от первых до 30 м при средней мощности 12 м. По мере приближения к правому борту палеодолины мощность его закономерно уменьшается до полного выклинивания. В верховьях долины водоупор между нижним и верхним ритмами существует в виде небольших по мощности линз глинистых пород.

Таким образом, наиболее проницаемый тип разреза располагается у правого борта, сменяясь проницаемыми осадками прирусловой отмели – в центральной части долины и слабо проницаемыми пойменно-старичными осадками – у левого борта и в верхней части ритма, отделяя его от вышезалегающих отложений второго ритма.

Отложения второго ритма в отличие от таковых первого имеют более сложное строение, обусловленное многократным чередованием осадков различной проницаемости (стрежневых, прирусловой отмели, пойменно-старичных).

Осадки стрежневые развиты преимущественно в основании разреза и представлены крупнозернистыми песками и песчаниками с хорошей сортировкой обломочного материала, реже – песчано-гравийными отложениями, распространёнными в верховьях палеодолины. Состав пород полевошпат-кварцевый, цемент гидрослюдисто-каолиновый. Отмечается слоистость, обусловленная распределением углистого детрита и дифференциацией обломочного материала. Отложения прирусловой отмели представлены косо- и горизонтальнослоистыми разнозернистыми песками и песчаниками с частыми прослоями глин и алевролитов. Глинистость песчаников составляет 20 – 30 %, иногда более 30 %. Совместно с осадками стрежневыми эти отложения образуют единый водоносный подгоризонт с преобладанием осадков стрежневой фации в правобережной части палеодолины. В разрезе выделяются многочисленные, иногда достаточно выдержанные по площади линзы и пласты пойменно-старичных глинистых отложений, образующие локальные водоупоры.

Завершается разрез второго ритма озёрно-болотными осадками – пластом алевроглинистых лигнитоносных пород, перекрывающим нижележащие аллювиальные отложения.

В осадках палеодолины широко развито растительное органическое вещество.

В песках и песчано-гравийных стрежневых отложениях органические остатки встречаются в виде рассеянных крупных и мелких включений. Количество $C_{орг}$ в них колеблется от 0,3 до 1,5%. В песчаниках и алевролитах прирусловой отмели появляются тонкие прослойки, обогащённые органическими остатками, а также заметно увеличивается количество мелких рассеянных включений. В пойменно-старичных и озёрно-болотных фациях наряду с высоким содержанием тонкорассеянного растительного детрита появляются прослойки лигнитоносных глин и лигнита мощностью от первых до первых десятков сантиметров. Содержание $C_{орг}$ в них составляет 3-4%.

С органическими остатками тесно связаны выделения пирита и марказита. В отложениях стрежневой и прирусловой отмели пирит находится в виде мелких включений, реже в виде небольших конкреций размером до 1 см и скоплений на крупных органических остатках. В пойменно-старичных и озёрно-болотных образованиях отмечаются многочисленные стяжения пирита и марказита.

Аллювиальные осадки рудовмещающей толщи перекрыты красноцветной пачкой глинистых отложений коскольской свиты мощностью до 100 м.

Над коскольской свитой залегают аллювиальные отложения мысовской свиты в виде полосы шириной 5-15 км над юрской палеодолиной. Расположенные выше отложения верхнего мела и олигоцен-четвертичные в районе распространены повсеместно и аналогичны синхронным отложениям района Далматовского месторождения.

Урановое оруденение в пределах средне-верхнеюрской палеодолины прослежено на 28 км, ореол распространения повышенных содержаний урана на – 40 км. Практически все оруденение связано с сероцветными породами, обогащенными органическим веществом, и располагается на границе выклинивания эпигенетически измененных обеленных пород.

Форма рудных тел в разрезе многообразна и зависит от сложности строения и литологических особенностей продуктивной толщи аллювиальных осадков. При однородном строении рудовмещающего водоносного горизонта, а также наличии верхнего и нижнего водоупоров рудные тела имеют форму ролла с хорошо выраженной мешковой частью, верхним и нижним крыльями. Усложнение внутреннего строения рудовмещающего горизонта приводит к усложнению морфологии рудных тел и сочетанию отдельных элементов крыльев и рудных тел линзообразной формы.

Крылья рудных тел обычно сопряжены с непроницаемыми глинисто-алевритистыми осадками верхнего и нижнего водоупоров.

В плане рудные тела представлены узкими лентообразными залежами шириной до первых сотен метров, повторяющими конфигурацию границ зон эпигенетически изменённых пород. Протяжённость рудных залежей первые километры. Средняя глубина залегания подошвы рудовмещающей пачки составляет 595 м.

Содержание урана в рудных телах невысокие – от 0,01 % до первых десятых процента. Отмечаются прослойки более богатых руд с концентрациями урана до первых процентов, однако мощность таких прослоев обычно не превышает первых десятков сантиметров. Среднее содержание урана в рудах Хохловского месторождения 0,031 % при средней мощности руды 5,9 м.

Наибольшая продуктивность отложений отмечается в местах пересечения долиной массивов закарстованных известняков и зон тектонических нарушений в породах фундамента.

Основная часть рудных залежей локализована в пределах верхнего водоносного подгоризонта, где их суммарная протяжённость – 24 км при ширине от 80 до 350 м и мощности от первых метров до 16,5 м. Оруденение с точки зрения гидродинамики пригодно для подземного выщелачивания. Выявленные рудные залежи расположены в водопроницаемых осадках между двумя мощными водоупорами.

Оруденение в нижнем водоносном подгоризонте имеет меньшие масштабы. Возможно, это связано с высокой проницаемостью горизонта и малым количеством органического вещества. Рудные тела в нем чаще всего прижаты к верхней глинистой части разреза. Суммарная протяжённость рудных залежей в нижнем подгоризонте составила 8,5 км при ширине от 40 до 200 м и мощности от первых метров до 9,9 м.

Гидрогеологическая характеристика разреза в целом аналогична району Далматовского месторождения.

В питании горизонтов основная роль принадлежит региональному подземному стоку, формирующемуся за счет инфильтрации атмосферных осадков со стороны Уральской складчатой области. Разгрузка вод происходит за пределами изучаемой площади в долинах крупных рек – Миасса, Тобола.

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения района используются олигоцен-четвертичный и в основном серовский водоносные горизонты. Воды нижележащих горизонтов для хозяйственно-питьевого водоснабжения не пригодны из-за повышенной минерализации (1,5-3,5 мг/л) и содержания ряда специфических компонентов (Br, Fe, Mn, F), превышающих ПДК.

Зона активного водообмена объединяет безнапорные и слабо напорные кислородсодержащие (0,3 – 3,2 мг/л) воды олигоцен-четвертичного и серовского водоносных горизонтов, характеризующихся окислительными условиями водной среды ($E_h = +50 \text{ mV} - +400 \text{ mV}$) и наличием непосредственной связи с поверхностью земли.

Зона затрудненного водообмена объединяет водоносные горизонты в меловых и средне-верхнеюрских осадках и породах фундамента и характеризуется развитием напорных, практически бескислородных, бессульфатных и слабосероводородных ($\text{H}_2\text{S} - 0,2-4,8 \text{ мг/л}$) вод, по химическому составу типичных для восстановительной ($E_h = -145 \text{ mV} - -200 \text{ mV}$) обстановки «содовых» вод зоны замедленного водообмена.

Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород

Урановое оруденение на Хохловском месторождении контролируется зонами эпигенетических измененных обеленных пород и залегает на границе их выклинивания в сероцветных породах. Рудоконтролирующая зона обеленных пород хорошо развита в отложениях нижнего и верхнего ритмов осадконакопления. Она распространяется от верховьев палеодолины на расстояние 37 км. Первые 20 км обеленных пород охватывают всю ширину палеодолины. Ниже по долине они прослеживаются в виде широких лент, прижатых к прибортовым частям (в основном правобережным), охватывая наиболее проницаемые осадки стрежней и фации прирусловой отмели [17, 18].

Сравнение минералого-геохимических особенностей сероцветных и эпигенетически измененных белесых пород показывает следующее.

1. Содержание органического углерода в сероцветных осадках варьирует от 0,3 до 5%. В измененных обеленных породах органические остатки окислены и практически отсутствуют, сохраняясь лишь в виде редких реликтов.

2. Содержание сульфидной серы в неизмененных сероцветных породах колеблется от 0,1 до 3,70%. В измененных породах диагенетические сульфиды окислены, и соответственно содержания сульфидной серы не превышают 0,1%. В них отмечаются реликты псевдоморфоз гематита и гетита по железосодержащим минералам.

3. В сероцветных породах отмечается более высокое (приблизительно в два раза) содержание валового железа по сравнению с эпигенетическими измененными обеленными. Одновременно в обеленных породах отмечаются участки скопления гетита с содержанием железа до 10%.

4. Среди обеленных пород встречаются прослой глины с пятнистой красноцветной и желтоцветной окраской, обусловленной развитием гематита и гетита, по-видимому, следов былого окисления.

5. Для обеленных пород характерна интенсивная каолинизация полевых шпатов, скопления новообразованного каолинита, редкие выделения сидерита и пирита, не затронутые окислением.

По аналогии с Далматовским месторождением предполагается, что обеление пород произошло в результате наложения двух последовательных эпигенетических процессов: рудоформирующего пластово-грунтового, пластового окисления и последующего восстановления зоны окисленных пород.

На первом этапе кислородсодержащие воды, проникая в сероцветные осадки с высокими содержаниями $C_{орг}$ и сульфидов железа, обусловили окисление растительных остатков, дисульфидов железа, приобретали кислый характер, что вызвало каолинизацию пород, частичный вынос и перераспределение железа. Железо переоткладывалось в рудной зоне в виде сульфидов, а на отдельных участках зоны окисления в виде гетита. Вследствие этого уже на стадии окисления сероцветные породы были частично осветлены.

Формирование зоны окисления началось одновременно с заполнением речной долины осадками. По мере заполнения палеодолин сероцветным аллювием, а затем красноцветными существенно глинистыми осадками коскольской свиты грунтовое окисление сменилось пластовым с последующей полной изоляцией позднеюрского водоносного горизонта от поступления кислорода в пластовые воды вследствие развития морской трансгрессии. В результате окислительная обстановка сменилась восстановительной. За счёт восстановительных свойств сероцветной толщ зоны окисления была восстановлена, что обусловило изменение окраски окисленных пород на белую (зеленовато-белёсую). Окраска пород оксидами Fe^{+3} сохранилась лишь в наименее проницаемых частях окисленной толщ. Таким образом, оруденение, сформированное зонами окисления, было законсервировано в условиях восстановительной обстановки и существенных преобразований в дальнейшем не испытало.

На Хохловском месторождении, как и на Далматовском, в верхней части таборинской свиты под красноцветными отложениями коскольской свиты фиксируется вторичное окисление пород, связанное с формированием красноцветной толщ и являющееся, по-видимому, древним грунтовым окислением.

Нижняя граница грунтового окисления проводится достаточно условно. Мощность зоны эпигенетического окисления этого типа составляет 10 – 20 м, а на участках, сложенных проницаемыми породами, до 45 м. Как правило, урановое оруденение, связанное с ними,

незначительно по мощности и содержанию урана, часто приурочено к водонепроницаемым горизонтам, что уменьшает шансы на их практическое использование. Однако указанные зоны эпигенетических изменений имеют более широкое площадное распространение, а связанные с ним ореолы повышенных концентраций урана служат поисковым признаком месторождений.

Минералого-геохимические особенности руд и рудоконтролирующая геохимическая зональность

По материалам А.В.Ладейщикова и др. рудовмещающие породы представлены сероцветными слабо литифицированными песчано-гравийно-галечными породами, разномерными песчаниками с маломощными линзами и прослоями алевропесчаников, алевритов, глин. Серый цвет обусловлен количеством углефицированных растительных остатков, встречающихся в виде крупных древесных обломков и тонкорассеянного детрита. Содержания органического углерода варьируют от 0,05% в светло-серых разностях до 5-7% – темно-серых (обычно от 0,5 до 1,5%). Породы существенно кварцевые (кварца до 60-80%) с гидрослюдисто-каолинистым цементом базального и порового типа. В подчиненном количестве (обычно менее 1%) присутствуют микроклин, плагиоклаз, монтмориллонит, хлорит, магнетит, титано-магнетит, пирит, марказит, турмалин, рутил, анатаз, ильменит, циркон, барит и другие минералы. Среди гравийного материала отмечаются кварц, кварц-мусковитовые, углистые сланцы, липариты, кварциты, известняки, гранит-порфиры, пегматиты, грейзены. В небольшом количестве присутствуют пелитоморфный и сферолитовый сидерит, реже – кальцит и доломит, но содержание CO_2 обычно менее 0,1%, лишь изредка достигает 1%. Содержание сульфидной серы, связанной с диагенетическим пиритом, варьирует от 0,2 до 1,7% (кроме пиритизированных прослоев, конкреций, где содержание $S_{\text{сульфид}}$ может достигать 10 – 20%). Пирит, как правило, встречается в виде мелких глобул размером < 1 мм, пленок и корочек на поверхности детрита, реже образует агрегаты до 1-3 мм из мелких кристаллов.

Уран в породах распределен неравномерно, в результате чего руды характеризуются тонковкрапленной, пятнистой, полосчатой, линзовидной текстурами или их сочетаниями, что подтверждается радиографическими методами исследований. При низких концентрациях урана (первые сотые доли процента) наблюдается, как правило, вуалеобразная засветка рентгеновской пленки, обусловленная его равномерным распределением в глинистом цементе, реже – точечная, за счет присутствия агрегатов урановых минералов. В рудах с содержаниями урана сотые – десятые доли процента в песках наблюдаются точечная,

сгустковая, а в алевролитах полосчатая и пятнистая текстура. Размеры выделений урановых минералов обычно до 0,1 мм, реже крупнее. Они приурочены к алевро-пелитовому цементу, к поверхностям обломочных зерен, выделений сульфидов и к углистому детриту.

Установлено, что основной урановый минерал – оксид урана (настуран). Все остальные минералы – коффинит, нингиоит, уранофан, отенит – встречаются в единичных случаях только при электронномикроскопических исследованиях [17, 18].

Настуран с параметрами $a_0=5,407\text{Å}$ установлен (ПЭМ, РКФА) в нескольких десятках проб в виде тонкодисперсных образований, глобул размером 0,0п-0,п мкм, агрегатов и цепочек глобул размером до нескольких микрон, пленок, корочек с трещинками усыхания, почек размером 0,п-20 мкм [17, 18]. В двух образцах были обнаружены крупные образования настурана размером 1-6 мм, приуроченные к пустотелым конкрециям дисульфидов железа и к углефицированным древесным остаткам с дисульфидами железа. Встречаются колломорфные образования настуранов с низкими значениями параметров элементарной ячейки ($a_0=5.38\text{Å}$ и ниже), что предположительно может быть связано с изоморфным замещением U^{4+} на TR^{3+} или дефектностью кристаллической структуры. Зафиксированы настураны и с высокими параметрами $a_0 = 5.50-5.52\text{Å}$, что, возможно, обусловлено входением тория в кристаллическую структуру (U^{4+} замещается на Th^{4+}).

Коффинит встречен в нескольких пробах в виде веретенцев, глобул, их агрегатов размером до 5-20 мкм или призматических кристаллов размером 0.05-1.5 мкм. Аналогично рудам Далматовского месторождения на Хохловском установлено, что часть урана связана с лейкоксенизированными титанатами. Некоторое количество урана, по данным РЭМ, ПЭМ, находится в колломорфных стяжениях и в их агрегатах размером до 20x35 мкм кремнистого или титан-кремнистого состава, иногда с серой и железом. В подчиненном количестве в стяжениях присутствуют титан, уран-цинк, медь, железо, сера, свинец и другие элементы. В богатых рудах накапливаются халькофильные элементы и элементы-гидролизаты, содержания которых достигают (%): Mo – 0,3, As – 0,5, Ni – 0,5, Co – 0,5, Zn – 0,3, Zr – 0,3, Re – 0,0001. Они содержатся в виде примесей в эпигенетических дисульфидах железа и присутствуют в форме:

- 1) сульфидов – молибденита, сфалерита, арсенопирита, пирротина, троилита, пирита и минералов гр. линнеита, в том числе мельниковита,
- 2) арсенидов – скуттерудита, никелина, леллингита,
- 3) самородных элементов Fe, Cu, Se,
- 4) оксидов – магнетита, рутила, анатаза,
- 5) селенидов – ферроселита.

Отмеченные минералы характеризуются мельчайшими размерами (0.0п-0.п мкм), концентрируются в межзерновом пространстве песков в виде пленок, глобул, дендритоподобных и изометричных образований, мелких кристаллов. В бедных рудах (C_{U} 0.01-0.03%) в отличие от богатых содержания сульфидной серы, валового железа, халькофильных элементов и элементов-гидролизатов, как правило, ниже.

На месторождении установлена рудоконтролирующая геохимическая окислительная зональность, аналогичная таковой на Далматовском месторождении [17, 18]. Выделяются: зона полного окисления, представленная белесыми породами, зона частичного окисления, сложенная светло-серыми породами с содержанием $C_{орг}$ обычно менее 0,1% и зона уранонакопления.

Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд

Возраст месторождения по геологическим данным оценивается как позднеюрский – раннемеловой, что соответствует возрасту основного рудообразования на Далматовском месторождении. По радиологическим особенностям руд Хохловское месторождение является почти полным аналогом Далматовского.

Основной особенностью, влияющей на радиологические свойства оруденения, является высокая степень подвижности радия в воднорастворимых формах в условиях гидрокарбонатно-хлоридных вод на фоне относительной инертности урана, обусловленной восстановительной обстановкой среды. Миграция радия обусловлена, по-видимому, главным образом процессами диффузии. Примером служат результаты дифференцированного опробования скважины, которые показывают, что по ряду проб прослеживается дефицит радия в богатых рудах и аномально высокие содержания его в сопряженных участках бедных руд. В тоже время в балансе по веществу ($mсRa/mсU$) сохраняется значение $K_{рр}$, близкое к 100% при весьма значительных вариациях. В результате детального изучения этого явления при количественной интерпретации данных гамма-каротажа принято среднее значение $K_{рр}$ за 100 % (по материалам С.Н. Маркова, Г.Ю. Попониной).

Геотехнологические условия месторождения

Минеральный состав руд характеризует Хохловское месторождение как урановое, монокомпонентное.

Условия локализации урановых минералов прямо сказываются на степени извлечения урана способом ПВ. Так, урановые минералы в виде глобул, веретенец, их агрегатов, пленок, корочек, почек, реже кристаллов, расположенные, на поверхности, в порах и в кавернах

обломочных зерен относятся к легко извлекаемым. Часть урановых минералов, заключенная среди чешуек слоистых алюмосиликатов, извлекается хуже. Некоторое количество урана сорбировано на лейкоксенизированных титанатах, заключено в крупных углефицированных обломках, в колломорфных стяжениях кремнистого и титан-кремнистого состава. Эти концентрации урана можно отнести к трудно извлекаемым [18].

Рудовмещающий водоносный горизонт (J_{2-3} tb) разделен водоупором переменной мощности на два водоносных подгоризонта, имеющих единую пьезометрическую поверхность с абсолютной отметкой около +138 м, что при абсолютной отметке рельефа поверхности +170-+175м обуславливает глубину залегания подземных вод 35-40м на 80% площади месторождения. В пониженных участках рельефа (до +150 м в долине р. Каменки) глубина стояния вод – 10-15 м. Зоны самоизлива отсутствуют. В правобережной части долины разделяющий водоупор выклинивается, и подгоризонты образуют единый водоносный горизонт.

Кровлей верхнему подгоризонту служат красноцветные существенно глинистые отложения коскольской свиты мощностью 70-80м. Нижний подгоризонт на 70 % площади месторождения подстилают непроницаемые аргиллиты и глинистые сланцы силура и карбона, в центральной части (~10%) – вулканогенные породы триаса, на западном участке – слабо водоносные кавернозные известняки карбона.

Средний коэффициент фильтрации 14м/сут при колебаниях от 10 м/сут до 20 м/сут.

Для рудного горизонта характерен своеобразный химизм пластовых вод – уникально высокое с позиций СПВ содержание бикарбоната (более 2 г/л), общая минерализация 3,5 г/л, содержания радия 115 Бк/л (в пределах рудных залежей), бария – 4,3 мг/л, ионов кальция и магния – 50 – 80 мг/л.

В результате лабораторных исследований установлено следующее.

1. Степень извлечения урана из проницаемых руд при исходной кислотности растворителя 15г/л изменяется от 10 до 89%, причем для руд с исходным содержанием урана до 0,03% преобладающая степень извлечения составляет 30-40 % . Для руд с содержаниями урана более 0,03% извлечение значительно выше – 60-89%. В непроницаемых глинисто-алевритистых рудах степень извлечения варьирует от 17 до 77% при максимальных значениях для руд с исходным содержанием более 0,04%. Из убогих руд ($C_{исх} < 0,01\%$) извлекается 21-54% от исходных содержаний.

2. Добавка в кислотные растворы окислителей (Fe^{+3} , H_2O_2 , $KMnO_4$) в количестве 2 – 5 г/л существенного прироста извлечения урана не дает. Расходные показатели процесса при этом увеличиваются в 2 раза.

3. Предварительная проработка руд пластовой водой с перекисью водорода (от 1,9 до 4,7 кг O₂/т) позволяет увеличить степень извлечения урана на 10 и более % при уменьшении удельного расхода кислоты примерно в 2 раза.

Опытные работы по натурному геотехнологическому опробованию проведены на Центральной залежи месторождения по двухскважинной схеме.

В процессе работ наблюдались:

- интенсивная дегазация откачиваемых растворов с выделением CO₂ и выпадением карбонатных осадков в конструкциях наземной обвязки и в сбросной скважине, что явилось причиной резкого снижения её приёмистости и, как следствие – уменьшение общей производительности установки с 5-7 м³/ч до 1-2 м³/ч,

- повышенная радиоактивность выпадающих осадков за счет соосаждения радия с карбонатами кальция и магния,

- кольматация откачной скважины за счет образования гипса.

В целом процесс выщелачивания сернокислотными растворами характеризуется достаточно интенсивной динамикой. Опыт завершён по достижению величины Ж:Т = 4,75 со следующими показателями:

- степень извлечения урана из недр – 87,3 %,
- удельный расход кислоты – 46 кг/кг ,
- кислотоёмкость рудовмещающих пород – 18 кг/т ,
- среднее с начала опыта содержание урана в откачных растворах – 83 мг/л.

Результаты работ показали несомненное преимущество сернокислотного СПВ.

В целом результаты опытного геотехнологического опробования положительны по всем показателям. По предварительным данным Хохловское месторождение по геотехнологическим условиям близко к Далматовскому, эксплуатация которого осуществляется с положительными результатами. При решении ряда технологических вопросов месторождение может обрабатываться способом СПВ.

2.4. Месторождение Добровольное

Геологические и гидрогеологические особенности

Месторождение расположено на юге Курганской области, в 200 км к югу от Далматовского месторождения. В тектоническом отношении оно приурочено к краевой южной части Западно-Сибирской плиты в пределах Тюмено-Кустонайского прогиба, на

южном склоне Кустанайского вала. Описание месторождения приводится по материалам И.А.Мезенова, С.Г.Голошова, В.Г.Кругловой, П.К.Дементьева.

Месторождение локализовано в эрозионной речной палеодолине средне-позднеюрского возраста, врезанной в палеозойский фундамент (рис. 21).

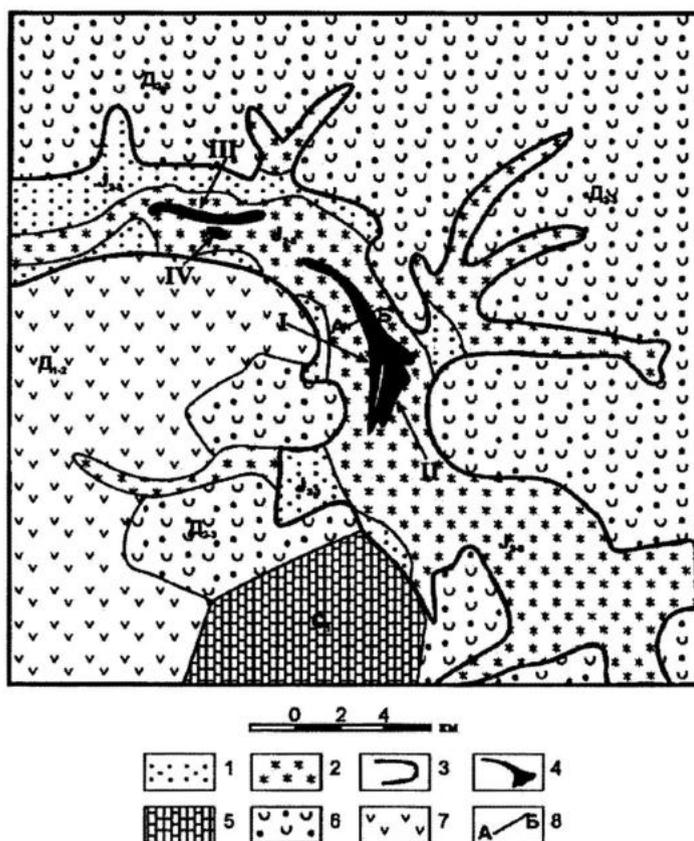


Рис. 21. Схематическая геологическая карта района месторождения Добровольное со снятым чехлом мел-палеогеновых отложений, по И.А. Мезенову.

1 – отложения средне-позднеюрской речной долины – сероцветные галечники, пески, алевролиты, глины с прослоями лигнитов; 2 – зона грунтово-пластового окисления в аллювиальных осадках восстановленная белого цвета; 3 – контуры рудоносной палеодолины; 4 – рудные залежи I, II, III, IV; 5 – 7 – породы фундамента: 5 – известняки, алевролиты, аргиллиты, 6 – красочные песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфы андезито-базальтового состава, 7 – дацитовые кварцевые порфиры, базальтовые порфиры; 8 – линия разреза

Образования палеозоя в пределах месторождения представлены породами девона и карбона с фоновым кларковым содержанием урана: дацитами, кварцевыми порфирами, базальтами, андезитами (D_{1-2}), красочными алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфами андезито-базальтов (D_{2-3}), известняками, аргиллитами, алевролитами (C_1). Верховья юрской палеодолины за пределами месторождения врезаны в толщи докембрия, прорванные гранодиоритами.

Рудоносная палеодолина корытообразной формы шириной 1-5 км, глубина вреза в палеозойский фундамент 150-200 м. Наиболее широкая часть долины соответствует участкам

фундамента, где он сложен осадочными породами – известняками и туфопесчаниками. Протяженность речной долины от верховьев до рудных залежей около 60 км.

Аллювиальные отложения, выполняющие палеодолину, датируются от средне-верхнеюрского возраста до начала раннего мела. Они расчленяются на две части: нижнюю сероцветную (соответствующую таборинской свите на Далматовском и Хохловском месторождениях) и верхнюю красноцветную, относящуюся к коскольской свите.

В сероцветной части разреза выделяются три ритма осадконакопления. В их нижней части развиты грубообломочные отложения, русловые и береговых отмелей, а в верхних преобладают пойменные и озерно-старичные – алевро-глинистые. Отложения каждого ритма на нижележащих залегает с размывом, который местами полностью уничтожает верхние части предыдущего ритма. В целом крупность обломочного материала уменьшается от нижних частей разреза к верхним. Мощность аллювиальных отложений достигает 100 м. Переход к красноцветной части разреза постепенный. Красноцветные отложения представлены образованиями пересыхающих озер и делювием – глинами, алевролитами с линзами песчаников, которые в нижней части разреза часто имеют зеленоватую и белесую окраску. Они выполняют эрозионные понижения в рельефе над средне-позднеюрскими палеодолинами, плащеобразно перекрывают сероцветные рудовмещающие отложения. За пределами палеодолин они ложатся на фундамент. Мощность их – 80-100 м. К верховьям палеодолины она сокращается и, возможно, отложения полностью выклиниваются. Возраст их, по-видимому, берриасовый.

Выше по разрезу залегают континентальные и морские отложения мела, олигоцена и неоген-четвертичные общей мощностью до 500 м.

Практически все оруденение на Добровольном месторождении связано с сероцветными породами, насыщенными обугленным растительным органическим веществом, и располагается на границе выклинивания зон обеленных пород, представляющих древнюю зону пластового окисления, восстановленную последующими процессами. Протяженность зоны окисления от верховьев палеодолины до появления сероцветных пород 60 км. Всего выделяется четыре рудные залежи, расположенные в пределах изгиба речной долины на участке протяженностью 17 км.

Граница выклинивания зоны окисления в плане и разрезе имеет сложную конфигурацию, которая определяется главным образом литологическим составом пород и количеством присутствующего в них органического вещества. В связи с этим морфология рудных залежей многообразна – от типично ролловой, в однородных песчаных породах с

высоким содержанием $C_{орг.}$, до пластовой в крыльях рудных залежей, прижатых обычно к более глинистым породам, и линзовидная (рис. 22).

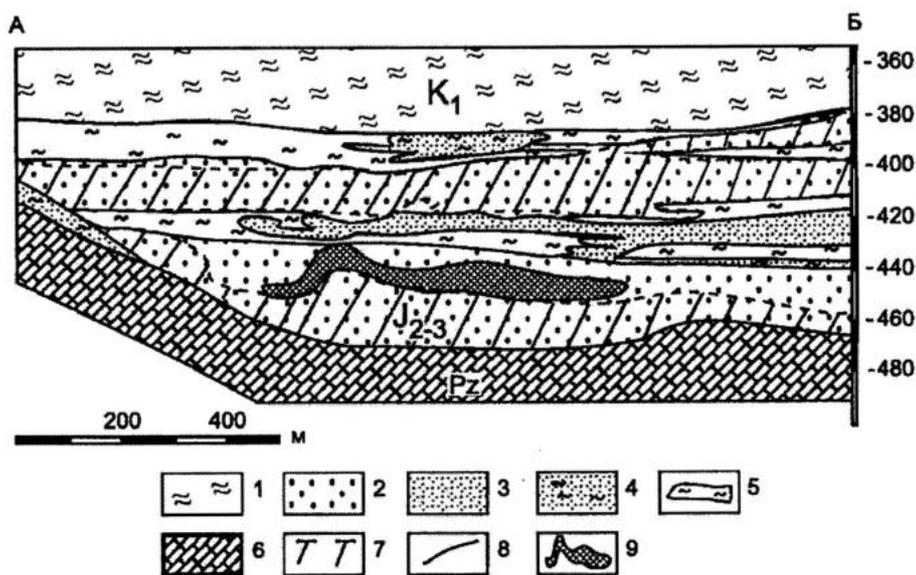


Рис. 22. Месторождение Добровольное. Геологический разрез по линии АБ со снятым чехлом верхний мел-палеогеновых отложений, по И.А. Мезену с упрощением.

1 – глины, глинистые алевролиты красноцветные (K_1), перекрывающие палеодолину. Отложения палеодолины (J_{2+3}): 2 – пески, песчано-гравийные сероцветные отложения, 3 – пески мелко- и среднезернистые сероцветные, 4 – алевропесчаники сероцветные, 5 – глины сероцветные. Породы фундамента: 6 – известняки (Pz), 7 – зоны эпигенетического окисления, восстановленные белесого цвета; 8 – граница ложа палеодолины; 9 – рудные залежи

Глубина залегания рудных залежей 480-690 м, длина 1-7,5 км, ширина 50-800 м, мощность 1,4-11,3 м. Среднее содержание урана по залежам 0,028-0,057%.

Региональная гидрогеологическая позиция Добровольного месторождения в основных чертах сходна с таковой рассмотренных выше Далматовского и Хохловского месторождений, но юрский водоносный рудовмещающий горизонт отличается существенными особенностями.

Ритмично чередующиеся в разрезе хорошо проницаемые гравийно-песчаные отложения с глинистыми водоупорами позволяют выделить в разрезе три водопроницаемых подгоризонта. При отсутствии водоупора между отложениями первого и второго ритмов нижний и средний водоносные горизонты объединяются в один.

Верхний водоносный подгоризонт залегает на глубинах 435-517 м. Средняя мощность 13 м. Верхним водоупором ему служат глины коскольской красноцветной толщи, а подошвой – глинистые отложения второго ритма мощностью 3-15 м. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,8 до 23,5 м/сут.

Водоносные подгоризонты первого и второго ритмов залегают на глубинах 513-567 м. Средняя мощность 30 м при колебаниях от 4,5 до 44 м. Верхним водоупором

служат глинистые отложения второго ритма мощностью 3-20 м, а нижним – породы фундамента. При наличии пластов глин в верхних частях первого ритма могут быть выделены водоносные подгоризонты для первого и второго ритмов отдельно. В целом коэффициент фильтрации изменяется от 5,0 до 20,7 м/сут.

Химический состав вод верхнеюрского водоносного комплекса в пределах месторождения соответствует зоне затрудненного водообмена. Воды преимущественно соленые с минерализацией 11,1-13,0 г/л. В составе компонентов преобладают гидрокарбонаты, сульфаты и хлориды натрия. Воды слабо щелочные – рН колеблется от 7,2 до 7,5. Содержание сероводорода до 1,5 г/л. Значение окислительно-восстановительного потенциала +60 до +120мВ, что свидетельствует о слабовосстановительной обстановке. Содержание урана в воде достигает $7,8 \times 10^{-6}$ г/л. Воды горизонта высоконапорные. Расчетная высота подъема воды над дневной поверхностью 41-47 м.

Минералого-геохимические особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих пород

Руды месторождения Добровольное локализованы в песчаниках разной крупности и гравелитах. Степень сортированности пород изменяется от плохо сортированных до несортированных. Тип цемента поровый и базальный. Терригенный материал окатан слабо, преобладают угловатые и плохо окатанные обломки. Состав обломочного материала представлен зернами кварца (75-90%), слюды (5-15%), калиевого полевого шпата (5%), обломками пород – кварцитов и слюдистокварцевых метаморфических пород (1-5%). Глинистая составляющая преимущественно гидрослюдисто-каолинитовая, иногда с незначительной примесью монтмориллонита и следами хлорита, содержит 55-85% каолинита и 15-45% гидрослюды. Тяжелая фракция на 75-90% состоит из турмалина. В ней также присутствуют ильменит, циркон и в единичных зернах встречаются магнетит, рутил, гранат, силлиманит, эпидот-ортит. Вышеперечисленные минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что одним из источников терригенного материала могли служить калиевые гранитоидные породы, метаморфические комплексы и коры выветривания по ним, слагающие цоколь и обрамление рудоносной палеодолины в ее верховьях.

Сероцветные пески, алевролиты, глины встречаются в различных фациальных обстановках. Цвет пород меняется от серого, темно-серого до черного цвета в зависимости от количества обугленного растительного вещества. Содержание $C_{орг}$ от 0,6 до 2,0% характерно для пород серого цвета, в породах темно-серого и черного цвета этот показатель более 2%, а в

черноцветных углистых глинах и алевролитах достигает 15-20%. Углистое вещество присутствует в виде рассеянных пылеватых выделений, листьев, реже встречаются крупные (1-6 см) обломки обугленной древесины. Все углистое вещество относится к группе бурых углей, в которых спектральным анализом установлены повышенные содержания Sc, Y, Mo, Zn, Pb, Ge, Ti, U. Содержание Fe_{общ} в песчано-гравийных отложениях серого цвета составляет 0,8-1,6% и 2,0-2,7% – в черноцветных породах. Примерно 30-60% железа находится в дисульфидах. Количество сульфидного железа прямо пропорционально содержанию углистого вещества. Аутигенные дисульфиды железа (пирит и марказит) образуют псевдоморфозы по углистому веществу, крупные (3-6см) конкреции зонального строения.

Все рудные залежи практически приурочены к сероцветным породам. Их положение в плане и разрезе контролируется границей выклинивания зоны обеленных пород, которая является частью зоны древнего пластового окисления, в последующем восстановленной. Выше по речной долине обеленные породы сменяются последовательно желто- и красноцветными окисленными породами. Для обеленных пород характерны отсутствие органического вещества, дефицит железа в сравнении с сероцветными породами, отсутствие дисульфидов железа, каолинизация пород. Ближе к сероцветным породам в них присутствует гумусовое органическое вещество.

Для обеленных пород зоны окисления характерно присутствие точечных выделений сидерита и хлорита, а вблизи с сероцветными породами – новообразованного тонкорассеянного пирита. Содержание сульфидного железа здесь достигает 1,65%. По мере удаления от этого контакта в сторону обеленных пород количество пирита постепенно снижается до полного его исчезновения. По сидериту и хлориту иногда развиваются желтые гидроксиды железа.

В обеленных породах часто отмечаются участки с выделениями гидроксидов железа – гетита, гидрогетита, окрашивающих породу в желтый и желто-бурый цвет. Обычно они отмечаются вблизи контактов белесых пород с прослоями красноцветных и серых глин, где образуют сгустки, пятна, пропитывают глинистый цемент. Содержание железа на этих участках нередко достигает 4%.

Предполагается, что зона обеленных пород образовалась под влиянием двух основных последовательных эпигенетических процессов. На первом этапе в раннемеловое время в условиях аридного климата сероцветные породы были окислены под влиянием развития рудоформирующей зоны пластового окисления, в результате чего органическое вещество и диагенетические дисульфиды железа в пределах зоны окисления были окислены, породы каолинизированы, железо частично вынесено, переотложено. В дальнейшем, во время развития

морской трансгрессии, в позднем мелу и олигоцене, рудоносная речная долина была перекрыта мощными толщами глин. Вследствие этого инфильтрация пластовых вод, содержащих кислород, прекратилась. Окислительные условия сменились восстановительными. Зона окисления была восстановлена с образованием минералов закисного железа. В глеевой обстановке железо частично переоткладывалось. В позднем олигоцене – миоцене благодаря региональным тектоническим поднятиям проникновение кислородсодержащих пластовых вод в пределы палеодолины, по-видимому, возобновилось, о чем свидетельствует желтоцветное окисление, развивающееся по минералам двухвалентного железа восстановительного этапа. В дальнейшем восстановительная геохимическая обстановка в юрском водоносном горизонте возникла вновь и сохранилась до настоящего времени.

Минералого-геохимические особенности руд и рудоконтролирующая геохимическая зональность

Большая часть руд (70-80%) локализована в сероцветных породах и частично в белесых на границе выклинивания зоны окисления. Относительно богатые руды с содержанием урана более 0,1% приурочены как к сероцветам, так и к белесым породам по обе стороны от границы зоны окисления. Рядовые (0,05-0,1%) и бедные (0,01-0,05%) руды последовательно сменяют друг друга по мере удаления от богатого оруденения в сторону сероцветных пород, а также отмечаются в белесых породах, оконтуривающих сравнительно богатые руды со стороны зоны окисления.

По данным В.Г.Кругловой, основными урановыми минералами являются оксиды урана и коффинит. Количественные соотношения их в рудах изменчивы.

Выделяются три генерации оксидов урана.

Оксид урана первой генерации образует коллоидные корки, обособленные скопления глобул и единичные крупные глобулы в цементе, нарастает и частично замещает органическое вещество и дисульфиды железа. Параметры его кристаллической решетки $a = 5,420-5,423 \text{ \AA}$. По данным микроанализатора, оксиды урана первой генерации содержат в своем составе: уран (86,2-87,8% UO_2), железо (1,1-1,4% FeO), кальций (2,9-3,1% CaO), фосфор (0,4-0,6% P_2O_5), иттрий (0,2-0,3% Y_2O_3) и некоторые другие элементы (табл. 12).

Оксид урана второй генерации образует мелкие плотные с гладкой поверхностью глобулы, нарастающие на оксид первой генерации, дисульфиды железа и органическое вещество. Часто встречаются глобулы, образующие скопления между слоев глинистых минералов. Параметры решетки оксида урана второй генерации $a = 5,40 \text{ \AA}$.

Химический состав оксида урана первой генерации (%)

№ зерна	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	P ₂ O ₅	TiO ₂	PbO	UO ₂	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	Ge ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Na ₂ O
1	1,9	н/о	1,4	2,9	0,4	0,1	1,1	86,2	0,3	н/о	0,4	0,1	0,3
2	1,2	н/о	1,2	3,1	0,4	н/о	0,7	86,9	0,2	н/о	0,5	н/о	0,4
3	1,1	0,1,	1,1	2,9	0,6	0,1	0,5	87,0	0,2	0,1	0,5	н/о	0,3
4	1,4	н/о	1,2	3,1	0,5	0,1	0,1	87,8	0,2	н/о	0,4	0,1	0,3

Оксид урана третьей генерации нарастает на ранее образованный оксид, замещает полуокисленный сажистый растительный детрит и образует самостоятельные корки и мелкие гнезда в цементе. По данным рентгеноструктурных исследований он имеет решетку с параметрами $a = 5,35\text{Å}$, несовершенную структуру и плохо полируется. Спектрально-лазерным методом в нем установлены иттрий, скандий, ванадий, галлий.

Коффинит распространен широко, но имеет подчиненное значение. Отмечаются две его генерации. Коффинит первой генерации образует крупные веретеновидные кристаллы, плотные корки на оксидах урана первой генерации и микрогнезда в цементе. Вторая генерация коффинита представлена мелкими веретеновидными кристаллами, образующими единичные включения либо корки, состоящие из скоплений этих же кристаллов.

Кроме оксидов урана и коффинита встречается минерал, содержащий в своем составе (по результатам полуколичественного микрозондового анализа) уран (11,4% UO₂), иттрий (18,8% Y₂O₅) и фосфор (14,3% P₂O₅), а также кальций (1,7% CaO), железо (2,6% FeO), диспрозий (2,4% Dy₂O₃), эрбий (1,5% Er₂O₃), цинк (2,5%), серу (9,5%). Его диагностика не завершена. Возможно, это новый минерал.

Сопутствующие минералы представлены пиритом, марказитом, сфалеритом, халькопиритом, иордизитом, минералами селена и рения, реже встречаются молибденит, арсенопирит, борнит, тенорит, дигенит, галенит, отмечаются самородные селен, свинец и железо.

Самородный селен характерен для руд в белесых породах и в сероцветных породах в зоне контакта с белесыми. Он образует тонкие игольчатые и длиннопризматические кристаллы размером 1-2 мкм. Ферросилит свойственен рудам в черных, темно-серых и серых породах. Этот минерал встречается в виде призматических кристаллов, их агрегатов и двойников. Размер зерен обычно от 1 до 5 мкм. Иногда ферриселит находится в сростании с концентрически-зональными образованиями ванадиевого минерала.

Минералы молибдена характерны для сероцветных руд, обогащенных органическим веществом, и представлены иордизитом и реже молибденитом, который

нарастает на корки иордизита. Выделения молибденита дают микродифракционную картину, свидетельствующую о «незрелой» стадии образования этого минерала.

Максимальные содержания рения установлены в относительно богатых урановых рудах с большим количеством эпигенетических дисульфидов железа. Многократным обогащением выделены уран-пиритовые концентраты, в которых содержание рения достигало 108 г/т. Электронно-микроскопические и рентгеноструктурные исследования, выполненные В.Т.Дубинчуком и Е.Р.Викулиной, позволили установить в этих зернах размером до 2 мкм рений и серу, а их микродифракционная картина, форма кристаллов и набор характерных межплоскостных расстояний близки синтетическим минералам Re_2S_7 и ReS_2 (табл. 13). В белесых породах подзоны частичного окисления установлены зерна размером до 1-3 мкм, в которых содержится большое количество рения, но не обнаружена сера, что, возможно, свидетельствует в пользу нахождения рения и в оксидной минеральной фазе.

Таблица 13

Результаты рентгеноструктурного анализа минералов рения

Эталонный образец		Природный образец	
dA	hkil	dA	hkil
ReS_2			
2,62	1010	2,64	1010
2,13	1013	2,18	1013
1,49	1112	1,55	1112
Re_2S_7			
dA	hkl	dA	hkl
5,12	002	5,07	002
3,14	141	3,12	141
2,56	004	2,56	004
2,46	251	2,49	251
2,16	260	-	-
2,11	352	2,19	352
1,88	460	1,93	460
1,76	444	1,70	444
1,68	206	-	-
1,28	008	-	-

Высокие концентрации рения характерны как для относительно богатых, так и для рядовых сероцветных руд. Меньшая его часть (15-20%) локализована в бедных рудах и белесых породах: относительно богатые руды содержат рения от 0,05–до 19,3/ср – 3,74 г/т, рядовые 0,05–4,08/0,95, бедные 0,05–3,12/0,35.

Форма и размеры рудных залежей с рениевым оруденением в целом совпадают с подзонами относительно богатых и рядовых урановых руд.

Общие ресурсы рения (P_1) Добровольного месторождения как попутного компонента составляют 16,2 т при среднем содержании 0,741 г/т.

Средние содержания рения в г/т и мощности оруденения в метрах по урановорудным залежам следующие (химические и нейтронно-активационные анализы).

Рудные залежи	Среднее содержание	Средняя мощность
I	0,964	3,31
II	0,936	2,10
III	0,886	2,94
IV	0,436	3,20

Из других сопутствующих элементов наиболее типичны Se, Mo, Y, V. Кроме того присутствуют Zn, Cu, Zr, Ti, Cr, Mn, Sc, TR, реже встречается As, Sb. В табл. 14 представлены содержания основных сопутствующих микроэлементов по типам руд в белесых и серых породах, а на рис. 23 показано распределение этих микроэлементов в эпигенетической зональности. Максимальные концентрации всех указанных элементов отмечаются в богатых рудах (см. табл. 14). При этом большая часть селена смещена в сторону окисленных пород, молибден же локализован в сероцветах, а его ореольные концентрации иногда располагаются дальше фронтального замыкания урановорудной зоны.

Таблица 14

Содержание основных сопутствующих элементов (в г/т) по типам руд
(рентгеноспектральные анализы)

Геохимический тип пород	Белесые породы подзоны частичного окисления			Сероцветные породы		
	бедные	рядовые	отн.богатые	отн.богатые	рядовые	бедные
Типы руд Количество проб	16	7	11	38	13	63
Селен	<u>132-2</u> 20	<u>111-5</u> 57	<u>4299-14</u> 685	<u>8521-2</u> 900	<u>34-2</u> 8	-
Молибден	-	<u>14-5</u> 10	<u>379-5</u> 110	<u>2229-10</u> 247	<u>191-5</u> 41	<u>381-5</u> 70
Рений	<u>0,37-0,05</u> 0,06	<u>2,93-0,05</u> 0,58	<u>5,86-0,05</u> 1,61	<u>19,3-0,05</u> 3,74	<u>4,08-0,05</u> 0,95	<u>3,12-0,05</u> 0,35
Ванадий	<u>400-30</u> 74	<u>500-50</u> 220	<u>1000-100</u> 470	<u>3000-70</u> 585	<u>300-40</u> 105	<u>300-20</u> 58
Иттрий	<u>1</u> 1	<u>2-1</u> 1,4	<u>78-1</u> 8,8	<u>34-1</u> 4,7	<u>7,5-1</u> 1,8	<u>1</u> 1

Содержание иттрия дано в виде коэффициента концентрации.

В числителе – интервалы содержания, в знаменателе – среднее содержание.

Основными концентраторами Y и Sc являются алевроглинистые породы и тонкие фракции песков (табл. 15).

Максимальные содержания иттрия встречены в контуре богатых урановых руд (Y – 480 г/т, U – 24803 г/т в песках и Y – 670 г/т, U – 2843 г/т в глинах). Кларки концентраций скандия в оруденелых породах имеют значения от 1 до 2, что в целом свидетельствует об

отсутствии его существенных накоплений. Однако при содержании урана более 1% в песках встречаются повышенные концентрации скандия до 43 г/т.

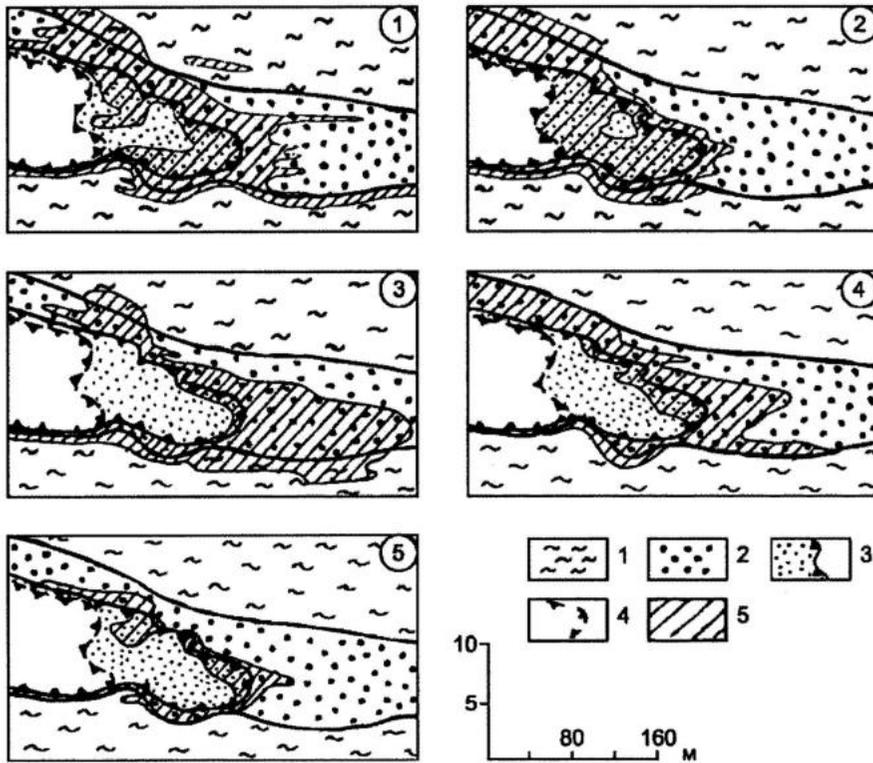


Рис. 23. Месторождение Добровольное. Распределение элементов в профиле рудоконтролирующей зональности: 1 – U, 2 – Se, 3 – Mo, 4 – Re, 5 – Y по С.Г. Галашову, П.К. Дементьеву. 1 – водоупорные сероцветные глины, глинистые алевролиты; 2 – водопроницаемые сероцветные песчаники. Древняя зона пластового окисления, восстановленная пострудными процессами: 3 – частичного окисления, 4 – полного окисления; 5 – содержание элементов: 1-U > 0,0п%, 2,3-Se, Mo – от 0,004 до 0,п%, 4-Re ≥ 0,00п г/т, 5-Y (коэффициент концентраций) от 2 до 80

Таблица 15

Фоновые содержания (в г/т) иттрия и скандия в неизмененных сероцветных породах (спектральные количественные анализы)

Литологические типы пород	Крупнозерн. пески и гравийники	Среднезерн. пески	Мелкозерн. пески	Алевро-песчаники	Алевро-литы	Глины
Кол-во проб	69	264	68	28	11	33
Иттрий	4,4	6,1	10,1	18,4	21,5	24,6
Скандий	2,4	3,1	5,7	11,2	19,2	16,9

В рудах месторождения встречаются повышенные содержания редких земель. Содержание их в среднем низкие и обычно составляет 100-200 г/т и лишь в отдельных пробах достигает 1000 г/т и более. В составе TR существенно преобладают легкие редкие земли, а их концентраторами являются алевроглинистые фракции песков. Содержание лантана колеблется в пределах от 9,5 до 75 г/т (обычно 25-40 г/т), церия от 50 до 115 г/т (обычно 20-

40 г/т). В небольших количествах (1-3 г/т) постоянно определяется иттербий, а в 10% проб содержание его достигает 10-30 г/т. Примерно в 15% проб определены Ho (до 23 г/т), Er (до 44 г/т), в 6% проб обнаружен Dy в количестве от 20 до 42 г/т. Во всех пробах, где определены эти элементы сумма редких земель превышает 500 г/т. Не обнаружены Pr, Eu, Lu, Tm, Gd, Sm. Содержание в рудах некоторых редкоземельных элементов обнаруживают определенную связь с содержанием урана. Максимальные количества Nd фиксируются в самых богатых пробах. Содержание Ho, Er, и Yb имеют тенденцию к повышению с ростом содержания урана. Содержание La и Ce в богатых рудах и в ореольной зоне близкие.

Возраст месторождения и радиоактивное равновесие руд

По геологическим соображениям и аналогии с другими месторождениями района основной возраст Добровольного месторождения считается позднеюрско-раннемеловым. При этом П.К. Дементьевым и С.Г. Галашовым допускается некоторое перераспределение урана в позднем олигоцен-миоцене в связи с установлением повторного инфильтрационного этапа и развитием «молодой» зоны пластового окисления, под влиянием которой были окислены минералы двухвалентного железа этапа пострудного восстановления древней рудоформирующей зоны пластового окисления.

Коэффициент радиоактивного равновесия в рудах месторождения в среднем приближается к 100% при его изменениях по частным пробам от 25% до 500%. При этом в богатых рудах на границе с бедными наблюдается недостаток радия, а в бедных на границе с богатыми – его избыток.

Указанная закономерность отмечается как в проницаемых, так и в непроницаемых породах. Эти данные подтверждает преимущественно диффузионный характер переноса радия в восстановительной бессульфатной обстановке. Вследствие этого коэффициент радиоактивного равновесия для месторождения в целом принят в среднем за 100%, как и в более детально изученном Далматовском месторождении.

Геотехнологические условия месторождения

Добровольное месторождение по геолого-гидрогеологическим и геотехнологическим особенностям близко к Далматовскому месторождению. Содержание раздела приводится по материалам Б.Г. Самсонова, Кутуевой, А.В. Галашова.

Рудные залежи месторождения приурочены к хорошо фильтрующим средам и характеризуются преимущественно оксидным типом руд. Вмещающие породы бескарбонатные ($\text{CO}_2 < 1\%$). Глубина рудовмещающего водоносного горизонта около 500 м.

Фильтрационные ($k = 15 \text{ м/сут}$) и ёмкостные ($km \text{ } 173 \text{ м}^2/\text{сут}$) свойства рудовмещающих горизонтов также сходны, но гидрогеологические условия иные, поскольку Добровольное месторождение находится в зоне самоизлива с напором на устьях опытных скважин 41-48 м.

Лабораторные геотехнологические испытания руд с содержанием урана более 0,01% дали положительные результаты сернокислотного выщелачивания урана по всем показателям, результаты содового выщелачивания с окислителем – отрицательные.

Степень извлечения рения раствором серной кислоты (20 г/л) колеблется от 8 до 90% ($\epsilon_{\text{ср.}} \text{ } 35\text{-}40\%$), максимальная достигнутая концентрация в растворе 0,676 мг/л. Степень извлечения рения карбонатными растворами с окислителем составляет 21-100% ($\epsilon_{\text{ср.}} \text{ } 67\%$).

Степень извлечения скандия раствором серной кислоты (20 г/л) меняется в пределах 9-58% ($\epsilon_{\text{ср.}} \text{ } 18\%$). Максимально достигаемая концентрация 0,45 мг/л.

Увеличение концентрации кислоты заметно активизирует извлечение всех рудных компонентов – урана, скандия, редкоземельных элементов, иттрия (за исключением рения).

Низкая карбонатность руд и пород определяет невысокие единичные затраты кислоты.

При натуральных геотехнологических испытаниях в силу высокой напорности пластовых вод (статический уровень выше земной поверхности до 48 м) подача рабочего раствора кислоты осуществлялась нагнетательными насосами (длительность 260 суток).

Концентрация кислоты изменялась от 10 – 20 до 40 г/л в конце опыта. Содержание урана в продуктивном растворе при концентрации кислоты 10 г/л было равно 60-75 мг/л, а при концентрации кислоты 20 г/л – 110-140 мг/л. Опыт определен как незавершенный.

Итоговые результаты опыта: $J:T=0,94$, $E=82 \text{ мг/л}$, $C_{\text{ср.}}$, $Z=100 \text{ кг/кг}$.

Используя зависимости $C_{\text{ср}}$ и Z (расход кислоты) от фактора $mс/м$, выявленные на Далматовском месторождении, и значение $mс/м=0,045$, для Добровольного месторождения установленное способом экстраполяции, получили следующие величины: $E=50\%$, $C_{\text{ср}}=76 \text{ мг/л}$, $C_{\text{max}}=104 \text{ мг/л}$, $Z=43 \text{ кг/кг}$.

Концентрация скандия в откачиваемом растворе 160 суток из 260 была ниже чувствительности анализа. Повышение концентрации скандия до 0,76 мг/л с извлечением 2% достигнуто только на последнем этапе опыта.

Извлечение иттрия составило около 5% при средней концентрации 0,75 мг/л.

Максимальная достигнутая концентрация редких земель составила 13,5 мг/л (средняя 5 мг/л). Следует отметить, что состав редких земель в рабочих растворах отличается от их состава в рудах и характеризуется соотношением редких земель – тяжелых (иттрий-иттербий), средних (неодим-самарий-европий) и легких (церий-лантан) – близким 1:1:1.

В продуктивных растворах обнаружены также молибден – в среднем 1,0 мг/л, хром – до 1,95 мг/л и ванадий – в среднем 10 мг/л.

Рений в продуктивных растворах не обнаружен.

Результаты геотехнологических испытаний по достигнутым и ожидаемым показателям по основному полезному компоненту занимают промежуточное положение между результатами, полученными по двум лучшим участкам Далматовского месторождения.

В целом результаты проведенных исследований можно оценивать как положительные. Однако условия самоизлива при отработке месторождения способом СПВ потребуют соответствующих дополнительных технических решений.

2.5. Месторождение Тобольское

Описание месторождения приводится по материалам И.А.Мезенова, С.Г.Галашова.

Месторождение Тобольское расположено в Казахстане в 60 км на юго-запад от месторождения Добровольного. В структурном отношении оно находится в пределах Тюмено-Кустанайского синклинория. В фундаменте в синклиналиях структурах этого прогиба широкое развитие получили нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные образования и эффузивы основного и среднего состава. В антиклинорных структурах на поверхность фундамента выведены карбонатные породы и вулканогенно-осадочные образования верхнего девона – нижнего карбона, а также красноцветные терригенные породы и кислые вулканиты девонского возраста в восточной части прогиба.

Месторождение приурочено к средне-верхнеюрским речным долинам, врезанным в фундамент. Палеодолины перекрыты морскими и континентальными отложениями мела, палеогена и неогена.

В целом геологическая и гидрогеологическая обстановка района месторождения в общих чертах сходны с таковыми месторождениями Добровольного, Хохловского и Далматовского, за исключением состава пород фундамента и некоторых гидрогеохимических особенностей.

Рудное поле месторождения объединяет три участка – Новониколаевский, Тобольский и Коктерекский, располагающихся в двух средне-позднеюрских

палеодолинах: Степановской и ее крупном правом притоке – Жосалакольской. Главная Степановская палеодолина протяженностью более 100 км является правым притоком магистральной Успеновско-Балыктинской палеодолины, которая прослежена к северу в меридиональном направлении и уже в России носит название Кочердыкской.

Цоколь рудоносных палеодолин залегает на глубинах 250-450 м. Ширина их изменяется от 1-2 до 4-5 км, глубина врезов палеодолин в фундамент 100-200 м. Палеодолины выполнены отложениями средней-верхней юры и нижнего мела, которые расчленяются на две пачки: нижнюю сероцветную с растительными углистыми остатками (продуктивную J₂₋₃) и верхнюю красноцветную (K₁).

Аллювиальные сероцветные отложения нижней пачки мощностью от 40 (в верховьях палеодолин) до 100 м характеризуются ритмичным строением. Выделяется три ритма. В нижних частях они представлены главным образом отложениями русловыми и русловых отмелей – водопроницаемыми гравийно-песчаными породами, в пределах каждого ритма большей частью тяготеющие к крутому левому борту палеодолин, вблизи которого отмечается увеличение их мощности. Верхние части ритмов представлены существенно глинистыми пойменными и старичными отложениями, представляющими собой местные водоупоры. Переходы от нижних частей ритмов к верхним постепенные. Местами, особенно вдоль крутых бортов, верхние части ритмов размыты вышележащими грубообломочными породами. В этих случаях водоносные горизонты первого и второго ритмов объединяются в один. В прибортовых частях палеодолин местами развиты пролювиально-делювиальные красноцветные отложения.

Верхняя красноцветная алевро-глинистая пачка озерных и пролювиально-делювиальных отложений завершает разрез палеодолин и выходит за их пределы на 5-14 км в стороны от их бортов. Ее мощность достигает 80-100 м, а к верховьям палеодолин сокращается до 5-10 м. На водоразделах она отсутствует.

Наиболее концентрированное урановое оруденение с промышленными параметрами выявлено в Жосалыкольской палеодолине протяженностью около 30 км на Новониколаевском участке.

В пределах участка выявлено шесть рудных залежей лентовидной формы, залегающих на глубинах 370-400 м. Наиболее крупная из них локализована в песчаных и песчано-гравийных водопроницаемых породах. Ее протяженность 6,6 км, ширина 100-400 м, мощность оруденения колеблется в пределах 2,4-15,2 м. Среднее содержание урана 0,034%. Другие залежи имеют сходную морфологию, но отличаются меньшими параметрами.

Рудные залежи локализованы в местах со сложной литолого-фациальной обстановкой, обусловленной чередованием водопроницаемых и менее проницаемых пород; положение их в плане и разрезе контролируется границами выклинивания эпигенетически измененных окисленных пород. По цвету и минералого-геохимическим особенностям выделяются красноцветные, желтоцветные и обеленные (белые) породы, закономерно сменяющие друг друга и образующие эпигенетическую окислительную зональность общей протяженностью 20 км. Красноцветные и пестроцветные породы развиты в верховьях палеодлин. В направлении к границе с сероцветными породами доля красноцветного окисления постепенно сокращается. Красноцветные окраски сменяются желтоцветными и белыми. Далее ближе к сероцветным породам желтоцветные окраски практически исчезают. Фронтальная часть зоны окисления представлена обеленными породами, в которых изредка встречаются реликты красноцветного окисления, небольшие участки желтых пород и редкая вкрапленность желтых гидроксидов железа. Обеленные породы сменяются рудной зоной в серых породах. По удалению от границы с обеленными породами содержания урана и сопутствующих элементов постепенно снижаются.

Переход белых пород в серые постепенный, соответствующий, по-видимому, подзоне неполного окисления.

Для пород этой подзоны характерны повышенные содержания валового железа за счет его сульфидной формы, выделения молочно-белого кальцита в виде мелких стяжений, цементирующих обломочный материал песков (хотя в целом карбонатность пород этой подзоны невысокая) и наличие полуокисленных углистых остатков с обильными включениями тонкокристаллического пирита. Белые породы подзоны неполного окисления нередко содержат урановое оруденение, а его продуктивность закономерно повышается в направлении к границе с сероцветами, где локализуются наиболее богатые руды.

По данным С.Г.Галашова, содержание валового железа в красноцветных и сероцветных породах равные, желтоцветы местами характеризуются повышенным содержанием валового железа, а обеленные – его дефицитом.

Предполагается, что оруденение сформировано древними зонами окисления, которые в дальнейшем при развитии морской трансгрессии были восстановлены.

Характерная особенность окислительных изменений на Тобольском месторождении – широкое развитие в ранее окисленных и впоследствии восстановленных, а также в неизмененных сероцветных породах псевдоморфных точечных выделений желтых гидроксидов железа по дисульфидам железа диагенетического, рудного и эпигенетического восстановительного этапов. Их образование П.К. Дементьевым и С.Г. Галашовым

связывается с более молодой пластовой зоной кислородного окисления, наложенной на древнее оруденение. При этом в сероцветном разрезе окислению подвергается только сульфидная минерализация, а углефицированный растительный детрит остается в прежнем виде, поэтому в целом окраска сероцветов и содержание органического углерода в результате наложения этого процесса не меняется. Особенно ярко процесс молодого окисления проявился на Тобольском участке месторождения. Здесь зона точечно окисленных пород развита в отрыве от обеленных пород на несколько километров. Горница этой зоны в ряде случаев контролирует бедное урановое оруденение.

По минеральному составу рудовмещающие пески существенно кварцевые. Тип цемента в основном поровый каолиновый с незначительным количеством монтмориллонита и хлорита. Песчано-гравийный материал окатан слабо. В среднем в песках кварц составляет 75-90%, слюда – 5-15%, калиевый полевой шпат – 5%, обломки пород – 1-5%.

По составу устойчивых акцессорных минералов выделяются два основных типа песчаников: с преобладанием турмалина (75-90%) в тяжелой фракции или ильменита (70-90%). Первый тип свидетельствует о наличии в области питания пород гранитоидного состава и характерен для наиболее ураноносной палеодолины.

Рудовмещающие породы богаты органическим веществом растительного происхождения. Содержание $C_{орг}$ в них колеблется в пределах от 0,2 до 7%. Характерные урановые минералы – оксиды урана (настуран, черни) и коффинит.

Настуран представлен двумя основными генерациями. Настуран-1 отличается большей твердостью, плотностью, более высокой отражательной способностью. Его выделения обычно связаны с органическим веществом и сульфидами, особенно с пиритом. Настуран-II нередко нарастает на настуран-1 и замещает его.

Коффинит является широко распространенным минералом и в некоторых образцах преобладает над настураном. Коффинит-1 образует крупные веретеновидные кристаллы, дающие четкую микродифракционную картину. Он также образует плотные корки на настуране-1 и микрогнезда в цементе, богатом органическим веществом. Коффинит-II обычно встречается в виде мелких единичных кристаллов, чаще корок, состоящих из многочисленных кристаллов.

Сопутствующие минералы – пирит, марказт, иордизит, молибденит, сфалерит, халькопирит, борнит, арсенопирит, минералы селена, возможно, рения. Молибденит нарастает на корки иордизита. Он дает микродифракционную картину, свидетельствующую о «незрелой» стадии образования минерала. Для него характерна быстрая окисляемость, как и для иордизита.

Сфалериты, как правило, типа клейофанов. Они светло окрашены от медово-желтых до коричнево-желтых, содержат небольшое количество железа и примеси кадмия.

Селеновые минералы представлены самородным селеном и ферриселитом. Самородный селен характерен для зоны частичного окисления, реже встречается в серых рудах. Ферриселит распространен в черных, темно-серых и серых рудах.

Наиболее широко распространены элементы: Mo, Se, Pb, Cu, Zn, V, максимальные содержания которых не превышают десятых долей процента, а также Re, Sc, Y. Их средние содержания в основной рудной залежи составляют (г/т): Re – 0,656, Sc – 6,5, Y – 19,3.

Рений присутствует в дисульфидах железа, органическом веществе, минералах урана. На электронном микроскопе В.Т.Дубинчуком и Е.Р.Викуловой в мельчайших выделениях были установлены микродифракционные картины, близкие к таковым синтетического минерала Re_2S_7 , что позволяет предполагать наличие в рудах сульфида рения.

Иттрий и скандий концентрируются на глинистом органическом веществе и в минералах урана.

На месторождении в юрских отложениях палеодолин выделяются два основных водоносных горизонта: нижний, охватывающий русловые отложения первого и второго аллювиального ритмов, и верхний, включающий комплекс русловых отложений третьего ритма. Красноцветная толща служит верхним водоупором. Нижним водоупором является кора выветривания пород фундамента.

Коэффициент фильтрации рудоносных горизонтов колеблется в пределах от 1 до 18,7 м/сут. Воды продуктивных горизонтов хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые с восстановительной обстановкой (H_2S – следы, $Eh=+100$ мв). Особенность Тобольского месторождения – повышенные содержание гидрокарбонатов (HCO_3 400 мг/л) и сульфатов (450-670 мг/л) в отличие от бессульфатных вод Далматовского месторождения. Содержание урана до $7,8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Иногда присутствует молибден – до 100 мг/л и фтор – до 75 мг/л.

Коэффициент радиоактивного равновесия в рудах месторождения приблизительно в среднем равен 100% при колебаниях от 25 до 345%.

Изотопно-свинцовые данные свидетельствуют о раннемеловом возрасте оруденения (100 млн лет) и частично – позднеюрском (125 млн лет), а также о перераспределении урана в олигоцене-неогене (25-40 млн лет). Часто максимальное содержание урана (до 1%) соответствует более молодому возрасту.

Изучение геотехнологических условий месторождения показало, что гидродинамические, литологические, геохимические, минералогические параметры благоприятны для отработки месторождения способом СПВ.

Лабораторные испытания установили:

- принципиальную возможность извлечения одновременно с ураном попутных компонентов: рения, скандия, молибдена,
- хорошую выщелачиваемость рения карбонатными растворами с окислителем и серной кислотой,
- возможность извлечения молибдена содовыми растворами и серной кислотой,
- более полную извлекаемость урана и скандия в сернокислотных растворах с добавкой окислителя.

2.6. Месторождение Сенжарское

Месторождение расположено в Казахстане в 8 км к югу от пос. Сенжарка, в 200 км к востоку от Добровольного месторождения, в Пресновской палеодолине, в месте сочленения ее с левым (Сенжарским) и правым безымянным притоками.

В разрезе палеодолины выделяются три ритмо-пачки, сложенные отложениями руслового и руслово-пойменного комплексов. Отложения нижней и средней пачек образуют единый водопроницаемый рудовмещающий горизонт мощностью до 50 м, представленный конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с галькой кварца и кварцита. Верхний рудовмещающий горизонт сложен в основном мелко-средне-зернистыми песками. Завершается разрез красноцветной пачкой коскольской свиты. Ширина палеодолины на участке месторождения 4-5 км. Общая мощность аллювиальных отложений 100-125 м.

Зона эпигенетического окисления развивается, по-видимому, от правого и левого притоков, но главным образом в правой прибортовой части палеодолины в отложениях руслового аллювия нижней и средней пачек. Протяженность установленной зоны окисления пород около 10 км при ширине до 1,7 км. Мощность зоны окисления до 40 м. Признаки эпигенетического окисления отмечаются и в верхней части аллювиального разреза в глинах и изредка – в песках пойменного и руслового аллювия непосредственно под красноцветной толщей.

Оруденение локализовано в приосевой части палеодолины на выклинивании зоны пластового окисления в нижнем рудовмещающем горизонте в интервале глубин 540,1-560,8 м. Содержание урана составляет от 0,034 до 0,047% на мощность 3,8-10,2 м (мс до 0,479 м%). Ширина рудной залежи около 400 м. Рудная залежь прослежена на 15-20 км к востоку и в этом направлении не оконтурена.

Оруденение в палеодолине сопровождается широким ореолом аномальной радиоактивности (30-150 мкР/ч) и забалансового оруденения как в вышележащих отложениях нижнего мела, так и в фундаменте.

В рудах отмечаются скандий (3 – 16 г/т), иттрий (5 – 50 г/т), редкие земли (60 – 670 г/т).

В заключение, оценивая перспективу обнаружения новых инфильтрационных месторождений в средне-позднеюрских эрозионных структурах речных долин Зауральского урановорудного района, следует отметить, что позднеюрско-раннемеловая рудоформирующая эпоха в регионе была проявлена достаточно эффективно [26, 70]. Возможность обнаружения новых месторождений не исчерпана [9, Халезов, Долбилин, 2011]*: к югу от широты г. Серова – сформированных грунтовыми и пластовыми ураноносными водами под чехлом морских осадков во время второй рудоформирующей эпохи в условиях перехода гумидного климата в аридный, семиаридный, а к северу от этой границы – связанных с зонами грунтового окисления, образованных в обстановке гумидного климата при наличии рядом расположенных источников урана (см. раздел 3, рис. 24).

Основные геологические материалы для прогнозирования месторождений данного типа в Зауралье под чехлом морских мел-палеогеновых осадков в м-бе 1:200000:

1. Карта распространения погребенных речных долин, которая хорошо себя зарекомендовала при открытии Хохловского, Добровольного и Тобольского месторождений, составленная на основе интерпретации гравиметровой карты м-ба 1:200000 (Халезов, Мусеилов, Данковцев, ВИМС, 1983).

2. Геологическая карта нижний триас-палеозойского фундамента м-ба 1:200000 с выделением комплексов пород, которые могли служить источником урана.

При поисках надо иметь в виду, что промышленное оруденение в районе контролируется границей выклинивания зон белесых пород**. Красноцветные и желтоцветные ЗО, сами по себе не контролирующие промышленное оруденение, при поисковых работах должны рассматриваться как возможные части рудоконтролирующей зональности и неизменно прослеживаться до их выклинивания, так как на фронте могут перейти в зону обеления, контролируемую оруденение (см. раздел 2.2).

* Рекомендации по увеличению минерально-сырьевой базы урана РФ. Информационный сб. № 157, ВИМС, 2011.

** Халезов А.Б. О причинах разной продуктивности ураноносных ЗО в погребенных речных долинах Зауралья. Международный симпозиум по геологии урана. М., 2000.

3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРОЯВЛЕНИЯ УРАНА И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПАЛЕОДОЛИНАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

В открытой части Урала, свободной от сплошного чехла мезокайнозойских осадков, на протяжении всего мезозоя и кайнозоя преобладали континентальные условия осадконакопления и инфильтрационный гидродинамический режим (рис. 24).

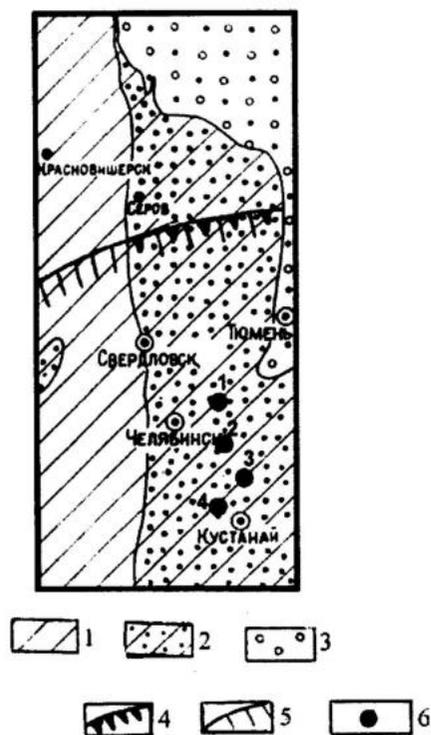


Рис. 24. Схема распространения геологических формаций мезозоя и кайнозоя Урала и Зауралья (по А.П.Сигову) [47].

1 – область распространения мезокайнозойских кор выветривания в открытой части Урала; 2 – то же в Зауралье под чехлом отложений верхнего мела, палеогена и неогена; 3 – сплошное распространение морских отложений мезозоя и палеогена в начале раннемеловой трансгрессии; 4 – северная граница распространения мелкоземистых красноцветных континентальных отложений раннего мела; 5 – северная граница засушливой аридной климатической зоны в раннемеловое время; 6 – месторождения урана в погребенных позднеюрских речных долинах: 1 – Далматовское, 2 – Хохловское, 3 – Добровольное, 4 – Тобольское

В этом районе средне-позднеюрские речные долины, как и в Зауралье, по-видимому, получили широкое развитие. Возможно, в них формировалось урановое оруденение под влиянием грунтовых потоков, но в отсутствии покровов оно не получило дальнейшего развития в условиях пластовых вод. Кроме того, последующие эрозионные процессы практически полностью, за некоторым исключением, уничтожили не только оруденение, но и позднеюрские осадки. Юрские препарированные эрозионные структуры наравне с более поздними выполнены меловыми, палеоген-неогеновыми и четвертичными аллювиальными осадками. Их накопление происходило в условиях смены эрозионных и аккумулятивных циклов. В тектонической обстановке, близкой к пенеплену, образовывались коры выветривания, которые послужили основным материалом для осадков речных долин. В этом районе на протяжении всего мезозоя и кайнозоя одновременно с корообразованием и развитием речной сети в осадках речных долин на локальных участках в условиях грунтовой инфильтрации подземных вод вблизи породных источников урана шли его накопление и местами – переотложение. Нестабильные условия накопления урана отрицательно сказалось на масштабах рудных

объектов. Примерами небольших месторождений в древних речных долинах открытой части Урала и прилегающей к ней полосе под чехлом осадков по материалам ГП «Зеленогорскгеология» могут служить Московское, Котлинское, Чемпаловское, Первомайское, Алапаевское и другие месторождения (всего более 20), а также в четвертичных речных долинах – Санарское, Борисовское, Стрелецкое месторождения и большое количество рудопроявлений. Полоса развития урановорудных объектов вытянута в меридиональном направлении на сотни километров (рис. 25). Ниже приводится описание некоторых из них.

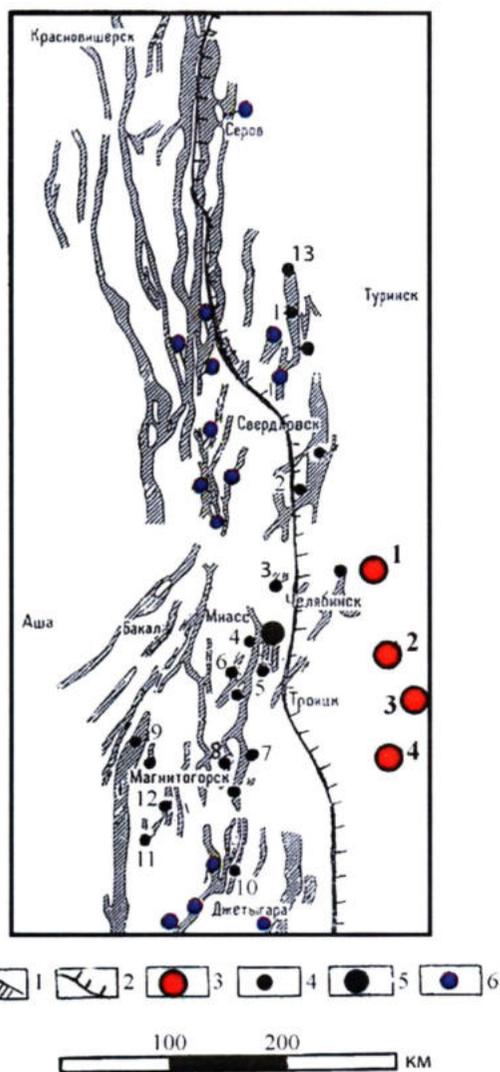


Рис. 25. Схема распространения мезокайнозойских (J_2-P) структур речных долин с данными по рудоносности, по А.П.Сигову [47] и ГП «Зеленогорскгеология».

1 – речные долины; 2 – граница распространения сплошного чехла отложений мезокайнозоя; 3-5 – инфильтрационные месторождения и рудопроявления урана: 3 – месторождения урана в позднеюрских речных долинах Зауралья (1 – Далматовское, 2 – Хохловское, 3 – Добровольное, 4 – Тобольское), 4 – небольшие месторождения и рудопроявления в палеодолинах мезокайнозойского возраста (J_2-Q) в открытой части Урала (1 – Юконское, 2 – Свято-Чудовское, 3 – Первомайское, 4 – Сосновское, 5 – Восточно-Козыревское, 6 – Приозерное, 7 – Чемпаловское, 8 – Котликское, 9 – Борисовское, 10 – Стрелецкое II, 11 – Московское, 12 – Андреевское, 13 – Алапаевское I); 5 – Санарское месторождение урана в четвертичной речной долине; 6 – гипергенные месторождения и рудопроявления никеля и железа в древних речных долинах

Месторождение Московское приурочено к эрозионной речной долине позднеюрско-раннемелового возраста, развитой по контакту мраморизованных известняков с углистыми сланцами нижнего карбона вблизи выходов гранитов Кочканарского массива с корой выветривания. Ширина депрессии 0,75–1,5 км, глубина вреза от 50 до 250 м, протяженность долины 75 км. Рудные тела в виде узкой полосы прослеживаются в меридиональном направлении вдоль западного борта палеодолины на

глубинах 25-160 м. Общая установленная протяженность полосы рудных тел 9-10 км. Рудные тела линзообразной формы, их ширина 50-100 м при мощности 0,5-1,7 м. Наиболее крупное рудное тело имеет длину 5 км. Содержание урана в рудах от 0,01 до 0,08%, среднее значение 0,061% на мощность 1,5 м. Уран представлен оксидами.

Месторождение Чемпаловское расположено в мезозойской речной долине, выполненной более молодыми отложениями среднего, верхнего олигоцена и неогена. Палеодолина простирается вдоль контакта известняков и гранитоидного массива. Депрессия прослежена в субмеридиональном направлении на 18 км. Ширина депрессии 1,5 км, максимальная глубина 175 м. В ее средней части развиты серые и темно-серые песчаные глины с прослоями лигнитов с углефицированным растительным детритом и пиритом. Долина перекрыта пестроцветными и красноцветными глинами неогена. Урановое оруденение связано с лигнитоносными песчано-глинистыми отложениями (P^2_3) мощностью до 40 м, залегающими на глубине 25-140 м. Оруденение прослежено вдоль долины на 5 км при ширине рудной зоны до 300 м, мощности рудного пласта до 1 м, содержание урана 0,01-0,03%.

Месторождение Алапаевское локализуется в эрозионной древней речной долине. Долина прослежена на 10 км при ширине 0,3-1,5 км и глубине от 30-60 до 200-250 м. Депрессия выполнена песчано-глинистыми образованиями с прослоями лигнитов позднеюрского-нижнемелового возраста. Мезозойские отложения перекрываются бурыми и пестроцветными глинами неогена мощностью 3-15 м. Урановое оруденение приурочено к лигнитоносным отложениям аллювиального и старичного происхождения в нижней, реже средней части разреза. В плане рудные тела линзообразной формы общей протяженностью 6 км при ширине 200-700 м и мощности от 1-5 м до 20 м. Рудоносны лигнитоносные отложения: пески, песчаные глины, глинистые пески. Характерно присутствие углефицированной органики, пирита, марказита. Оруденение многоярусное. Глубина залегания рудных тел от 10-70 м до 150-215 м. Содержание урана от 0,01 до 0,08%, редко до 0,2%. В среднем по месторождению 0,019%. Запасы урана 2100 т. В рудах отмечаются повышенные содержания никеля – 0,3-0,7%, ванадия – 0,1-0,3%, меди – 0,2-0,6%, цинка – 1-3%, фосфора – 5-6%. Месторождение залегает в пределах единого водоносного горизонта. Гидрогеологические условия благоприятны для отработки его способом СПВ.

Месторождение Первомайское приурочено к эрозионной речной долине нижнемелового возраста, врезанной в палеозойский фундамент, представленный глинистыми сланцами и известняками нижнего-среднего карбона. На глубине 24-67 м выявлено семь линзообразных рудных тел протяженностью 100-500 м при ширине 50-200 м и мощности 0,5-6 м. Рудные тела в виде цепочки прослеживаются вдоль борта палеодолины на расстояние около

3,5 км. Оруденелые породы в основном представлены черными старичными глинами, обогащенными углефицированными растительными остатками и сульфидами железа. Содержание урана колеблется от 0,008 до 0,11% при среднем значении 0,03% на мощность 1 м. Минеральная форма урана – оксиды. Предполагается, что источником урана служили гранитоидные породы с корами выветривания, расположенные в 10 км выше по речной долине.

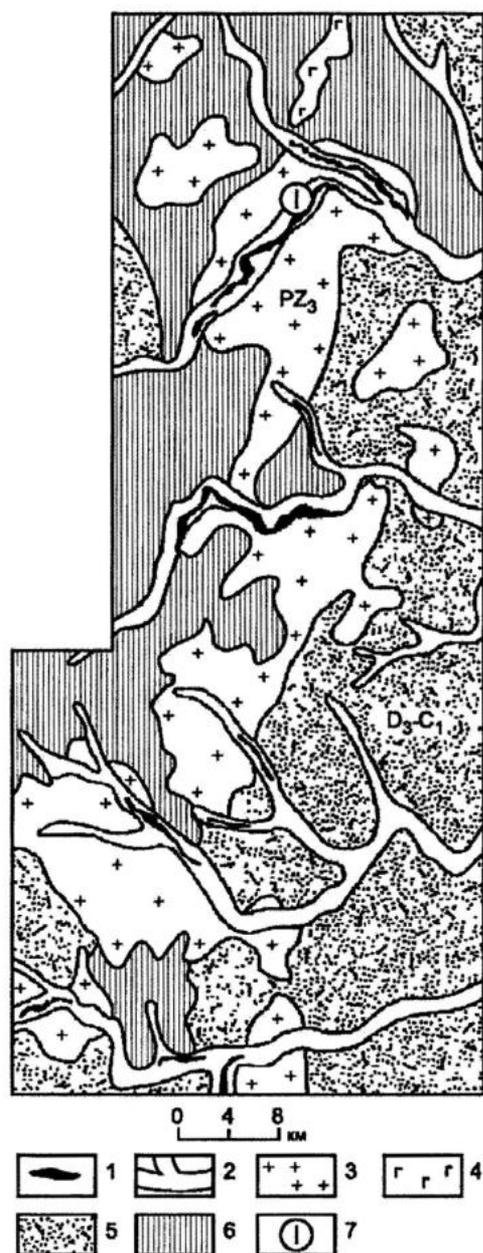


Рис. 26-1. Месторождения и рудопроявления урана в четвертичных отложениях речных долин Южного Урала (из статьи А.В.Коченова и др. [21]).

1 – рудные залежи; 2 – четвертичные речные долины; 3 – гранитоиды; 4 – интрузии основного состава; 5 – вулканогенно-осадочные отложения; 6 – метаморфические сланцы; 7 – месторождение Санарское

Санарское месторождение наиболее крупное, среднее по запасам (рис. 26-1, 26-2). Находится в долине современной реки в Кочкарском районе. Урановое оруденение, по материалам Г.А. Шагалова (1967), локализуется на участке пересечения речной долины Кочкарского интрузивного массива, представленного микроклиновыми гранитами палеозойского возраста. Породы фундамента характеризуются повышенными

содержаниями урана, достигающими 0,01-0,015%. Эндогенных концентраций урана в гранитах не установлено. Долина р. Санарка имеет эрозионно-аккумулятивный характер. Общая мощность выполняющих ее отложений 10-12 м, и залегают они на эродированной поверхности гранитов или на их коре выветривания.

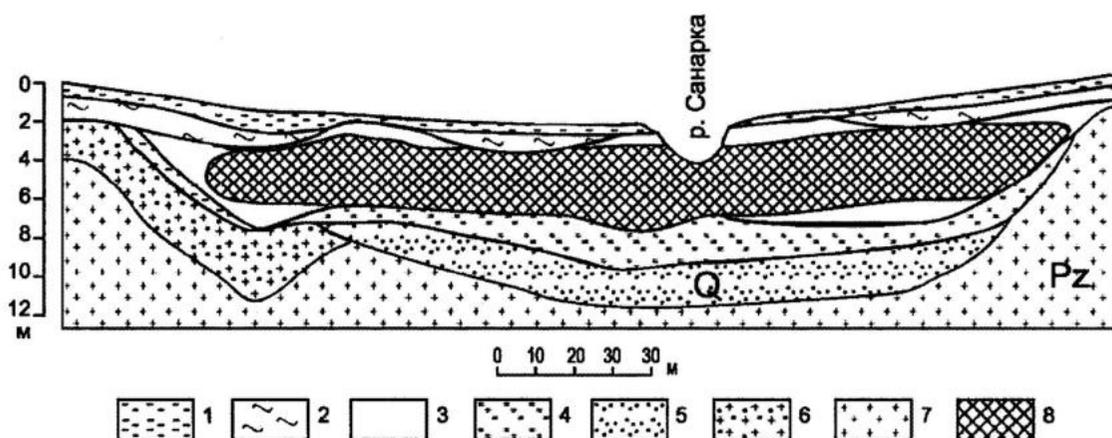


Рис. 26-2. Месторождение урана Санарское. Геологический разрез, по Г.А. Шагалову.

1 – современные покровно-почвенные отложения; 2 – 5 – отложения речной долины: 2 – пестроцветные песчано-алевро-глинистые (пестроцветный горизонт), 3 – озерно-болотные сероцветные, 4 – пойменные сероцветные, 5 – русловые сероцветные; 6 – кора выветривания по гранитам; 7 – граниты; 8 – контуры оруденения с содержанием урана $\geq 0,01\%$

В целом для речной долины в пределах Санарского месторождения характерна закономерная смена фаций от основания разреза – сероцветного продуктивного горизонта к его верхам, выражающаяся в последовательном развитии русловых и пойменных фаций, сменяющихся выше озерными и, наконец, озерно-болотными, завершающими сероцветную часть разреза речной долины (см. рис. 26-1). Выше по разрезу залегает маломощный горизонт пестроцветных песчано-глинистых отложений бурого и желто-бурого цвета, почти повсеместно перекрывающий горизонт сероцветных отложений.

Урановое оруденение на месторождении связано в основном с озерно-болотными отложениями со значительным количеством растительного детрита, тонко распыленного органического вещества и дисульфидами железа. Ураноносная зона вытянута вдоль реки на 4 км при ширине 400 м. В ее пределах выделяются несколько рудоносных залежей, наиболее крупная из которых достигает 2,75 км при ширине 375 м, мощность рудных тел изменяется от 0,2 до 4,5 м. Содержание урана в рудах колеблется от 0,01 до 0,6%. Руды с содержанием более 0,1% составляют порядка 30% от общих запасов. Глубина залегания рудных залежей от 1,6 до 5,1 м.

Минералы урана представлены его оксидами в ассоциации с органическим веществом и аутигенными сульфидами. Отмечается вторичная урановая минерализация – отенит, уранофан, тюямунит, развитые в зоне окисления.

Из аутигенных минералов, кроме того, присутствуют глины бейделлитового и монтмориллонитового состава, галлуазит, гипс, карбонаты, карбонат-апатит. Некоторые из них содержат повышенные количества урана. Содержания $C_{орг}$ в рудах 0,5-1,2%, P_2O_5 – 1,45%. Отмечаются повышенные (0,01-0,03%) содержания меди, цинка, никеля, свинца, кобальта, молибдена и некоторых других элементов. Запасы 7,5 тыс. т.

Возраст оруденения от 6-10 до 500-600 тыс. лет.

Санарское месторождение частично отработано способом СПВ.

Однако опыт отработки Самарского месторождения нельзя считать удачным. Добыто всего около 100 т урана. Ниже по реке в 2,5 км пошла кислота. Добычу пришлось приостановить.

Месторождение Борисовское находится в речной долине и связано с древними четвертичными речными отложениями и мезозойскими корами выветривания по гранитам, гнейсам и сланцам. Установлены три рудные залежи: 1) в коре выветривания размером 750×340 м, 2) в аллювиальных осадках – 150×450 м, 3) в коре выветривания – 120×1000 м при средней мощности соответственно 3; 1,1; 7,3 м. Среднее содержание урана в рудах (%): 0,023, 0,034, 0,02.

Запасы урана на месторождениях этого района обычно составляют 100-500, редко до 2000 т.

Оценивая потенциальную продуктивность русловых палеоструктур Среднего и Южного Урала по состоянию изученности вопроса на 2017 г. Необходимо отметить следующее.

Местами палеодолины перекрыты существенно глинистыми слабопроницаемыми красноцветными отложениями мела, неогена. На этих участках геологический разрез принципиально сходен с таковым на месторождениях в позднеюрских речных долинах Зауралья. В их пределах можно ожидать более масштабное оруденение, допускающее отработку СПВ. Для указанных объектов источником урана служили гранитоидные породы. Эта закономерность имеет планетарное значение. В связи с этим необходимо указать на широкое развитие в пределах Восточно-Уральского поднятия позднепалеозойских гранитоидных массивов. Многие из них характеризуются повышенными фоновыми содержаниями урана, который при корообразовании высвобождался, вступал в миграцию и перекладывался водными потоками. Протяженность потенциально ураноносных палеодолин, сопряженных с гранитоидными массивами, достигает десятков километров. Таким образом, в источнике урана для образования инфильтрационных месторождений в районе не было недостатка. Важно также отметить, что на Далматовском и Добровольном месторождениях в значительных количествах присутствует дефицитный элемент – рений (Халезов, 2008), который может добываться попутно с ураном. На Добровольном

месторождения запасы рения составляют 11 т. Это позволяет надеяться на присутствие промышленного рения в урановорудных объектах речных палеодолин Среднего и Южного Урала. При их оценке анализы на рений не производились.

Оценка урановорудных объектов осуществлялась в 50-60-х гг. прошлого века, когда потребности в уране в Советском Союзе покрывались за счет крупных месторождений Притяньшаньской мегапровинции и Северного Казахстана. В связи с этим упомянутые небольшие рудные объекты с бедными рудами и запасами металла в первые сотни и тысячи тонн практического интереса не представляли. Они оценивались с небольшим объемом буровых работ по сетям скважин, не соответствующим данному типу месторождений. В результате многие месторождения и рудопроявления оказались недооцененными либо законсервированными.

Пересмотр промышленной значимости ураноносности данного района в создавшихся экономических условиях представляется целесообразным, особенно с учетом его достаточно развитой инфраструктуры в сравнении с другими регионами и с учетом приобретенного в последние десятилетия опыта в прогнозировании, поисках, оценке месторождений урана в речных палеодолинах, а также прогресса в технологии кучного и подземного скважинного выщелачивания урана.

Суммарные ресурсы урана по району в результате ревизии, переоценки существующих объектов и выявление новых могут составлять несколько десятков тысяч тонн.

В качестве главных поисковых критериев месторождений данного типа в пределах Среднего-Южного Урала предлагаются:

1. Приуроченность оруденения к речным долинам разного возраста,
2. Тесная пространственная связь с массивами гранитоидов с высокими фоновыми содержаниями урана,
3. Наличие кор выветривания (Халезов, Долбилин)*.

Но не только урановые объекты приурочены к указанным структурам. К ним также приурочены многочисленные гипергенные месторождения и рудопроявления никеля, железа (см. рис. 25), бокситов, россыпей золота, платины, титана, циркония и других полезных ископаемых [47]. По данным А.П. Сигова и Л.А. Гузовского [47], гипергенные месторождения железа и никеля сформированы потоками грунтовых и пластовых вод. Так, например, по данным А.П. Сигова, образование железных руд алапаевского типа «происходило из железистых растворов, из которых в восстановительной среде отлагались сидерит и пирит, образуя линзы и желваки [47]». Железные руды халиловского

* Халезов А.Б., Долбилин С.И. Рекомендации по увеличению минерально-сырьевой базы урана РФ. Информационный сборник № 157, ВИМС. 2011.

типа формировались при участии коллоидных растворов. « Доказательством преимущественно химического образования бобово-конгломератовых руд служит наличие трещин усыхания в бобовинах, наличие коломорфной структуры цемента и замещение железным веществом растительных остатков [47]». Эти исследователи указывают, что эрозионно-структурные депрессии мезокайнозойских речных долин являются почти единственными вместилищами месторождений гипергенного никеля и что приуроченность месторождений железа и никеля к указанным структурам – главный поисковый критерий месторождений данного типа. Этими же исследователями отмечается, что для бокситов наиболее перспективна прибрежная равнина нижнемелового моря, а в ее пределах – эрозионно-структурные депрессии мезозойских речных долин.

Формирование указанных разнотипных рудных месторождений, в том числе урановых, относится к одним и тем же тектоно-климатическим этапам, во время которых образовались как инфильтрационные, так и россыпные месторождения, но отвечающие разным фазам эрозионно-тектонических циклов [39].

Инфильтрационные месторождения U, Fe, Ni формировались при образовании и размыве кор выветривания на стадии диагенеза и эпигенеза аллювиальных осадков, а россыпные – при седиментогенезе во время размыва кор выветривания.

Указанные месторождения железа, никеля, бокситов, как и скопления урана, приурочены к мезокайнозойским эрозионно-структурным депрессиям и единым рудоформирующим эпохам, но пространственно с урановорудными объектами они разобщены. Причина этого – разные источники металлов. Для урана основным источником металла служили коры выветривания, развитые по магматическим породам кислого состава, распространенные преимущественно в пределах антиклинорий, а для железа, никеля, бокситов, платины – магматические комплексы основного и ультраосновного состава, развитые главным образом в синклиналильных прогибах. Россыпи золота связаны с размывом кор выветривания по гранитоидам, диоритам и габбро-диоритам.

Гипергенные месторождения железа, никеля и россыпей сосредоточены преимущественно в открытой части Урала, где в результате неоднократной смены эрозионных и аккумулятивных циклов образование кор выветривания и их размыв происходили наиболее интенсивно. В Зауралье металлоносные (ураноносные) палеодолины связаны главным образом с одним позднеюрско-раннемеловым циклом, образования которого в открытой части Урала практически уничтожены последующими эрозионными процессами и сохранились, как правило, только в виде фрагментов речных долин, часто выполненных более молодыми отложениями.

Мезокайнозойские металлоносные речные долины Урала и Зауралья расположены в зоне структурного и стратиграфического несогласия между складчатым основанием с корами выветривания и мезокайнозойскими осадками.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ ВНУТРИФОРМАЦИОННОГО ТИПА.

Предуральский урановорудный район

4.1. Основные черты геологического строения и истории развития района

В Российской Федерации значительные по масштабам месторождения во внутриформационных речных долинах не выявлены. Небольшие месторождения и многочисленные крупные рудопроявления известны в пределах Верхнекамского осадочного бассейна (ОБ), который может рассматриваться как потенциальный Предуральский урановорудный район [6, 6 9]. Месторождения урана в указанных палеодолинах широко известны в США на плато Колорадо. Их краткая характеристика изложена в конце раздела.

Верхнекамский ОБ расположен в пределах Волго-Уральской антеклизы. В структурном отношении он соответствует Верхнекамской впадине и относится к слабодислоцированным ОБ платформенного типа [7]. Начало его формирования как самостоятельной структуры связано с крупной тектонической перестройкой в регионе на рубеже раннепермского и позднепермского времени: с воздыманием Урала, закрытием Предуральского передового прогиба, образованием сводовых поднятий и отрицательных структур Волго-Уральской антиклизы.

Верхнекамский ОБ ограничен с юга Татарским, с востока Пермским, с севера Камским сводами, а с запада – Вятской зоной дислокаций, отделяющей ОБ от Токмовского свода (рис. 27).

Подавляющая часть урановорудных объектов сосредоточена на юго-востоке ОБ. Геологический разрез здесь представлен (сверху вниз) преимущественно континентальными, реже прибрежными, красноцветными и пестроцветными терригенными отложениями позднепермского возраста, расчлененными на татарский, казанский и уфимский ярусы общей мощностью до 800 м. В северо-западном направлении они сменяются сероцветными и пестроцветными карбонатными и терригенными отложениями моря (казанский век) и озера-моря (татарский век) с высокой соленостью. Для последних характерно распространение доломитов, гипса, ангидрита с баритом, целестином, анальцимом (рис. 27). Ниже залегают сероцветные морские карбонатные и

реже – обломочные отложения ранней перми, карбона и девона, с которыми связаны месторождения нефти. Глубина залегания кристаллического фундамента 3-5 км.

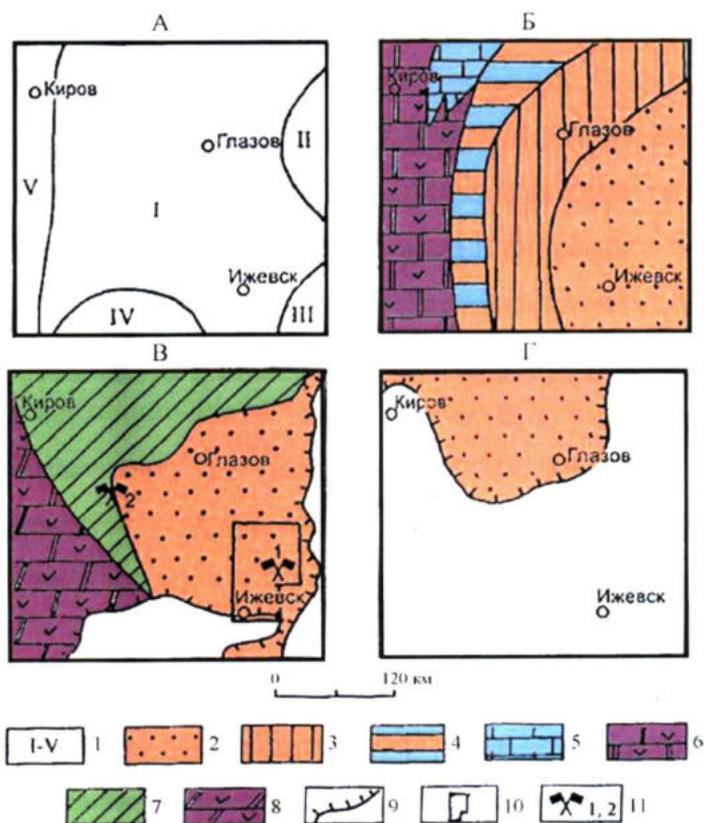


Рис. 27. Тектоническая (А) и литолого-палеографические (Б, В, Г) схемы изучаемого района, по Н.Н. Форш, 1951, В.И. Игнатьеву, 1963, А.Б. Халезову, 1964.

Б – позднеказанское, В – раннетатарское (уржумское), Г – вятское время. 1 – основные структуры (I – Верхнекамская впадина, II – Пермский, III – Башкирский, IV – Татарский своды, V – Вятская зона дислокации. Аллювиальные равнины: 2 – относительно возвышенные, 3 – низменные (красноцветные песчаники, алевролиты, глины водораздельных пространств и озер, сероцветные и желтоцветные песчаники с линзами конгломератов речных долин), 4 – временами заливаемые морем (пестроцветные песчаники, алевролиты, глины с прослоями карбонатных пород); 5 – море с нормальной соленостью (известняки); 6 – море, лагуны с высокой соленостью (загипсованные доломиты с прослоями гипса); 7 – озеро-море с нормальной соленостью (пестроцветные обломочные породы с прослоями карбонатных пород); 8 – озеро-море, лагуны с повышенной соленостью (карбонатные загипсованные породы с прослоями гипса и пестроцветные обломочные породы); 9 – граница распространения отложений татарского яруса; 10 – район схем речных палеодолин м-ба 1:1 000 000; 11 – месторождения урана (1 – Черепановское, 2 – Виноградовское)

Верхнепермские отложения полого погружаются на север ОБ, где перекрываются образованиями триаса, юры и мела. Залегание осадочного чехла осложнено валлообразными и куполовидными пологими поднятиями.

Известные месторождения урана, рудопроявления и радиометрические аномалии связаны с отложениями верхнеказанского и татарского возраста. Разрез их на юго-востоке ОБ имеет четко выраженное ритмичное строение (рис. 28). Каждый крупный ритм соответствует определенному регионально выдержанному стратиграфическому подразделению [11, 53].

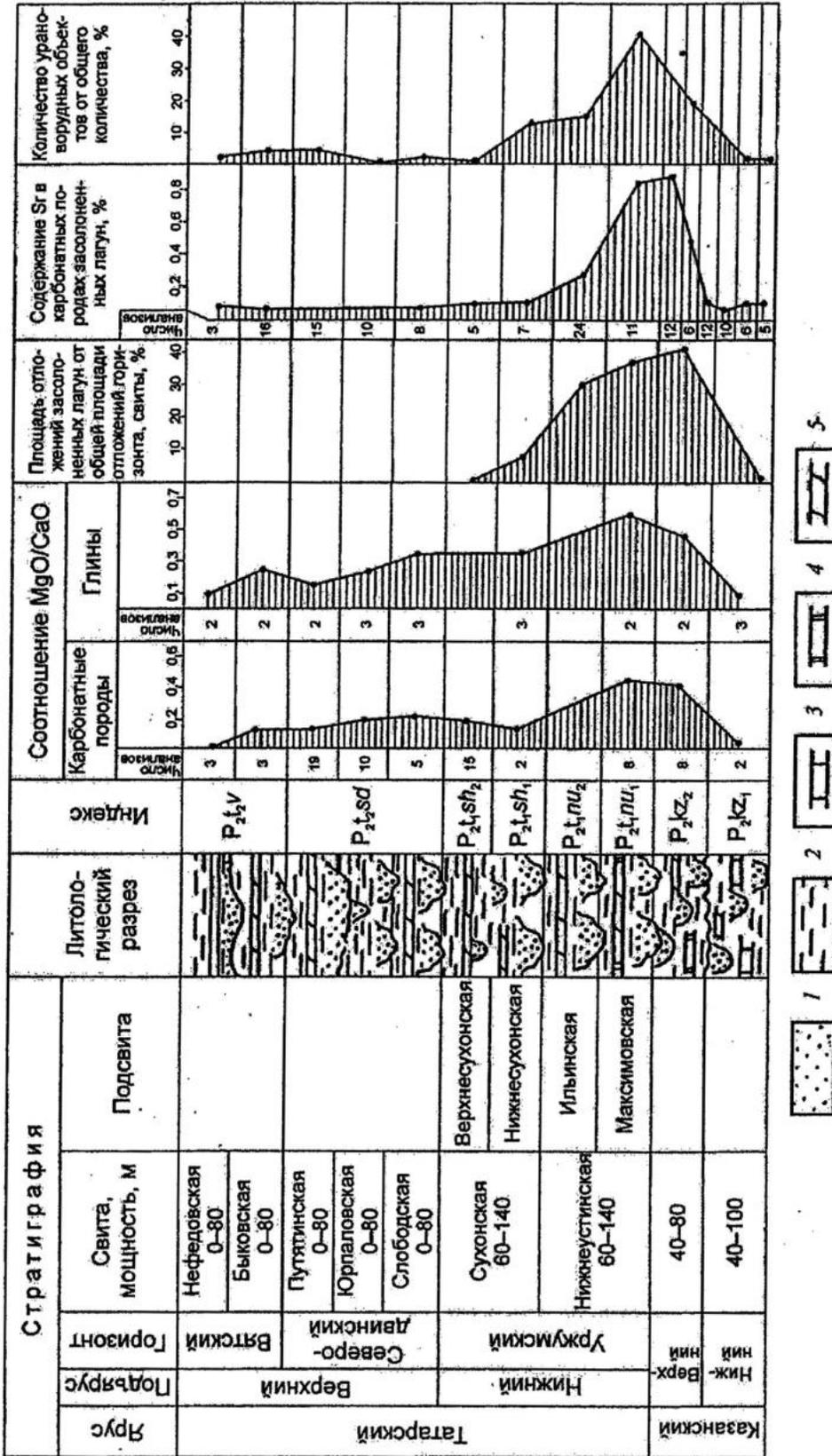


Рис. 28. Стратиграфическая и литологическая колонки казанского и татарского ярусов юго-восточной части Верхнекамского ОБ с данными по ураноносности пород. По А.Б. Халезову.

1 - песчаники с линзами конгломератов и гравелитов; 2 - песчаники мелкозернистые, алевролиты, гравелиты; 3 - известняки; 4 - доломиты; 5 - мергели

Нижние части ритмов сложены осадками умеренно возвышенных аллювиальных равнин. Среди них широко развиты образования водораздельных пространств, представленные красноцветными алевро-глинистыми отложениями, и песчано-гравийные отложения рек. Верхние части ритмов сложены образованиями низменных аллювиальных равнин – красноцветными существенно глинистыми отложениями с прослоями карбонатных пород и небольшими линзами песчаников.

Речные отложения выполняют одиночные русла и палеодолины со сложным строением. Одиночные русла в плане прослеживаются в виде лент шириной от первых десятков до первых сотен метров. Глубина эрозионного вреза 10-25 м. Русла этого типа обычно отмечаются в нижних и средних частях разрезов стратиграфических горизонтов (ритмов). Выполняющие их отложения простого строения и представлены грубо- и среднезернистыми полимиктовыми косослоистыми окисленными песчаниками зеленовато-желтого (табачного) цвета. Урановое оруденение в них отсутствует.

Речные долины со сложным строением располагаются в основании стратиграфических горизонтов. С ними связаны почти все выявленные концентрации урана.

Ураноносные речные долины прослеживаются в северном и северо-западном направлениях на расстояние до 150 км. Ширина долин 2-5 км. Углы наклона бортов на юго-востоке местами достигают 45°, а на севере и северо-западе, вблизи устья – не более 10-12°. Речные долины врезаны в красноцветные отложения нижележащих горизонтов. Глубина эрозионных врезов на юго-востоке достигает 10-30 м, а на северо-западе, в устьях рек не более 10 м.

Осадки речных долин отличаются сложным литолого-фациальным составом. Они представлены главным образом отложениями русел, пойм и стариц, связанными между собой фациальными переходами. Отложения русел характеризуются развитием полимиктовых косослоистых слабо литифицированных, рыхлых грубо- и среднезернистых песчаников серого и зеленовато-желтого (табачного) цвета с прослоями гравия и конгломератов. Косонаслоенные серии в основании речных отложений достигают мощности 30-80 см с наклоном слоев 10-25°, что свойственно крупным речным потокам, обладающим значительной скоростью течения. Пойменные отложения представлены переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов черного, серого и буровато-серого, иногда кирпично-красного цвета, часто с тонкогоризонтальной или волнистой слоистостью.

Отложения стариц обладают более глинистым составом. Для них характерно чередование серых, черных глин, серых алевролитов и тонкозернистых песчаников с

тонкой горизонтальной слоистостью. Они залегают среди русловых образований или на контакте последних с пойменным аллювием.

Местами в вертикальном разрезе речных отложений наблюдается неоднократное чередование пород разных литогенетических типов, например, грубообломочных русловых и алевро-глинистых старичных с частичным размывом последних. В средних и верхних частях разреза встречаются прослойки красноцветных существенно глинистых пород с вертикальными трещинами усыхания, заполненными песчаным материалом, свидетельствующие о временном пересыхании рек. Строение и состав отложений речных долин закономерно изменяются по разрезу верхней перми.

Палеодолины казанского яруса характеризуются неглубоким эрозионным врезом амплитудой до 10-15 м. Выполняющие их отложения представлены преимущественно среднезернистыми песчаниками. Отложения стариц, обогащенные углистым органическим веществом, в них развиты слабо. Глубина эрозионного вреза речных долин нижнетатарского подъяруса увеличивается до 20-30 м. Для них характерно наличие многочисленных меандр и широкое распространение старичных и пойменных отложений. Залегающие выше по разрезу речные долины верхнетатарского подъяруса врезаны в подстилающие отложения на глубину 30 и более метров. Они выполнены главным образом грубообломочными породами – грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Старичные отложения им не свойственны. Указанные изменения в строении речных долин свидетельствуют о постепенном нарастании амплитуды пульсирующих положительных тектонических движений от позднеказанского времени к концу татарского века.

В составе гравийно-песчаных отложений нижнетатарского подъяруса преобладают обломки пород ближнего сноса – красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонатные породы серого и розоватого цвета, а в отложениях верхнетатарского подъяруса значительную долю составляют породы уральского происхождения. Гальки красноцветных пород часто почти полностью или по краям осветлены и имеют светло-серый или голубовато-серый цвет, что свидетельствует о восстановлении железа в условиях диагенеза осадков.

Минеральный состав песчаников рассматриваемых отложений также непостоянен. Он существенно изменяется как по разрезу, так и по площади. Из данных табл. 16 видно, что аллювиальные песчаники нижнетатарского подъяруса в сравнении с другими горизонтами, расположенными выше и ниже, отличаются высоким содержанием кварца – 50%, меньшим количеством обломков пород – 25% (легкая фракция), высокими значениями циркона, граната, турмалина – 18% и более низким содержанием эпидота, цоизита – 25%, пироксенов и амфиболов – 1% (тяжелая фракция). Песчаники озерно-

морского происхождения того же возраста отличаются еще более высоким содержанием кварца – 70%, циркона, граната, турмалина – 40%, более низкими значениями обломков пород – 9%, полевых шпатов – 21% и отсутствием других менее устойчивых акцессорных минералов, что, несомненно, связано с разрушением обломочного материала во время транспортировки и условиями отложения осадков в волноприбойной зоне. Сходная закономерность в изменении минерального состава песчаников по площади при переходе от отложений аллювиальных равнин к прибрежно-морским отмечается и для отложений казанского яруса, но не так ярко выражена. Еще в меньшей степени она проявлена в отложениях северодвинского горизонта верхнетатарского подъяруса (табл. 16).

Все сероцветные породы речных долин характеризуются наличием углефицированных растительных остатков. Содержание $C_{орг}$ в русловых песчаниках 0,1-0,05%. В старичных и пойменных оно значительно выше и составляет в среднем около 1%.

Из аутигенных минералов в сероцветных породах наиболее распространен пирит в виде тонкой вкрапленности и мелких стяжений. Количество пирита в них прямо зависит от содержания растительного органического вещества, что говорит в пользу его диагенетического происхождения.

Для русловых песчаных отложений весьма типично наличие кальцитизированных сероцветных песчаников в виде прослоев, линз и стяжений округлой формы типа калькретов, приуроченных к определенным гипсометрическим уровням. Мощность прослоев карбонатизированных пород 0,2-0,5 м и редко достигает 1,2-2 м. Диаметр стяжений округлой формы 0,2-1 м. Кальцит замещает глинистый цемент, обломки кварца, полевых шпатов, растительный детрит, образует местами цемент базального типа. Особенностью карбонатизированных песчаников является наличие местами в кальцитовом цементе кристаллов анальцима и их сростков, количество которого достигает 10-15% объема породы [55] и нередко повышенные (0,001-0,01%) содержания урана.

Среди отложений речных долин, кроме пород серого цвета, широко развиты русловые песчаники зеленовато-желтого (табачного) цвета, обычно без углефицированных растительных остатков и пирита, но иногда с их реликтами в виде псевдоморфоз гидроксидов железа. Указанные песчаники повсеместно отмечаются в отложениях палеодолин всех стратиграфических горизонтов независимо от глубины их залегания на всем протяжении речных долин до их устьев. Происхождение зеленовато-желтой окраски, по-видимому, связано с окислением песчаников с низкими содержаниями $C_{орг}$ в условиях диагенеза осадков, в том числе во время периодического пересыхания рек. Однако не исключено, что

Таблица 16

Минеральный состав песчаников казанского и татарского ярусов Верхнекамского осадочного бассейна

Ярус	Подъярус	Горизонт	Количество урановорудных объектов, %	Отложения аллювиальных равнин								Отложения прибрежно-морские и озерно-морские													
				легкая фракция, %				тяжелая фракция, %				легкая фракция, %				тяжелая фракция, %									
				кварц	полевые шпаты	обломки пород	количество анализов	циркон, гранат, турмалин	рутил, сфен, анатаз, брукит	эпидиот, цонзит	пироксен, амфиболы	барит, целестин	гидрокислы железа и рудные минералы	количество анализов	кварц	полевые шпаты	обломки пород	количество анализов	циркон, гранат, турмалин	рутил, сфен, анатаз, брукит	эпидиот, цонзит	пироксен, амфиболы	барит, целестин	гидрокислы железа и рудные минералы	количество анализов
Казанский	верхний		20	30	32	38	25	4	1	26	4	5	60	49	30	21	15	20	2	6	нет	нет	8	64	15
				нижний	25	37	38	28	6	3	28	7	1	55	27	50	25	25	12	нет	нет	2	74	15	
	верхний	5	35	40	16	8	3	45	6	нет	38	16	нет	36	26	38	44	10	3	37	5	нет	45	44	
Татарский	нижний	уржумский	60	50	25	25	80	18	3	25	1	3	50	70	21	9	24	40	5	нет	нет	нет	5	50	24
				северо-двинский	35	25	40	25	8	2	48	10	нет	32	24	36	26	38	44	10	3	37	5	нет	45
	верхний	5	35	40	16	8	3	45	6	нет	38	16	нет	36	26	38	44	10	3	37	5	нет	45	44	

табачный цвет песчаников в значительной степени – результат их неполного восстановления в диагенезе и, таким образом, его можно рассматривать как первичный цвет породы.

Реже отмечаются песчаники с яркой желтой или буро-желтой окраской послойного и пятнистого характера, обусловленной эпигенетическим окислением сероцветных пород с относительно высоким содержанием $C_{орг}$ и пирита. В отложениях русел казанского и раннетатарского возраста, вблизи современного эрозионного среза, известны крупные скопления редкого минерала волконскоита (хромсодержащий монтмориллонит), которые, по-видимому, являются реликтами древней коры выветривания, формировавшейся в условиях засушливого климата [1].

Особенности морфологии, литолого-фациального строения и минерального состава отложений речных долин нижнетатарского подъяруса свидетельствует о специфических условиях их формирования, которые существенно отличались от таковых ниже- и вышележащих горизонтов. Очевидно, в этот отрезок времени накопление осадков происходило в пределах эрозионно-аккумулятивной равнины на фоне медленного прогибания ОБ, эпейрогенических движений небольшой амплитуды, снижения скорости захоронения осадков, меандрирования рек, обусловивших широкое развитие стариц и пойм, неоднократное переотложение обломочного материала и накопление более устойчивых минералов. Возможно, минералогические особенности нижнетатарских отложений были также обусловлены распространением в это время в области сноса на Среднем Урале магматических пород кислого состава, о чем свидетельствует, помимо кварца, более высокое содержание в них циркона и турмалина.

Таким образом, в казанском и татарском веках в рассматриваемом районе периодически в моменты наибольшей горообразовательной и эрозионной активности на Урале происходило резкое увеличение речного стока, поступающего в юго-восточную часть Верхнекамского ОБ. В результате переизбыточной компенсации ОБ в его юго-восточной части формировались аллювиальные эрозионно-аккумулятивные равнины с развитой сетью рек северо-западного и северного простирания, в которых накапливались полимиктовые осадки.

При ослаблении тектонической и эрозионной деятельности на Урале и соответственно уменьшении твердого стока в обстановке непрерывного погружения Верхнекамской впадины с запада и северо-запада ее развивались трансгрессии. В этих условиях отложения аллювиальных равнин перекрывались существенно глинистыми красноцветными отложениями мощностью до 50 м. Неоднократная смена условий накопления осадков обусловила ритмическое строение толщи и чередование в разрезе горизонтов с различной водопроницаемостью. С каждым новым тектоническим импульсом амплитуда их нарастала, и

область развития аллювиальных равнин расширялась на северо-запад. По данным В.И. Игнатьева [11], в конце татарского века аллювиальные равнины достигали северных частей района и Вятской зоны дислокаций. При этом территории Пермского, Башкирского и Татарского сводов, южных и центральных частей Вятского вала испытывали восходящие движения. Накопление осадков на этих структурах, по-видимому, не происходило, а речные отложения в палеодолинах нижнетатарского подъяруса в этих районах частично подверглись эрозии [11].

Климат в казанское и татарское время в целом был засушливым. Об этом свидетельствует преобладание в разрезе континентальных образований красноцветных мелкоземистых отложений водораздельных пространств, лишенных органического вещества и часто с повышенной карбонатностью (CO_2 – 2-5%). Наиболее засушливым климат, очевидно, был в конце казанского и начале татарского веков, что подтверждается широким распространением сульфатных и магниевых осадков, максимальным значением отношения MgO/CaO в прослоях карбонатных пород и красноцветных глинах аллювиальных равнин (см. рис. 28), наличием барита и целестина в песчаниках (см. табл. 16).

Однако несмотря на засушливый климат и эпизодическое пересыхание рек вдоль речных долин, особенно в местах развития стариц и пойм, существовал растительный покров. Его захоронение обусловило широкое распространение сероцветных осадков с углефицированным органическим веществом и пиритом.

Наиболее высоким фоновым содержанием урана характеризуются образования татарского яруса. В сероцветных отложениях русел, стариц и пойм они достигают 0,01%, а в среднем равны $22 \times 10^{-4}\%$ (76 анализов). Смежные с ними окисленные зеленовато-желтые русловые песчаники содержат уран в количестве $1,7 \times 10^{-4}\%$ (52 анализа). Красноцветные мелкоземистые отложения водоразделов того же возраста также содержат урана $1,7 \times 10^{-4}\%$ (172 анализа), а фациально их замещающие красноцветные озерные – в два раза больше – $3,8 \times 10^{-4}\%$ (106 анализов). Последние явились источником металла для формирования Каринского месторождения урана в торфах долины р. Вятка (рис. 29). В отложениях казанского яруса содержание урана в 2-3 раза меньше [56].

Урановое оруденение сосредоточено главным образом в сероцветных отложениях речных долин нижнетатарского подъяруса и в меньшей степени приурочено к речным отложениям других горизонтов (см. рис. 28).

По юго-восточной части ОБ для наиболее ураноносных стратиграфических горизонтов – максимовской ($P_2 t_{1nu_1}$) и нижнесухонской ($P_2 t_{1sh_1}$) подсвит – приводятся литолого-фациальные схемы с данными по ураноносности (рис. 30).

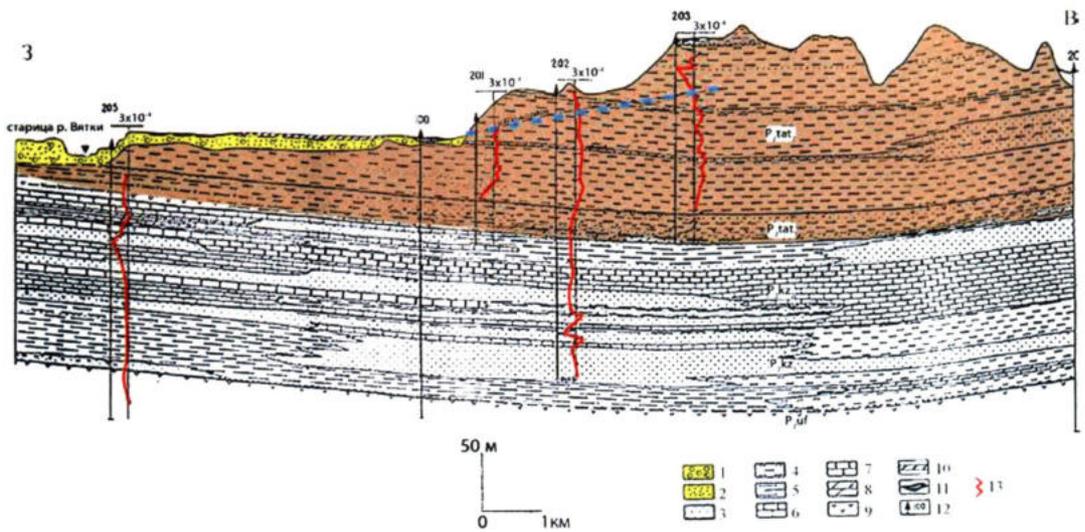


Рис. 29. Геологический разрез через Каринское месторождение урана в торфе в долине р. Вятка с данными по ураноносности верхнепермских отложений района, по А.Б.Халезову. Четвертичные отложения р. Вятка: 1 – гравийники, 2 – пески. Отложения верхней перми (татарского яруса преимущественно красноцветные и пестроцветные, казанского – сероцветные): 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – глины, 6 – известняки, 7 – доломиты, 8 – мергели, 9 – гипс, 10 – Каринский торфяник; 11 – месторождения урана в торфе; 12 – скважины; 13 – кривые содержания урана по данным химических анализов

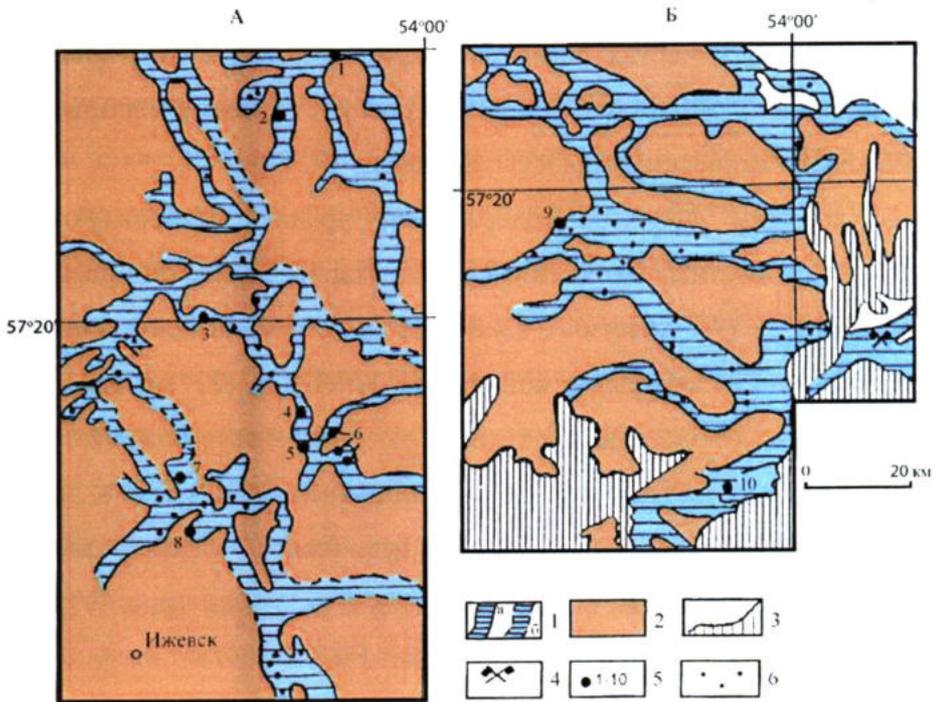


Рис. 30. Схемы развития речных долин в отложениях максимовской (А) и нижнесухонской (Б) подзвит, по А.Б. Халезову.

1 – установленные (а) и предполагаемые (б) отложения речных долин (песчаники сероцветные, желтоцветные вторично окисленные, прослои и линзы конгломератов); 2 – отложения водораздельных пространств (красноцветные плохо сортированные песчаники, алевролиты, глины); 3 – граница распространения отложений нижнесухонской подзвиты; 4 – Черепановское месторождение урана; 5 – рудопроявления (1 – Северо-Дебесское, 2 – Смольниковское, 3 – Кадиловское, 4 – Восточно-Лиственское, 5 – Западно-Лиственское, 6 – Лиственское, 7 – Бегешское, 8 – Вожойское, 9 – Киенгопское, 10 – Ольховское); 6 – радиометрические аномалии

Ураноносные речные долины, показанные на схемах, образуют сложную эрозионную сеть, обусловленную неоднократной сменой положения русел главных рек и их притоков. Выполняющие их образования отличаются чередованием в плане и разрезе осадков разных фациальных обстановок – русел, пойм и стариц, среди которых развиты отложения как первично сероцветные, обогащенные углефицированными растительными остатками, так и окисленные зеленовато-желтого и желтого цвета.

Глубина залегания ураноносных отложений изменяется от 0 до 450 м. Минимальные глубины отмечаются на юге и юго-востоке, а максимальные – на севере района. Общая закономерность погружения погребенных ураноносных речных долин на север и северо-запад местами нарушается структурными и геоморфологическими особенностями района.

В гидрогеологическом отношении Предуральский ураноносный район располагается в северо-восточной части Волго-Камского артезианского бассейна. По гидродинамическим условиям в разрезе осадочного чехла выделяются три зоны: активного водообмена, затрудненного водообмена и застойных вод.

Верхняя гидродинамическая зона включает подземные воды четвертичных и большую часть верхнепермских отложений, которые выходят на дневную поверхность и содержат воды преимущественно инфильтрационного происхождения. В основном они имеют гидрокарбонатный состав при общей минерализации до 1 г/л. Мощность зоны пресных вод в районе составляет 50-100 м. Появление в ряде пунктов в верхних горизонтах вод с повышенной минерализацией (до 3 г/л) сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-натриевого типа объясняется подпитыванием вод верхнепермских отложений минерализованными водами более глубоких горизонтов, происходящим по ослабленным тектоническим зонам. Пологое залегание водоносных горизонтов обуславливает основное движение вод в направлении общего наклона местности на северо-восток, юго-восток и юго-запад.

Величина окислительно-восстановительного потенциала в зоне активного водообмена +150 – +400 мВ. Содержание урана колеблется от $n \cdot 10^{-7}$ до $n \cdot 10^{-4}$ г/л.

Воды с повышенными содержаниями урана образуют довольно значительные по площади ареалы, сосредоточенные в основном в юго-восточной части района.

Зона затрудненного водообмена характеризуется сульфатно-натриевым, хлор-магниевым составом вод и повышенной минерализацией. Зона застойных вод отличается присутствием рассолов хлоридно-кальциевого и хлоридно-натриевого состава.

Большая часть урановородных объектов находится в зоне активного водообмена и частично в зоне затрудненного водообмена.

4.2. Месторождения урана. Геологические, гидрогеологические, минералогическо-геохимические особенности, возраст и геотехнологические условия

4.2.1. Месторождение Черепановское

Месторождение расположено к северо-востоку от г. Ижевска. Оно локализовано в речной палеодолине нижнесухонского возраста в 30-80 м от поверхности на южном склоне пологого Мишкинского поднятия, с которым связано крупное месторождение нефти на глубине 1500-1800 м в отложениях карбона. Углы падения пород достигают 1°. Речная долина врезана в нижележащие красноцветные отложения нижеустинской свиты, прослеживается вдоль поднятия на многие километры на глубине 40-100 м, ширина долины 4-6 км. Месторождение находится в зоне свободного водообмена. По составу воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевого, пресные, с общей минерализацией 0,3 г/л. Месторождение включает два участка – собственно Черепановский и Восточно-Черепановский, расположенный в 3,5 км от первого.

Выделяются два типа оруденения, пространственно тесно связанные между собой, но различающиеся по содержанию урана, морфологии и возрасту [2, 69].

Первый тип характеризуется убогим содержанием урана (0,00n-0,01%) и равномерным распределением его по породе. Оруденение данного типа охватывает практически все сероцветные породы, обогащенные обугленными растительными остатками – песчаники, алевролиты, глины. В местах, где сероцветные породы с повышенным содержанием урана залегают на первично красноцветных алевролитах или глинах, часто с размывом, подстилающие красноцветные породы частично восстановлены и имеют пятнистую окраску за счет появления голубовато-серых пятен, иногда с выделениями пирита и повышенными содержаниями урана.

Второй тип руд локализован в сероцветных породах – песчаниках, глинистых песчаниках, алевролитах и глинах на границе с окисленными породами зеленовато-желтого (табачного) и желтого цвета (рис. 31). Рудные тела представляют собой пластообразные линзы, вытянутые вдоль бортов палеодолин на сотни метров при ширине от первых десятков до первых сотен метров и мощности до 3м. Они залегают в основном параллельно напластованию пород, но местами секут их слоистость. Содержание урана колеблется в широких пределах – от 0,01 до 1%. Наиболее высокие его концентрации приурочены к границе сероцветных и желтоцветных пород. При удалении от этого контакта в сторону сероцветных пород содержание урана постепенно снижается до фоновых значений. Таким образом, оруденение второго типа локализуется на седиментационном восстановительном геохимическом барьере в

сероцветных породах, изначально обогащенных органическим веществом растительного происхождения, на границе с эпигенетически окисленными породами.

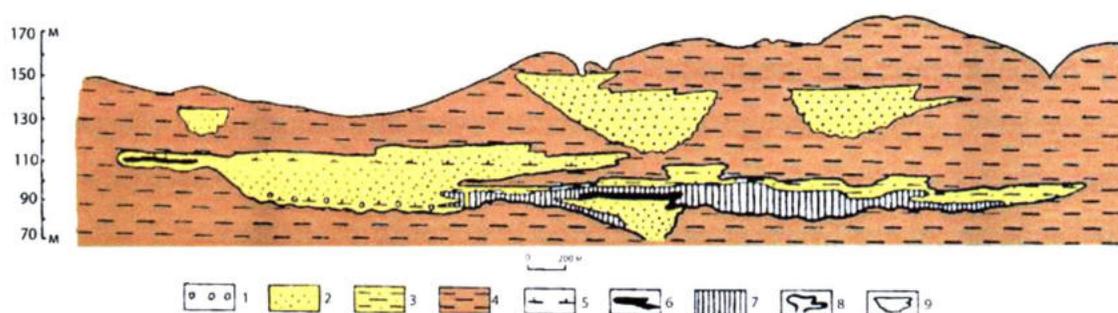


Рис. 31. Геологический разрез Черепановской палеодолины, по А.Б.Халезову.

1 – конгломераты. Зеленовато-желтые и желтые вторично окисленные породы: 2 – песчаники, 3 – глинистые песчаники; 4 – глинистые песчаники, алевролиты, глины первично красноцветные, 5 – карбонатизированные песчаники и конгломераты; 6 – рудные тела с содержанием U 0,01-1,0%; 7 – сероцветные песчаники с углефицированными растительными остатками с содержанием U 0,001-0,015; 8 – контуры Черепановской палеодолины; 9 – контуры одиночных русел

Основной урановый минерал – коффинит, реже встречаются оксиды урана [64, 69]. Совместно с пиритом они образуют микроконкреции и псевдоморфозы по растительному органическому веществу (см. прил., фото 59, 60). Кроме того, широко развиты тонкодисперсные выделения урана, которые фиксируются только на микрорадиографиях и f-радиографиях в виде единичных треков или их сгустков над фюзенизированными, витронизированными растительными остатками, над выделениями переотложенного гумусового вещества и рядом с тонкозернистыми выделениями пирита (см. прил., фото 61). Редко встречаются мелкие выделения халькозина, марказита, ильземанита. В рудах отмечается ряд сопутствующих элементов. Их максимальные концентрации достигают (%): Mo, Cu – 0,2-0,5, Pb – 0,01-0,03, Sc – 0,01, Ag- 0,008, Y – 0,03. В парагенезисе с урановыми минералами в рудах нередко развит ураноносный кальцит с переменным содержанием урана. Он замещает органическое вещество, глинистый цемент, терригенные зерна кварца и полевых шпатов, образует базальный, пойкилитовый цемент. В кальците часто отмечаются новообразованные кристаллы анальцима, которые уран не содержат (см. прил., фото 61).

Кальцитизированные песчаники образуют прерывистые пласты, линзы, стяжения округлой формы. Их распределение в разрезе носит уровенный характер. Образование кальцитового цемента, очевидно, связано с деятельностью грунтовых вод.

Коррозия кальцитом кварца, полевых шпатов, наличие анальцима свидетельствуют о щелочном, содовом характере эпигенетических процессов [5, 55, 84].

По внешнему облику ураноносный кальцит в пермских палеоруслах Прикамья весьма напоминает кальцитовый урансодержащий цемент в песчаниках на урановом месторождении Семизбай [15].

Установлено, что в сероцветных породах с относительно низким содержанием урана (первый тип оруденения) количество радиогенного свинца-206, как правило, согласуется с содержанием урана и временем существования пород. Поэтому можно предположить, что накопление урана происходило в позднепермское время, по-видимому, почти одновременно с отложением осадков. В породах с высоким содержанием урана (второй тип) наблюдается существенный недостаток свинца-206 по отношению к урану, причем чем выше содержание урана, тем больше этот недостаток. Это указывает на более поздний привнос урана в пределах первых десятков миллионов лет назад. Изотопный состав свинца из фракции, обогащенной коффинитом (уран- 19,75 и свинец – 0,06%), позволяет оценить возраст коффинита в несколько десятков миллионов лет и, возможно, моложе, так как в пробу, очевидно, были включены и более древние накопления урана [2].

Геотехнологические условия месторождения оценены по данным опробования гидрогеологических скважин. В результате проведенных работ установлено, что урановое оруденение приурочено к водоносному горизонту в пределах развития слабонапорных пресных вод, характеризующихся значениями окислительно-восстановительного потенциала +36 – +80mV, при значениях рН 6,7 – 7,4.

Рудовмещающий водоносный горизонт представлен преимущественно песчаниками с линзами и прослоями серых алевро-глинистых пород и изолирован от выше – и нижележащих горизонтов пачками красноцветных глин и алевролитов мощностью до 10-16 м. Мощность водоносного горизонта в пределах рудных залежей до 10 м. Коэффициент фильтрации 0,74 м/сут. Кислотоемкость пород 78 кг/т. В целом предварительные геотехнологические исследования показали, что отработка месторождения способом СПВ возможна.

Прогнозные ресурсы урана по категории P_1 оцениваются в 1500 т.

4.2.2. Месторождение Ефремовское и рудопроявление Лиственское

*Ефремовское месторождение** расположено на севере района в 50 км на юго-запад от г. Глазова. Оно приурочено к речной палеодолине в основании слободской свиты верхнетатарского подъяруса на глубине 100-150 м (см. рис. 28). Речная долина прослеживается

* В связи с небольшим объемом бурения в некоторых работах Ефремовское месторождение рассматривается как рудопроявление.

на несколько десятков километров, меняя свое направление с северо-восточного на северо-западное. Ширина долины от 500 м до первых километров. Глубина ее эрозионного вреза в нижележащие озерно-морские отложения верхнесухонского возраста до 20 м. В пределах палеодолины выявлены Ефремовское месторождение урана и несколько рудопроявлений. Общая протяженность аномальной зоны до 20 км при ширине от 0,5 до 3,5 км.

Ефремовское месторождение находится на участке палеодолины северо-восточного простирания шириной около 750 м, расположенной вдоль северного склона Красногорского вала (рис. 32). Нижняя часть разреза речной долины сложена сероцветными песчаными полимиктовыми породами мощностью от 2 до 17 м с углефицированными растительными остатками и мелкими выделениями пирита. Верхняя часть разреза представлена красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми отложениями.

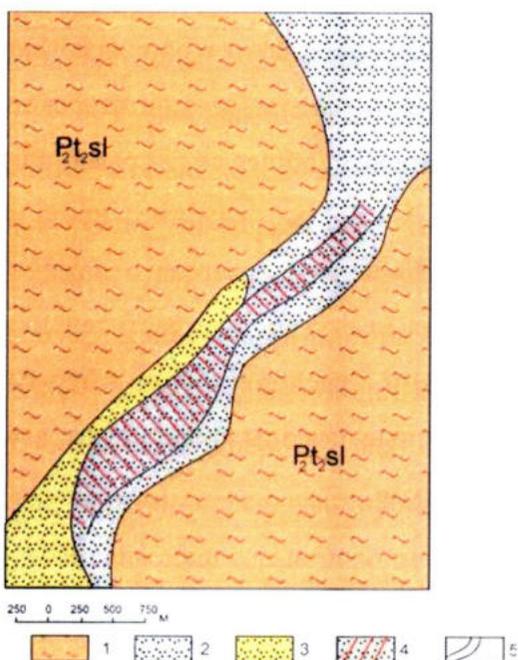


Рис. 32. Месторождение урана Ефремовское. Схематическая литолого-фациальная карта слободской свиты (P_2t_2sl), по И.П. Зайцеву, Ф.С. Мударисову.

1 – отложения озерные и водораздельных пространств – песчано-алевро-глинистые красноцветные породы с прослоями мергелей; 2 – 3 – отложения речной долины: 2 – сероцветные полимиктовые песчаники и алевро-песчаники с углефицированными растительными остатками, 3 – полимиктовые песчаники желтоватого цвета (зона окисления); 4 – рудная зона с содержанием урана $\geq 0,01\%$; 5 – контуры речной палеодолины

Рудная зона месторождения прослежена по длине на 3,5 км и с северо-востока не околонтурена. Ширина ее 200-500 м. Мощность рудных тел колеблется от 0,4 до 7,8 м при содержании урана 0,02-0,075%.

Оруденение приурочено к слаболитифицированным сероцветным полимиктовым песчаникам и алевролитам с углефицированными растительными остатками и контролируется контактом с зоной окисленных пород желтовато-зеленоватого (табачного) цвета, прослеживающейся вдоль борта палеодолины. Окисление пород в виде пятен более яркого желтого цвета проникает в оруденелые сероцветные породы.

Урановая минерализация представлена коффинитом, который большей частью приурочен к выделениям пирита и пиритизированным углефицированным растительным остаткам.

Особенностью Ефремовского месторождения является достаточно широко проявленное восстановление красноцветных подстилающих пород под вышележащими сероцветными речными отложениями. Мощность осветленной зоны голубовато-зеленого цвета достигает 1-2 м. В ее пределах отмечаются реликты красноцветной окраски и выделения пирита с урановой минерализацией.

Восстановление первично красноцветных пород с выделениями пирита и урановым оруденением на контакте с сероцветными отложениями, обогащенными углеродистым веществом, – явление достаточно характерное для района, но на Ефремовском месторождении оно проявлено наиболее ярко.

Лиственское рудопроявление расположено в 50 км на северо-восток от г. Ижевска, приурочено к погребенной речной долине максимовской свиты нижнетатарского подъяруса (см. рис. 28, 33). Палеодолина извилистая, с притоками, общее ее направление с юго-востока на северо-запад. Ширина палеодолины 1-1,5 км, глубина вреза в красноцветные отложения казанского яруса до 40 м. Нижняя часть разреза отложений палеодолины (10-12 м) представлена сероцветными породами с углистым растительным веществом. Завершается разрез окисленными желтоцветными, красноцветными и бурыми песчаниками, алевролитами и глинами. Местами окисленные породы охватывают весь разрез палеодолины. Рудопроявление состоит из трех участков.

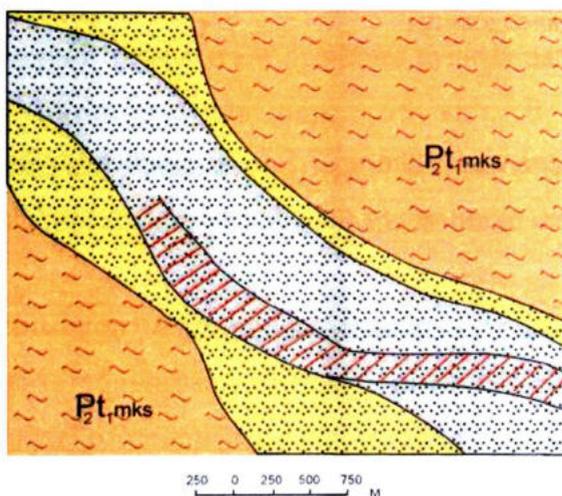


Рис. 33. Рудопроявление Лиственское. Схематическая литолого-фациальная карта максимовской свиты ($P_{2t,mks}$), по Ф.С. Мударисову. Условные обозначения см. на рис. 32

Основная рудная залежь приурочена к сероцветным породам, прослежена в пределах палеодолины на 3 км при ширине 100-300 м и по простиранию не оконтурена. Положение рудной зоны контролируется зонами окисленных пород табачного цвета, развитыми вдоль

бортов палеодолины. Мощность рудных интервалов 0,5-8 м. Содержание урана 0,01-0,067%. Урановая минерализация представлена настураном, обычно в ассоциации с пиритом и в виде рассеянной формы в углеродистом веществе.

Другими примерами этого типа уранового оруденения могут служить рудопроявления Ольховское, Киенгопское, Вожойское и др. (см. рис. 30).

4.2.3. Месторождение Виноградовское

Виноградовское месторождение расположено в 250 км к северо-западу от г. Ижевска (см. рис. 27). Оно приурочено к северному склону небольшого поднятия с углами падения крыльев не более $0,5^\circ$. Глубина залегания – 80-120 м. Возраст вмещающих отложений сухонский. Литолого-фациальная обстановка по отношению к вышеописанным месторождениям иная.

Рудовмещающие породы по условиям образования относятся к отложениям остаточного мелководного озера или залива в переходной прибрежно-озерной зоне (см. рис. 27). Они представлены тонкогоризонтальнослоистыми серыми и темно-серыми алевритистыми глинами и алевролитами с тонким обугленным растительным детритом и мелкими конкрециями пирита. Общая мощность сероцветной пачки 2-5 м. В ее подошве и кровле развиты маломощные окисленные песчаники желтого цвета. Отложения, подстилающие и перекрывающие пачку, представлены первично красноцветными глинами и алевролитами с редкими прослоями мергелей. На границе с окисленными песчаниками рудовмещающие серые породы также часто окислены – желтоцветные гидроокислы железа пятнисто развиваются по трещинам, плоскостям напластования, наиболее проницаемым слойкам и включениям пирита. Рудная залежь размером 5×3 км имеет пластообразную форму. Содержание урана колеблется от 0,005 до 0,07%, максимальное приурочено к контакту сероцветных пород с пятнисто лимонитизированными породами. Среднее содержание урана составляет 0,015% на мощность 0,8 м. Урановая минерализация представлена оксидами урана. Ресурсы урана (P_1) оцениваются в 2500 т. Из сопутствующих элементов в повышенных количествах постоянно присутствует молибден – до 0,02%.

В районе месторождения благоприятные сероцветные прибрежно-озерные отложения развиты на площади около 100 км^2 .

В.Г. Грабовниковым и И.Ю. Росляковой (1973) была проведена серия лабораторных опытов по выщелачиванию урана из руд Виноградовского месторождения с целью предварительного выяснения их пригодности для отработки способом ПВ. Опыты

проводились с образцами руд с нарушенной и ненарушенной структурой в содовых и сернокислотных растворах.

Основные выводы по проведенным исследованиям сводятся к следующему.

При фильтрационно-диффузионном выщелачивании растворами с концентрацией соды 20-30 г/л или серной кислоты 10-20 г/л извлечение металла за 12 суток достигает 70-75% от исходного содержания урана.

Концентрация металла в продуктивных растворах слабо изменяется в течение опытов и мало отличается для разных растворителей, а также для образцов с разной структурой.

Эти данные позволяют предполагать возможность отработки месторождения способом СПВ, так как гидрогеологические условия позволяют осуществлять циркуляцию активных растворов в водоносных песках, контактирующих с рудоносными породами, и, вероятно, в самих рудных глинистых алевролитах в связи с их тонкослоистой текстурой.

4.3. Сравнительная характеристика ураноносности Предуральского района и плато Колорадо (США)

Верхнекамский ураноносный ОБ относится к древнеплатформенному типу и характеризуется слабой дислоцированностью и незначительной литификацией верхнепермских осадков.

Его юго-восточная часть в позднеказанское и татарское время представляла собой область периодического развития аллювиальных эрозионно-аккумулятивных равнин с транзитными реками. Район находился в 100 и более километрах от основного источника обломочного материала – Урала. Несмотря на аридный климат сероцветные осадки с растительным органическим веществом в речных долинах получили широкое распространение, особенно в нижнетатарском подъярусе. Эрозионные структуры речных долин служили дренажными каналами с относительно напряженным гидродинамическим режимом.

Уран наиболее интенсивно накапливался в речных сероцветных осадках. В них сосредоточены практически все проявления урана, что свидетельствует о его местном источнике.

Контрастная геохимическая обстановка, обусловленная резким контактом первично красноцветных терригенных отложений междуречья и сероцветных с восстановительными свойствами, залегающих в речных долинах, способствовала син-диагенетическому накоплению урана в последних. Концентрация урана, по-видимому, происходила за счет его переотложения из осадков водораздельных пространств и русловых песчаников с низкими

содержаниями или лишенных органического вещества при их быстром окислении на ранних стадиях литификации осадков. Количество урана, вовлекаемого в миграцию и поступающего в палеодолины с окружающих водораздельных пространств, очевидно, прямо зависело от амплитуды вреза палеорусел. Мобилизации урана и его переотложению способствовал щелочной, содовый характер грунтовых гидрокарбонатно-натриевых вод, характерных для полимиктовых отложений эрозионно-аккумулятивных равнин с аридным климатом [5, 84]. Продуктивность этого процесса выразилась в невысоких накоплениях урана (0,001-0,01%) в сероцветных осадках речных долин практически на всем их протяжении на нескольких стратиграфических уровнях. Максимальное распространение они получили в палеодолинах нижнетатарского подъяруса благодаря сочетанию в данный отрезок времени соответствующих тектонических, палеогеографических условий осадконакопления и, по-видимому, благоприятному составу пород области сноса.

Во время трансгрессий речные долины перекрывались существенно глинистыми осадками значительной мощности, что привело к чередованию в геологическом разрезе водоупорных и водоносных горизонтов. В конце татарского века во время регрессивных тектонических фаз погребенные речные долины нижнетатарского подъяруса выводились на поверхность в пределах окружающих сводовых поднятий, которые служили областями питания водоносных горизонтов палеодолин. Разгрузка пластовых вод, очевидно, происходила в водные бассейны Верхнекамской впадины. Следовательно, погребенные речные долины в верхнепермское время при аридном климате служили путями транзита подземных пластовых вод, содержащих кислород. В этих условиях вступали в действие инфильтрационные эпигенетические процессы уранового рудообразования, с которыми связано перераспределение син-диагенетических концентраций урана, образование месторождений и многих рудопроявлений с более высокими содержаниями металла (0,01-0,1%), с лентообразными, линзовидными, реже ролловидными рудными телами, локализованных на выклинивании зон окисления.

В послепермское время Верхнекамский ОБ вступил в завершающую стадию развития. Главная особенность его эволюции в мезозое-кайнозое – преобладание на юго-востоке континентального режима и эрозии над аккумуляцией осадков, что привело к развитию гипергенных процессов и частичному вскрытию ураноносных погребенных речных долин на нескольких стратиграфических уровнях. В частности, оживление тектонической активности на Русской платформе в неогене сказалось на переуглублении местного базиса эрозии – русла р. Камы, главной водной артерии региона, до отметок -70м в условиях засушливого климата,

что привело на многих участках к переотложению урана, омоложению ранее образованного оруденения и, возможно, к его некоторому разрушению [2].

Достаточно высокая продуктивность на уран русловых структур в разных регионах [22, 3 5, 67], широкое развитие благоприятных структурно-фациальных и литолого-геохимических обстановок, а также многочисленные рудные объекты свидетельствуют о возможности выявления в Верхнекамском ОБ новых месторождений урана внутриформационного палеодолинного типа. Наиболее перспективны палеодолины нижнетатарского подъяруса. Прямым аналогом возможных месторождений являются месторождение Мечек в Румынии и многочисленные мелкие месторождения в Италии и Испании со сходными условиями локализации, приуроченные к речным отложениям той же верхнепермской красноцветной формации.

В отложениях пермских речных долин рассматриваемого региона кроме урана широко развиты небольшие месторождения и проявления медистых песчаников, большей частью отработанных до глубин 50 – 60 м, в рудах которых присутствуют серебро (до 100 г/т), золото (до 2 г/т), рений, платиноиды и другие элементы (Е.С.Контарь, 1998 г.). Пространственно с урановой минерализацией они разобщены и большей частью приурочены к отложениям уфимского и казанского ярусов, что, по-видимому, объясняется различной металлогенической специализацией стратиграфических подразделений. Однако их присутствие свидетельствует о разнотипной рудной минерализации пермских речных долин региона.

Крупный рудный район с разнотипными масштабными рудными концентрациями во внутриформационных палеодолинах – плато Колорадо в США. Там известно около 2 тыс. урановорудных объектов. Запасы урана большинства из них менее 1 тыс. т. Десятки объектов имеют запасы от 1 до 10 тыс. т, и только единичные месторождения крупные и уникальные по запасам [22].

Указанная провинция представляет собой высокогорное плато. Абсолютные отметки достигают 2500 м над уровнем моря. Плато окружают молодые системы Скалистых гор с абсолютными отметками до 4000 м. Всклмленная поверхность плато рассечена глубокими каньонами бассейна р. Колорадо.

В тектоническом отношении это блок древнего кратона (Северо-Американской платформы), испытавший активизацию в позднем палеозое-кайнозое.

Урановые месторождения приурочены к отложениям широкого возрастного диапазона – от карбона до верхнего мела. Однако подавляющее большинство из них находится в двух узких стратиграфических интервалах: в позднетриасовой формации Шинли (Чинл) и позднеюрской формации Морисон. Большая часть месторождений

сосредоточена в русловых песчаниках. Во многих из них кроме урана в промышленных количествах содержится ванадий, отмечаются сравнительно высокие содержания меди. В пределах плато выделяются урановорудные районы Грантс, Ураванский, Биг Индиан Уош (Лисборн-Валли), Монмент-Валли, Уайт-Каньон.

Месторождения этих районов имеют существенные различия как по условиям локализации, так и по околорудным изменениям, содержаниям урана, ванадия, меди и других сопутствующих элементов.

Основные общие черты месторождений сводятся к следующему.

Рудовмещающие геологические формации образовывались в континентальных условиях: в руслах рек, широких палеодлинах, их дельтах и озерах. Характерная их особенность – пестрая окраска пород, выраженная чередованием пластов различного цвета – красного, бурого, фиолетового, зеленого, желтого и серого, обусловленная частой сменой условий формирования осадков и эпигенетическими изменениями пород.

Состав обломочных минералов русловых песчаников ураноносных свит весьма разнообразен: от существенно кварцево-кремнистых до аркозовых. В породах свит содержится большое количество туфогенного материала кислого состава, который поступал в виде вулканического пепла или в результате переотложения вулканических серий. Многие месторождения находятся в 100 и более километрах от области сноса.

Месторождения приурочены к русловым, пойменным, старичным и дельтовым фациям, обогащенным органическим веществом растительного происхождения в виде углистого детрита и переотложенного, относящегося к гуматам.

Месторождения и рудные пояса обычно расположены вдоль склонов пологих конседиментационных поднятий с углами падения слоев до 10-15°.

Оруденение в большинстве своем локализуется в тонко-среднезернистых кварцевых, аркозовых, туфогенных песчаниках. Реже отмечается в грубозернистых песчаниках и конгломератах.

Рудные залежи и тела приурочены к участкам переслаивания русловых песчаников и пойменно-старичных глинистых прослоев. В качестве оптимально благоприятного разреза указывается соотношение песков и глин – 50:50-70:30.

Рудные залежи и тела по форме в плане лентообразные, пластообразные, в разрезе линзовидные субсогласные с напластованием пород, а также ролловые, ролловидные, секущие слоистость. В пределах месторождений они расположены в виде полос, совпадающих с направлением русел водотоков. Протяженность рудных залежей достигает

нескольких километров при ширине от десятков до сотен метров и первых километров. Мощность рудных тел в некоторых случаях достигает 30 м.

Средние содержания урана колеблются обычно в пределах 0,1-0,4%. Кроме ванадия и меди, имеющих промышленное значение на ряде месторождений, в качестве сопутствующих элементов обычно отмечаются Mo, Se, Zn, Pb, Co, Ni, As, Cr, Ag, TR, Re и некоторые другие элементы. Для большинства из них намечается прямая корреляция с ураном.

Текстуры руд пятнистые, вкрапленные, дисперсные.

Урановая минерализация первичных руд представлена оксидами урана и коффинитом, тесно ассоциирующим с углистым детритом, гумусовым органическим веществом и сульфидами. Отмечается возможность присутствия урано-органических соединений. Из сопутствующих минералов широко развиты сульфиды железа, цинка, свинца, меди, клаустолит, монтрозит и др.

На многих месторождениях широко развиты карбонаты диагенетического и эпигенетического происхождения, образующие в отдельных слоях и линзах песчаников и конгломератов плотный цемент или разобщенные выделения.

Околорудные изменения пород весьма разнообразны. Повсеместно выделяются изменения, связанные с эпигенетическим окислением и восстановлением пород. Очевидно, разнонаправленные геохимические процессы сменяли друг друга во времени и в пространстве неоднократно, в связи с чем образовалась довольно сложная картина взаимоотношения наблюдаемых изменений с рудой, которая не всегда однозначно трактуется.

Возраст первичных руд в формации Шинли от 210 до 150 млн лет, что отвечает триасовому и юрскому времени. Месторождения, локализованные в формации Морисон, датируются в 135 ± 8 млн лет (Амброзия-Лейк) и 110-115 млн лет (Лагуна) при возрасте пород 140 ± 5 млн лет.

О происхождении месторождений урана в палеоруслах плато Колорадо высказывались разные точки зрения. В настоящее время подавляющее большинство исследователей относит их к экзогенным инфильтрационным, осложненным последующими наложенными пострудными процессами [22].

В табл. 17 приведены данные по двум районам с разным масштабом месторождений: Прикамскому, расположенному в Предуралье, и плато Колорадо в США.

Основные черты сходства указанных провинций заключаются в следующем.

Месторождения приурочены к погребенным внутриформационным палеодолинам, заключенным в красноцветных (пестроцветных) континентальных формациях фанерозоя. Речные ураноносные эрозионные структуры палеодолин формировались в условиях платформ.

Оруденение локализовано в породах, обогащенных растительным органическим веществом в местах со сложной литолого-фациальной обстановкой, обусловленной чередованием в плане и разрезе водопроницаемых русловых песчаников и менее проницаемых существенно глинистых отложений пойм и стариц.

Рудные залежи и тела большей частью лентообразной и линзовидной формы, субсогласные с напластованием пород, простираются в направлении палеопотоков.

Положение оруденения в пространстве контролируется зонами постседиментационного окисления сероцветных пород и восстановления первично красноцветных отложений. Рудные объекты приурочены к склонам консидиментационных локальных и валлообразных поднятий.

Первичная урановая минерализация на всех месторождениях представлена оксидами урана и коффинитом.

Определенное сходство отмечается также в сопутствующих минералах и элементах-примесях (см. табл. 17, пункт 18, 19). Проявлены общие катагенетические изменения пород, свойственные геологическим формациям аридного климата, носящие локальный характер – карбонатизация, образование алюмосиликатов и хромсодержащих глинистых минералов (волконскыит).

Возраст первичных руд в двух провинция приближен к возрасту вмещающих геологических формаций. Источником урана служили вмещающие толщи.

Указанные общие черты локализации оруденения позволяют месторождения рассматриваемых провинций отнести к одному генетическому типу – инфильтрационному в палеодолинах [22, 69].

Однако кроме сходства указанные провинции по многим позициям имеют существенные отличия (см. табл. 17). Главные из них, которые определяют значительный масштаб месторождений в пределах плато Колорадо сводятся к следующему:

- наличие в рудоносных геологических формациях плато Колорадо туфогенного материала кислого состава и высокие содержания в них урана – 0,00n%, что явилось важной предпосылкой для формирования месторождений,

- более оживленный гидродинамический режим кислородсодержащих подземных вод в эрозионных ураноносных структурах плато Колорадо, необходимый для формирования инфильтрационных месторождений урана, обусловленный напряженным тектоническим режимом,

- более высокое содержание растительного органического вещества в проницаемых речных отложениях в виде стволов деревьев, углистого детрита и гуматов, что определило

широкое распространение благоприятных восстановительных геолого-геохимических обстановок для локализации оруденения.

Таблица 17

Сравнительная характеристика ураноносности
Верхнекамской впадины и плато Колорадо

№№ п/п	Геологические особенности районов и месторождений	Сходство	Различия	
			Верхнекамская Впадина	Плато Колорадо
1	2	3	4	5
1.	Геоморфология		Слабовсхолмленн ая аллювиальная равнина со спокойной речной сетью. Абс. от. +70-+250 м.	Всхолмленное высокогорное плато с лакколитовыми горами, расчлененное каньонами бассейна р. Колорадо. Абс. от. до +2500 м
2.	Тектоническая позиция		Краевая часть древней платформы	Срединный массив активизированной древней платформы
3.	Возраст рудовмещающих формаций	Фанерозойский	Палеозойский (P ₂)	Мезозойский (T ₃ -J ₃)
4.	Рудовмещающие формации и породы	Пестроцветные континентальные аридные формации аллювиальных равнин. Песчано-глинистые отложения рек	Песчаники полимиктовые	Песчаники кварцевые, аркозовые, туфогенные
5.	Тектонический режим формиро- вания рудоносных формаций	Платформенный	Без проявления вулканической деятельности, в том числе в смежных районах	С интенсивным проявлением вулканической деятельности в смежных районах
6.	Рудовмещающие структуры	Эрозионные речные долины и отдельные палеорусл	Нет	
7.	Характер стратиграфического контроля	Многоярусный	Нет	
8.	Структурная позиция месторождений	Склоны локальных и валообразных конседиментационных поднятий	Углы падения слоев на склонах структур 0,5-5°	Углы падения слоев на склонах структур от 3 до 10-20°
9.	Литолого- фациальная обстановка локализации оруденения	Участки со сложной литолого-фациальной обстановкой, обусловленной чередованием в разрезе и плане отложений русел, пойм и стариц, выполняющих палеодолины	Нет	

1	2	3	4	5
10.	Геохимическая среда рудоотложения	Окислительно-восстановительный барьер. Восстановительная обстановка обусловлена органическим веществом растительного происхождения	Растительный углистый детрит и гумусовое вещество в небольшом количестве	Растительный углистый детрит, стволы деревьев, часто гумусовое вещество в большом количестве
11.	Морфология и условия залегания рудных залежей и тел	Лентообразные, линзовидные стратиформные	Субсогласные	Субсогласные, а также ролловые и роллоидные, секущие слоистость
12.	Проявленность околорудных изменений пород окислительного характера	Проявлены интенсивно	Нет	
13.	Проявленность околорудных изменений пород восстановительного характера	Проявлены	Слабо	Интенсивно
14.	Восстановление первичных красноцветных пород	Проявлено	Слабо	Интенсивно
15.	Сопутствующие катагенетические изменения рудовмещающих пород	Карбонатизация, локальное образование алюмосиликатов, хромсодержащих глиен	Кальцит, анальцит, хромсодержащий монтмориллонит (волконскоит)	Кальцит, сидерит, анальцит, цеолиты, альбит, хромсодержащий иллит
16.	Основные первичные минералы урана	Оксиды урана, коффинит	Нет	
17.	Средние содержания урана в рудах	Низкие	0,0n%	0,n%
18.	Сопутствующие рудные минералы первичных руд	Сульфиды – Fe, Cu, Mo	Другие не обнаружены	Помимо указанных многочисленный комплекс. Кроме сульфидов, селениды, арсениды
19.	Основные сопутствующие элементы	Mo, Cu, V, As, Pb, Zn, Ag	Промышленных концентраций нет	Se, Ni, Co, Ag и др. Промышленные Cu-U и U-V месторождения
20.	Степень литификации рудовмещающих пород	Слабая	Нет	

1	2	3	4	5
21.	Возможный источник урана	Вмещающие геологические формации	Отложения рек и красноцветные образования водораздельных пространств	Туфогенный материал рудовмещающих формаций, коры выветривания и граниты области сноса
22.	Наличие поверхностных зон окисления месторождений		Не установлены	Широко проявлены на многих месторождения
23.	Хронология рудообразования и основные рудоформирующие эпохи	Месторождения полистадийные	180-230 млн лет, 18 млн лет и промежуточные значения	150-210 млн лет, 135±8 млн лет, 110-115 млн лет, 60 млн лет
24.	Наличие морских трансгрессий после образования рудовмещающих формаций		Не было	Кратковременная морская трансгрессия в позднем мелу на севере и востоке плато
25.	Проявленность пострудной тектонической активизации	Проявлена	Проявлена очень слабо	Проявлена весьма интенсивно с интрузивной и гидротермальной деятельностью; образование плато
26.	Наличие месторождений урана	Установлены	Мелкие	От мелких до уникальных

Имеется и другое важное отличие. На месторождениях плато Колорадо широко развито восстановление окисленных пород, в том числе первично красноцветных с образованием оруденения в контуре осветления пород. Однако вопрос о значении восстановительных процессов в рудообразовании на месторождениях плато до конца не выяснен [22].

Отсутствие указанных признаков в Верхнекамском районе значительно снижают его перспективы, которые, по-видимому, ограничены выявлением лишь небольших месторождений урана с низкими средними содержаниями металла (0,0n%), в то время как на плато Колорадо кроме мелких известны средние, крупные и уникальные по запасам месторождения с более высокими содержаниями урана (0,n%).

Однако надо отметить по состоянию на 2017 г. низкую изученность выявленных рудных объектов. Более половины из них вообще не оценивалась. Подавляющая часть выявлена случайно при проведении картировочного и структурного бурения. В районе имеются зоны с повышенной радиоактивностью интенсивностью в 100 мкр/ч протяженностью до 20 км не

оцененные. В их пределах могут быть участки с достаточно высоким содержанием урана. Суммарные ресурсы урана Виноградовского и Черепановского типов по категориям $P_1+P_2+P_3$ составляют несколько десятков тысяч тонн (Халезов, 1993)*. Эти цифры подтверждены фундаментальными работами ГП «Зеленогорскгеология» (Илларионов и др., 2000)**.

Работами ГП «Зеленогорскгеология» (Долбилин и др., 1970) и ВИМСа (Грабовников и др., 1973) обоснована, возможность отработки месторождений способом ПВ. При этом надо учитывать, что в южной части Верхнекамского осадочного бассейна ураноносные горизонты – водоносные горизонты местного водоснабжения. В северной же части они погружены на большие глубины и таковыми не являются.

Кроме месторождений урана в пределах Удмуртской республики И.Л.Князевой установлены крупные проявления радоновых вод, в том числе на Черепановской площади размером 40 км², расположенной в 10-15 км к востоку от г. Воткинска. На данной площади концентрации радона в источниках составляют 175-1000 Бк/л, и прогнозируется выявление радоновых вод с содержанием радона 1000-2000 Бк/л с запасами 300-500 м³/сут. (И.Л.Князева, А.Б.Халезов, А.В.Желваков, Г.В.Куликов). Кроме того, на Черепановской площади в скважинах нефтяного бурения установлены лечебные сероводородные и бромсодержащие рассолы. На этой основе может быть создан курорт с радонолечебницей (Г.В.Куликов, А.В.Желваков).

5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ПАЛЕОДОЛИНАХ И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Из вышеизложенного в разделах 1, 2, 3 следует, что в пределах Уральского региона с учетом Предуралья были проявлены четыре эпохи инфильтрационного рудообразования:

- позднепермская в Предуралье в пределах аллювиальных равнин в условиях эпейрогенических тектонических движений и аридного климата с локализацией оруденения во внутриформационных речных долинах с источником урана из вмещающей формации,

- среднетриасовая на Урале и в Зауралье в речных долинах базального типа в грабенообразных тектонических впадинах в условиях перехода аридного климата к гумидному с источником урана из гранитоидных пород с корами выветривания,

- позднеюрско-раннемеловая в речных долинах базального типа Урала и Зауралья на этапе затухания мезозойской тектонической активизации и установления платформенного

* Халезов А.Б. Геолого-экономическая оценка перспектив Удмуртской республики на месторождения меди и редких элементов. М.-Ижевск, 1993.

** Илларионов В.Д. и др. Прогнозно-геологические работы м-ба 1:200000 по оценке перспектив верхнепермских проницаемых отложений Вятско-Камской площади Среднего Прикамья на урановое оруденение палеодолинного типа. Свердловск-М., 2000.

тектонического режима в условиях перехода гумидного климата к аридному с основным источником урана из липаритов и гранитоидов с корами выветривания,

- поздний олигоцен-четвертичная в речных долинах базального типа в открытой части Урала, свободной от сплошного чехла мел-палеогеновых морских отложений, с источником урана из гранитоидных пород с корами выветривания при одновременном образовании в других речных долинах инфильтрационных месторождений железа, никеля на участках развития кор выветривания по породам основного состава.

Поздний олигоцен-четвертичная эпоха проявилась также в Предуральском районе с образованием относительно богатого оруденения во внутриформационных пермских речных долинах и формированием ураноносных торфяников. В конце олигоцена-миоцене она, по-видимому, сказалась на ранее сформированных месторождениях урана в базальных палеодолинах Зауральского ураноносного района в виде повторного частичного окисления восстановленных рудоформирующих зон окисления и незначительного переотложения руд на Далматовском месторождении.

Генезис месторождений урана, связанных с пластовой и грунтовой инфильтрацией, рассмотрен в ряде монографических работ [5, 8, 12, 24, 29 и др.] и многочисленных статьях разных авторов [2, 7, 16, 19, 25, 35, 62, 73 и др.]. Несмотря на некоторые расхождения в трактовке отдельных генетических вопросов все исследователи единодушны в представлениях о базисных элементах их геолого-генетической модели:

- источник урана – осадочные, метаморфические, изверженные породы с кларковыми или надкларковыми содержаниями урана,

- транспортирующая среда – пластовые или грунтовые кислородсодержащие воды, переносящие уран в растворенной окисленной шестивалентной форме (преимущественно в виде уранилкарбонатных комплексов),

- среда рудоотложения – терригенные слаболитифицированные породы с восстановительными свойствами, обуславливающими восстановление урана до четырехвалентного состояния и его осаждение.

Перечисленные базисные положения генетической модели объясняют существование на месторождениях рудоформирующей окислительной эпигенетической зональности, которая рассматривается в качестве главного диагностического признака и поискового критерия месторождений этого класса.

Генетическая модель инфильтрационного рудообразования, основанная на указанных базисных элементах, получила подтверждение при изучении многих рудных объектов и положена в основу прогнозирования и поисков инфильтрационных месторождений урана.

Месторождения урана в палеорулах относятся к указанному классу, характеризуются аналогичными базисными элементами геолого-генетической модели, но имеют свои особенности. Описательная геолого-генетическая модель месторождений в палеорулах приводится ниже. В ней не рассматриваются теоретические вопросы, общие для инфильтрационного рудообразования – формы миграции урана и сопутствующих элементов, механизмы образования рудоосаждающих барьеров и другие, которым посвящены многие публикации [5, 23, 24, 29, 72, 75 и др.]. В предложенном варианте модели основное внимание уделено факторам рудообразования месторождений, имеющим прогнозно-поисковое значение – тектоническому, климатическому, формационному, структурно-геоморфологическому, литолого-фациальному, гидрогеологическому, минералого-геохимическому.

Выше отмечалось, что месторождения в палеорулах известны во многих районах мира. При этом они обычно имеют свои особенности как частного характера, так и принципиальные, даже если расположены в одном районе. Например, Хохловское месторождение отличается от Далматовского специфическим составом пластовых вод.

Добровольное месторождение обладает значительными ресурсами рения. На месторождении Семизбай широко проявлена карбонатизация пород, и установлен кальцит гидротермального происхождения [15].

На Малиновском месторождении интенсивно развита пострудная хлоритизация [4]. На месторождениях Хиагдинской группы в Забайкалье присутствуют туфогенные породы, а неогеновые рудовмещающие долины перекрыты базальтами [27]. Различия в рудоносных палеодолинах внутриформационного типа Прикамского района и плато Колорадо подробно рассмотрены выше. Несмотря на существующие различия на основе главных черт их строения и генезиса, объединяющих рассматриваемые месторождения в одну группу, с учетом данных по месторождениям других районов России [4, 12, 13, 16, 26, 27, 67 и др.] и зарубежных [22, 42, 49 и др.] могут быть сформулированы следующие благоприятные факторы для рудообразования в речных долинах.

Тектонический фактор. Тектонический фактор в формировании месторождений урана в речных долинах важнейший. Во-первых, во время проявления этапов тектонической и тектоно-магматической активизации происходит образование и вывод на дневную поверхность основных источников урана – гранитов, эффузивов кислого состава и вулканогенно-осадочных геологических формаций с надкларковыми содержаниями урана. Во-вторых, в условиях ослабления тектонических движений происходит корообразование, необходимое для высвобождения урана и вступления его в миграцию. В

третьих, с тектоническими движениями регионального плана связано образование осадочных бассейнов с системами речных долин.

Осадочные бассейны со структурами речных долин формируются в условиях древних платформ (краевые зоны, склоны впадин, щиты), молодых платформ (краевые части плит), областей завершённой складчатости (слабодифференцированные сводовые поднятия), межгорных тектонических впадин. Эпейрогенические тектонические движения способствуют формированию многоярусного оруденения. Для сохранности рудоносных структур необходимы заключительные тектонические фазы преобладающего погружения с образованием перекрывающих водоупоров в виде морских, континентальных или вулканических образований.

В целом тектонические режимы для формирования инфильтрационных месторождений урана в русловых структурах значительно разнообразнее, чем для типичных пластово-инфильтрационных объектов. Это объясняется тем, что возникновение необходимого гидродинамического градиента в русловых структурах может определяться не только тектонической активизацией орогенного и синорогенного типов, но и эпейрогеническими движениями небольшой амплитуды, слабодифференцированными сводовыми воздыманиями, местными и региональными понижениями базисов эрозии, эвстатическими колебаниями уровней внутренних морей и океанов. Суммарный эффект гипсометрической дифференциации, достаточный для активной инфильтрации кислородсодержащих вод и рудообразования в каналах палеорусел, составляет всего десятки – первые сотни метров.

Климатический фактор. Известно, что аридный и семиаридный климат обуславливает образование инфильтрационных месторождений урана, в том числе и в палеоруслах. Однако при наличии благоприятных местных источников урана месторождения могут активно формироваться и в гумидных обстановках под влиянием грунтовых потоков на небольших глубинах, где в водах присутствует кислород. Примером служит Санарское месторождение на Урале в отложениях современной реки, пересекающей гранитный массив с повышенным содержанием урана. Следовательно, инфильтрационные месторождения урана рассматриваемого геолого-промышленного типа могут формироваться в более широком диапазоне климатических условий.

Формационный фактор. Месторождения урана в палеоруслах приурочены к геологическим формациям разного возраста: палеозойского, мезозойского, кайнозойского, сформированных в условиях как гумидного так и аридного климата. Месторождения локализуются в сероцветных аллювиальных литологических комплексах, содержащих углистое вещество начальных (не выше бурогоугольной) стадий метаморфизма. В гумидных

формациях отложения русел характеризуются повышенными содержаниями органического вещества, достигающими нескольких процентов при среднем значении около 0,5-1%. Часто в них отмечаются прослойки лигнитов и углей. В аридных формациях русловые песчаники обычно содержат $C_{орг}$ в количестве первых десятых – сотых долей процента, а более высокие его концентрации отмечаются только в алевроглинистых отложениях пойм и стариц. Эту особенность рудовмещающих аллювиальных формаций гумидных и аридных климатических обстановок необходимо учитывать при прогнозных и поисковых работах.

Рудоформирующей эпохе обычно соответствуют красноцветные и пестроцветные аридные формации в толще, перекрывающей палеоруслу.

Структурно-геоморфологический фактор. Месторождения приурочены к русловым структурам базального, внутриформационного типов, характеристика которых дана выше. Наиболее благоприятны для масштабного рудоотложения палеодолины с «корытообразной» формой поперечного профиля с относительно крутыми бортами и выровненным ложем, сравнительно небольшой шириной – от 0,5 до первых километров, значительной протяженности, измеряемой многими километрами и десятками километров. Глубина их эрозионного вреза в подстилающий субстрат колеблется от 10 до 100-200 м.

Эрозионные структуры имеют достаточно хорошо выраженную связь с особенностями структурного строения фундамента и осадочного чехла. Это проявляется в унаследованном развитии речных долин по ослабленным тектоническим зонам фундамента, по контактам блоков пород с разными физическими свойствами, в зависимости положения древней речной сети от конседиментационных структур.

Оруденение, как правило, локализуется в верховьях главных русел, в их притоках, в местах расширения русел, излучинах.

Литолого-фациальный фактор. Уран концентрируется в слаболитифицированных на момент рудообразования проницаемых породах, чаще – в участках со сложной литолого-фациальной обстановкой, характеризующейся сменой грубообломочных русловых на более тонкие отложения пойм и стариц как в разрезе, так и по латерали.

Рудовмещающими являются породы серого, темно-серого, черного цвета с растительным детритом и рассеянными выделениями дисульфидов железа: гравелиты, пески, песчаники, глинистые песчаники, алевролиты, глины. Характерная особенность строения русловых отложений – относительно хорошая выдержанность фаций по простиранию речных долин и резкая их изменчивость вкрест простирания, что определяет удлиненную морфологию рудных залежей и тел, локализацию их вдоль русел как при продольном, так и при поперечном движении водных потоков от крутых бортов.

Гидрогеологический фактор. Погребенные русловые структуры представляют собой дренажные каналы и одновременно малые артезианские бассейны с направленным движением подземных вод по структурам.

Особенность месторождений урана в палеоруслах – сближенность во времени процессов осадконакопления и начала рудообразования за счет выщелачивания потоком грунтовых вод урана из местных его источников (гранитов, липаритов, кор выветривания и др.) и переотложения в аллювиальные осадки еще на стадии диагенеза. При рудообразовании малая длительность инфильтрации грунтовых кислородных вод обычно компенсируется высокой скоростью узко ориентированных подземных водных потоков и относительно высоким содержанием урана в водах при наличии хороших его источников

После перекрытия русел водоупорами при благоприятных климатических и тектонических факторах грунтовая инфильтрация переходит в пластовую с напорным режимом кислородных вод. Рудоформирующая пластовая инфильтрация кислородных вод может продолжаться длительное время (миллионы и десятки миллионов лет) до тех пор, пока палеорусла не будут полностью изолированы перекрывающими отложениями от проникновения кислородсодержащих подземных вод.

Формирование месторождений может завершиться на стадии грунтовой либо пластовой инфильтрации.

В ходе последующей истории и развития района при совпадении эпох тектонической активизации и аридизации климата пластовая инфильтрация кислородных вод в погребенные русловые структуры может возобновиться. При этом в зависимости от конкретных геологических условий возможно либо дополнительное накопление урана, переотложение руд, либо их разрушение. В этих случаях месторождения следует рассматривать как полистадийные, в которых проявились древние и более молодые рудные процессы.

Минералого-геохимический фактор определяется рудоформирующей окислительной зональностью. Положение оруденения контролируется границей выклинивания зон эпигенетически окисленных пород в сероцветных отложениях с органическим веществом, которое обеспечивает образование восстановительного геохимического барьера. Зоны окисления развиваются от верховьев палеорусел к низовьям и от крутых бортов к тальвегам. Протяженность их вдоль русел измеряется километрами и первыми десятками километров, а вкрест простирания русел – сотнями метров и первыми километрами.

Зоны окисления окрашены в красновато-бурые, желтовато-бурые, серовато-белые и белые цвета. Цвет зон окисления зависит главным образом от особенностей окисляющихся пород и кислотно-щелочных свойств фильтрующих вод. В щелочных средах образуются

гематит и гидрогематит, придающие окисленным породам красноватые и буровые окраски, в более кислых и нейтральных средах – лимонит, окрашивающий породы в желтые тона. Зоны окисления белого цвета могут возникать по породам с высокими содержаниями $C_{орг}$ и пирита, при окислении создающими кислую обстановку. При этом помимо окисления органического вещества и сульфидов происходит каолинизация пород (пластовая аргилизация) и частичный вынос железа с переотложением его на сероводородном барьере в виде пирита, а при нейтрализации раствора – в виде лимонита.

Древние рудоформирующие зоны окисления в условиях полного перекрытия палеорусловых структур плащом водоупорных осадков в связи с тектонической перестройкой района и сменой инфильтрационного гидродинамического режима эксфильтрационным могут быть вторично восстановлены. При этом окисленные породы, окрашенные гидроксидами железа, преобразуются в серовато-белые, зеленовато-белые, белые с новообразованными минеральными выделениями двухвалентного железа (обычно сидерита и пирита, иногда хлорита). Это явление весьма характерно для древних месторождений урана в палеоруслах.

Весьма сложная картина эпигенетических изменений рудовмещающих пород наблюдается на месторождениях плато Колорадо. В пределах этой урановорудной провинции разнонаправленные геохимические процессы окисления и восстановления пород сменяли друг друга неоднократно. Кроме того, в регионе интенсивно проявилась пострудная тектономагматическая активизация, магматическая и гидротермальная деятельность, с которыми, по-видимому, были связаны соответствующие изменения пород и переотложение урана. Вследствие этих причин на многих месторождениях эпигенетическая рудоконтролирующая зональность, классическая для экзогенных инфильтрационных месторождений, фиксируется в виде фрагментов. Нередко рудные залежи локализованы в ореолах осветления первично красноцветных или сероцветных пород. Несмотря на определенные сложности в расшифровке генезиса месторождений плато Колорадо большинство исследователей в настоящее время относит их к экзогенному инфильтрационному типу [22].

Структурный, литолого-фациальный и гидрогеологический факторы определяют морфологию рудных залежей и рудных тел в палеоруслах. Рудные залежи и тела в плане имеют пласто- и лентообразную форму, ориентированную вдоль палеорусел. Протяженность рудных залежей обычно измеряется сотнями метров, но нередко достигает нескольких километров, ширина их от первых десятков до первых сотен метров, редко до первых километров. Серии рудных залежей и зоны с повышенными содержаниями урана могут прослеживаться на десятки километров. Образование месторождений нередко

сопровождается незначительным накоплением урана в цоколе палеодолин и непосредственно перекрывающих осадках. В разрезе рудные тела имеют форму линз, пластов, иногда роллов. Мощность рудных тел 0,1-5 м, редко до 30 м. Содержание урана обычно колеблется от первых сотых долей процента до первых процентов при средних значениях 0,1-0,03%. При благоприятных источниках урана оно может быть значительно выше, например, на месторождениях плато Колорадо средние содержания урана достигают 0,2-0,4%.

Урановая минерализация представлена главным образом тонкодисперсными оксидами урана и коффинитом. Из сопутствующих элементов обычно присутствуют Mo, Se, Re, Sc, TR, иногда Ni, Co, As и др. Их спектр определяется составом пород ближайшей области питания и геохимическими особенностями подземных вод.

Месторождения урана в палеорусле обычно характеризуются небольшими и средними масштабами. Редко встречаются месторождения с запасами, достигающими 20 тыс.т металла и более. Крупные месторождения с запасами более 100 тыс.т урана известны в Северной Америке на плато Колорадо. В этой провинции многие месторождения комплексные – уран-ванадиевые.

В дополнение к сказанному предлагается обобщенная геолого-генетическая модель месторождений урана в палеодолинах в графическом изображении (рис. 34).

В модели выделены три основных этапа – дорудный (рудоподготовительный), рудный и пострудный. Каждый из них в разных ураноносных районах имеет свои особенности, такие как возраст и состав рудовмещающих формаций, наличие или отсутствие в них вулканогенных пород, тектонические и климатические условия формирования речных долин и заполнения их осадками, а также другие, которые не отражены в модели.

При таком подходе становится очевидным, что различия в формировании месторождений урана в базальных, внутриформационных долинах имеются только в дорудном (рудоподготовительном) этапе. Принципиальное отличие этого этапа – образование источников урана. В палеодолинах базального (цокольного) типа в качестве источников урана выступают массивы гранитов, поля кислых эффузивов и другие специализированные на уран породы с развитыми по ним корами выветривания. Участки сопряжения конкретных источников урана и палеодолин, выполненных благоприятными осадками, служат одним из основных поисковых критериев месторождений урана в базальных палеодолинах.

Для месторождений урана в палеодолинах внутриформационного типа источником урана являются достаточно удаленные области сноса обломочного материала, находящиеся за пределами осадочного бассейна, или сами вмещающие формации с повышенными фоновыми содержаниями урана.

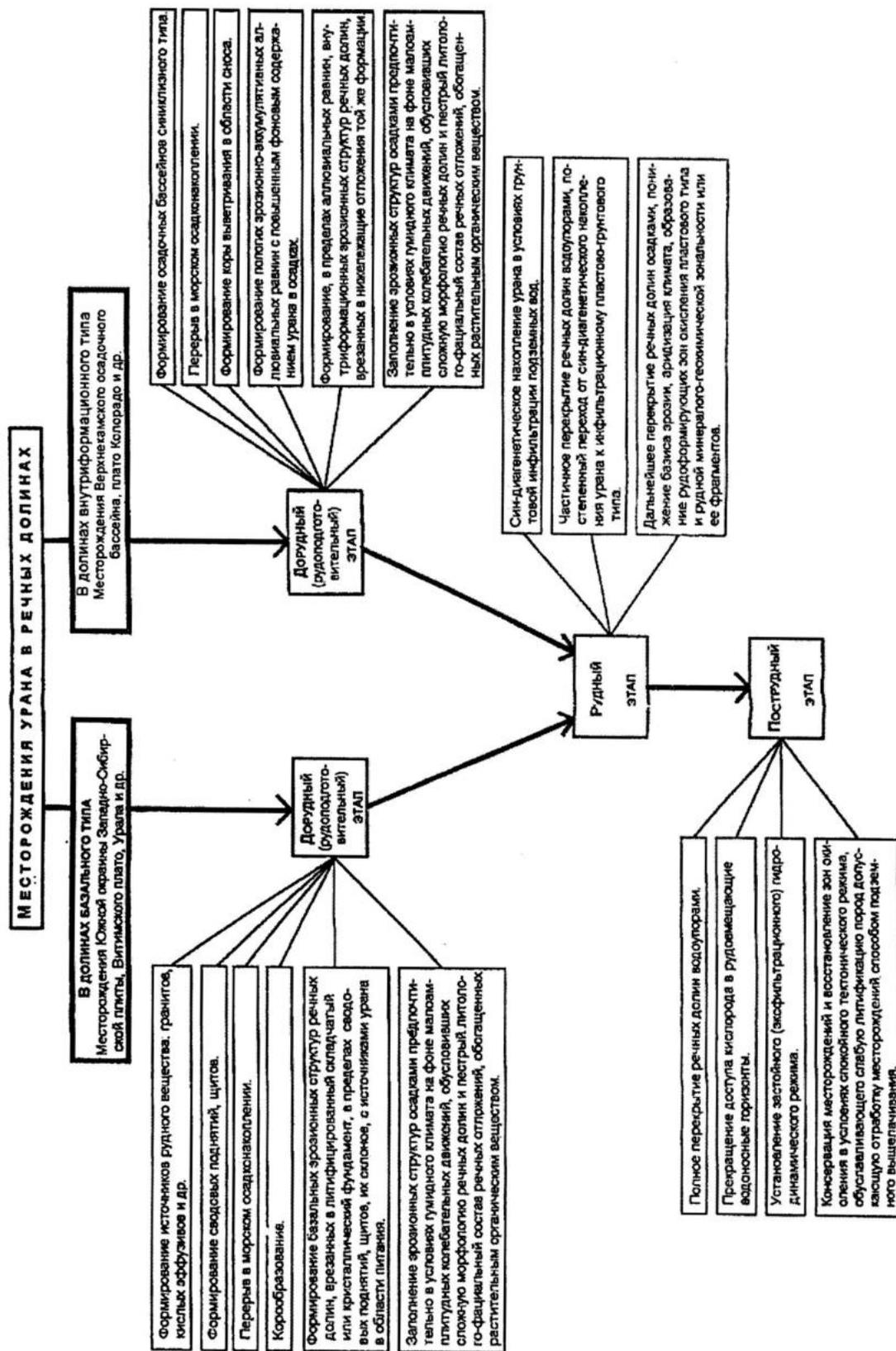


Рис. 34. Модель образования месторождений урана в речных долинах, по А.Б. Халезову.

Последний фактор имеет определяющее значение. При повышенных фоновых содержаниях урана во вмещающих формациях, например, в континентальных формациях позднеюрского и поздне триасового возраста с туфогенной составляющей кислого состава на плато Колорадо, были сформированы многочисленные месторождения в палеорулах при отсутствии локальных источников урана [22].

Другим примером может служить верхнепермская красноцветная формация в среднем Прикамье с повышенными фоновыми содержаниями урана в красноцветных породах. В этом районе небольшие месторождения и многочисленные рудопроявления характерны для палеодолин на всем их протяжении [69]. Места их локализации зависят не от локальных источников урана, а от литологофациальных особенностей строения палеодолин и гидродинамики.

Итак, концентрации урана рассматриваемого типа образуются в весьма разнообразных тектонических, ландшафтно-палеогеографических обстановках: в пределах древних и молодых платформ, их краевых частей, в пределах щитов, межгорных впадин складчатых областей и передовых прогибов. Везде, где в условиях гипергенных процессов происходит химическое выветривание урансодержащих пород и вовлечение урана в миграцию поверхностными, грунтовыми, пластово-грунтовыми потоками вод, в процессе их инфильтрации по эрозионным, эрозионно-тектоническим овражно-болотным и русловым структурам, уран осаждается на локальных участках распространения в проницаемых породах растительного органического вещества или других осадителей. Однако в большинстве своем эти объекты не имеют практического значения.

Для формирования месторождений урана со значительными запасами, достигающими тысяч тонн урана, и целых провинций таких месторождений необходимо оптимальное сочетание особых рассмотренных выше условий, которые определяются тектономагматической и климатической эволюцией региона.

Рентабельность отработки этих месторождений в значительной мере определяется возможностью использования способа СПВ, для чего необходимо соблюдение следующих основных геотехнологических условий:

- приуроченность месторождений к водоносным горизонтам, заключенным среди водоупорных слоев, коэффициент фильтрации водоносного рудного горизонта $k \geq 0,5$ м/сут,
- бескарбонатная фильтрационная среда (для сернокислотной технологии), содержание карбонатов должно быть не более 2%,
- глубина залегания рудоносного горизонта не более 700 м, глубина уровня подземных вод для эрлифтного раствороподъема около 100 м,

- бортовое содержание урана $C=0,01\%$, минимальное промышленное значение в контуре добычи $C_U=0,02-0,03\%$.

Результаты геотехнологического опробования должны быть: среднее содержание в растворе $C \geq 20$ мг/л, степень извлечения урана $\epsilon > 50\%$, удельная затрата реагента $Z < 250$ кг/кг.

Поисковые критерии месторождений урана в палеорулах для отдельных районов и в целом рассматривались во многих работах [12, 29, 35, 36, 67, 76]. Выделяются региональные, районные и локальные поисковые критерии, вытекающие из предложенной геолого-генетической модели месторождений и практики прогнозно-поисковых работ [67]. Для каждого ураноносного района поисковые критерии приобретают конкретное выражение, и кроме того для них могут быть установлены дополнительные критерии, характерные только для этих районов. Например, для Витимского рудного района по материалам «Сосновского» филиала «Урангео» и А.Е. Халдея (ВИМС) отмечаются следующие поисковые критерии:

- развитие в ближайшем обрамлении палеодолин гранитов витимского комплекса с высоким Th/U отношением, обладающих повышенным содержанием легко подвижного урана, как основного его источника,
- развитие древних кор выветривания по гранитам указанного комплекса,
- приуроченность месторождений к палеодолинам главным образом II, III и более высоких порядков и редко к палеодолинам I порядка,
- наличие чехла базальтов над палеодолинами, предохраняющего месторождения от разрушения.

Таким образом, при проведении прогнозных работ любого масштаба необходимо рассмотренные выше факторы, благоприятные для локализации месторождений урана в речных палеодолинах, адаптировать к реальной геологической обстановке рассматриваемого района.

В заключение можно еще раз отметить, что ураноносные эрозионные структуры базальных речных долин приурочены к поверхностям крупных региональных тектонических и стратиграфических несогласий с мощными корами выветривания, развитыми по фундаменту. Внутриформационные ураноносные речные палеодолины эрозионного и эрозионно-тектонического происхождения также образуют поверхности несогласия, но локально развитые. Это свидетельствует о прямой связи ураноаккумуляции в речных палеодолинах с эрозионно-аккумулятивными процессами и корообразованием.

6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В РЕЧНЫХ ПАЛЕОДОЛИНАХ ФАНЕРОЗОЯ КАК ВОЗМОЖНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА «НЕСОГЛАСИЯ» В ПРОТЕРОЗОЕ

На севере Австралии и в провинции Атабаска в Канаде известны крупные и уникальные месторождения урана с высокими процентными содержаниями металла в рудах [Смилкстен, 1975, Лаверов и др., 1983, Пакульнис, Шумилин, 2005 и др.]. Их общая особенность – приуроченность к регионально выраженным поверхностям структурно-тектонического и стратегического несогласия между архейско-нижнепротерозойским складчатым метаморфизованным фундаментом и слабометаморфизованным пологим субплатформенным средне-верхнепротерозойским чехлом, сформированным после длительного континентального перерыва. Перерыв в накоплении осадков сопровождался образованием пенепплена и мощных площадных и линейных кор выветривания по породам фундамента: гранитам, гранитогнейсам, углеродистым сланцам, карбонатным породам и др. В платформенный период коры выветривания, частично эродированные, были захоронены под мощным чехлом аллювиальных и прибрежно-морских красноцветных и пестроцветных песчаников с подчиненными конгломератами, алевролитами, глинами, дайками и горизонтами изверженных пород основного состава (Канада). Пространственная и причинная связь месторождений с древними региональными несогласиями позволили выделить их как тип месторождений «несогласия». Этому типу месторождений посвящено большое количество монографий, статей зарубежных и российских геологов. В них всесторонне рассматриваются условия локализации и образования месторождений. Главные общие черты месторождений данного типа сводятся к следующему.

1. Связь месторождений с региональными несогласиями, отвечающими смене геосинклинального режима платформенным (субплатформенным) с длительным континентальным перерывом, пенеппенизацией и латеритным выветриванием складчатого основания в условиях тропического климата.

2. Приуроченность основных запасов урана непосредственно к поверхности несогласия. При этом многие залежи располагаются выше и ниже нее на десятки и даже сотни метров (Канада) или ниже коры выветривания в фундаменте (Австралия).

3. Приуроченность руд обычно к участкам развития углеродисто-графитовых сланцев в фундаменте: над ними или на некотором удалении от них в породах чехла, коре выветривания (реголитах), фундаменте, реже в самих углеродистых сланца.

4. В качестве локального структурного контроля выступают зоны разломов, неровности поверхности несогласия, русловые врезы чехла в фундамент, карстовые полости и брекчии в карбонатных породах фундамента. Таким образом, локальный структурный контроль заключается исключительно в наличии возможности циркуляции ураноносных растворов.

5. На многих месторождениях отмечается положительное влияние наличия карбонатных горизонтов в складчатом основании.

6. Рудные залежи и тела в плане обычно имеют удлиненную форму, вытянутую до шнуровидной. Протяженность рудных залежей может достигать нескольких километров при ширине в десятки и сотни метров. Мощность рудных тел достигает первых десятков метров. Средние содержания урана в рудных залежах измеряются процентами. Относительно бедные руды содержат урана $0,1 - 0,01\%$.

7. Основные урановые минералы богатых руд – оксиды урана. В относительно бедных рудах распространен коффинит. Реже отмечаются титанаты урана. Из сопутствующих элементов в разных вариациях широко развиты сульфиды многих элементов: Fe, Se, Mo, Zn, Cu, Pb, Ni, Co, As, присутствуют Au и другие элементы.

8. Возраст первичных руд около 1300 млн лет.

9. На всех месторождениях широко проявлены катогенетические, многостадийные эпигенетические, гидротермальные процессы и метаморфизм, существенно сказавшиеся на облике руд и вмещающих пород, переотложении руд. В частности, это гематитизация, карбонатизация, хлоритизация, серитизация, каолинитизация и другие изменения. Степень их проявленности на месторождениях различна и прямого отношения к образованию богатых первичных руд они, по-видимому, не имеют.

О генезисе месторождений «несогласия» высказаны разные точки зрения: эндогенная с глубинным источником металла, экзогенная инфильтрационная с источником урана из пород фундамента и осадочного чехла и полигенная. Высказывалось предположение о существенной роли в рудоотложении гальванических эффектов.

Широкое распространение получила так называемая «графитовая модель» образования месторождений, подразумевающая источник урана из окружающих формаций, перенос урана метеорными водами и осаждение его в местах поступления в окружающую среду восстановительных флюидов из углеродистых сланцев по разломам. Эта схема позволяет объяснить важные особенности месторождений «несогласия»: пространственную связь оруденения с поверхностью несогласия, положение их около графитосодержащих пород,

морфологию рудных тел, большую длительность рудоформирующих процессов на локальных участках, высокое содержание урана и др. [3, 8].

Поиски месторождений подобного рода в других регионах не привели к открытию крупных объектов. В России, в юго-восточной части Балтийского щита выявлено небольшое месторождение Карку. Комплексное и детальное изучение месторождения было проведено сотрудниками ИГЕМа и ФГУП «Невскгеология» под руководством В.И. Величина. По данным этих исследований месторождение приурочено к предрифейскому структурно-стратиграфическому несогласию между архейско-раннепротерозойским кристаллическим фундаментом гранитогнейсов и графитосодержащих сланцев и перекрывающими субплатформенными отложениями среднерифейского возраста, представленными пестроцветными и красноцветными аллювиальными образованиями, включающими горизонты базальтов и туфопесчаников. По породам фундамента у поверхности несогласия развита кора выветривания мощностью до 30 м. Все кондиционные рудные залежи располагаются в обрамлении гранитогнейсового купола и пространственно тяготеют к участкам распространения гнейсов и сланцев, обогащенных графитом и сульфидами. Основное оруденение непосредственно примыкает к поверхности несогласия.

Главная продуктивная стадия формирования первичных руд на месторождении Карку оценивается в 1400-1282 млн лет.

На основе установленных фактов по условиям локализации и особенностей геологического строения Карку и прямого сходства, за малым исключением, с таковыми эталонных месторождений Канады исследователи пришли к выводу о принадлежности месторождения Карку к типу месторождений «несогласия», отдав предпочтение экзогенной точке зрения, близкой к «графитовой» модели его образования. Сам факт открытия месторождения данного типа на другом континенте имеет большое научное значение и подтверждает перспективы обнаружения подобных месторождений в других регионах.

Уникальность условий формирования инфильтрационных месторождений в протерозое заключается прежде всего в появлении кислорода в атмосфере и отсутствии широкого распространения растительного покрова на поверхности Земли (до девона) и, естественно, отсутствие растительного органического вещества в водопроницаемых грубообломочных осадках (основного вместилища месторождений песчаникового типа), которое обеспечивало бы образование восстановительного геохимического барьера для шестивалентного урана на пути движения кислородсодержащих пластовых (грунтовых) вод.

В протерозое уран, вступивший в миграцию из кор выветривания и вмещающих формаций, мог концентрироваться только на восстановительных барьерах, обусловленных

поступлением соответствующих флюидов (газов, газовой-жидких) с глубин по тектоническим нарушениям. Концентрация урана в этих условиях происходила на одном месте длительное время.

Основные факторы формирования месторождений «несогласия» позволяют считать, что механизм их образования с точки зрения экзогенной гипотезы сохранился и в последующие эпохи [5, 8].

Месторождения урана в Зауральской, Забайкальской и Витимской провинциях, несомненно, имеют общие черты с классическими месторождениями «несогласия». Они приурочены к поверхностям регионального тектонического, структурного и стратиграфического несогласия, причем разного возраста. В Зауральской провинции - между палеозоем и средним мезозоем (J2), в Забайкальской - между палеозоем и неогеном. Санарское месторождение урана на Урале связано с современными речными отложениями, выполняющими русло реки, врезанное в гранитный фундамент. Есть и другие многочисленные примеры подобных месторождений, образованию которых предшествовала пенеппенизация и корообразование. Месторождения располагаются либо в пределах развития магматических пород кислого состава, отличающихся повышенными содержаниями урана, служащих источником металла, либо в непосредственной близости от них (рис. 35).

Имеются и другие черты сходства – в морфологии рудных тел, составе первичных урановых минералов, в сходном широком комплексе сопутствующих химических элементов, характерных для экзогенных месторождений, в возрасте месторождений приближенном к возрасту вмещающих формаций, и др.

Внутриформационные ураноносные речные палеодолины эрозионного и эрозионно-структурного происхождения также образуют поверхности несогласия, но локально развитые (плато Колорадо, Предуралье и др.) [64]. Это свидетельствует о прямой связи уранонакопления в речных палеодолинах с эрозионно-аккумулятивными процессами и химическим выветриванием рудовмещающих формаций. Если такой процесс имел место, то все поверхности структурно-стратиграфического несогласия фанерозоя с корами выветривания могут считаться благоприятными для формирования уранового оруденения при условии транспортировки урана подземными водами в течение длительного времени и предохранения перекрывающими отложениями оруденения от разрушения.

Таким образом, процессы экзогенного инфильтрационного уранообразования, начавшиеся в протерозое 1400-1300 млн лет назад, что совпало было обусловлено с **появлением кислорода в атмосфере**, фактически продолжают до настоящего времени. Процесс же рудообразования при этом существенно изменился. В связи с

распространением растительного органического вещества в девоне – активного восстановителя урана – получили широкое развитие месторождения урана в базальных речных долинах на поверхностях несогласий и в внутриформационных долинах, а также месторождений песчаникового типа. При этом сохранилась возможность образования инфильтрационных месторождений на геохимических барьерах, обусловленных газовыми и газовой-жидкими флюидами, поступающими с глубин по разломам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождения урана в палеодолинах относятся к классу экзогенных инфильтрационных месторождений и характеризуются проявлением латеральной окислительной зональности асимметричного типа. Вместе с тем они являются четко обозначенной группой, для которой характерны специфические особенности, определяющие методические подходы к прогнозированию, поискам, оценке и разведке месторождений.

Поиски месторождений в палеодолинах требуют значительных материальных и физических затрат. Их снижение возможно при соблюдении стадийности геологоразведочных работ [67].

Первая стадия включает мелкомасштабное прогнозирование, выделение районов возможного развития древних погребенных ураноносных палеодолинных структур, благоприятных геологических формаций, выделение рудоформирующих эпох.

Вторая стадия работ объединяет составление прогнозных карт среднего масштаба, выделение перспективных площадей, картирование погребенных палеодолин с использованием геофизических методов и бурения, поиски месторождений и предварительную их оценку.

Третья стадия работ – крупномасштабное прогнозирование, поиски, оценка месторождений, проведение геотехнологических натурных опытов по подземному скважинному выщелачиванию урана.

Существенное осложнение поисковых работ связано с двумя главными причинами.

Во-первых, рудоносные палеодолины часто погребены на значительные глубины под чехлом перекрывающих отложений. При этом они могут неоднократно менять свое направление. В этих условиях требуется применение для каждого района индивидуального комплекса геофизических работ, необходимого для предварительного картирования палеодолин, и только их применение позволяет существенно сократить объемы дорогостоящих буровых работ [67].

Во-вторых, сложная морфология рудных залежей и тел с соотношением их ширины к длине 1:5 – 1:10 обуславливает применение соответствующих буровых сетей при поисках и весьма плотных сетей – при оценке рудных объектов.

Несмотря на эти сложности рассматриваемая группа месторождений представляет определенный интерес для промышленности. Их поиски в РФ уже привели к открытию серии месторождений, пригодных для отработки способом СПВ, в двух провинциях – в Зауралье и Забайкалье. Перспективы обнаружения новых месторождений не исчерпаны. Они могут быть обнаружены на юго-западной и юго-восточной окраинах Западно-Сибирской плиты, в Уральском регионе, Забайкалье, на Русской платформе, Дальнем Востоке и в других регионах [6, 9, 28, 37 и др.].

Важнейшие направления дальнейших исследований для повышения рентабельности отработки месторождений – разработка технологий по попутной добыче ряда элементов (Re, TR, Sc и др.) и геотехнологические исследования по изучению возможности снижения бортовых содержаний урана в рудах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров В.В., Игнатъев Н.А., Кобяк Г.Г. Волконстоит Прикамья//Уч. зап. Пермского гос. ун-та, 1941, т.IV, в.3. Пермь, 75 с.
2. Альтгаузен М.Н., Халезов А.Б., Малышев В.И., Ковалева С.А. Многостадийное образование экзогенных концентраций урана в палеорусле/Геол. рудных м-ний, 1975, № 1. С. 105-108.
3. Андреев А.Г., Ветров А.Г. О точности оценок возраста урановой минерализации уран-свинцовым методом на базе спектрального изотопно-свинцового анализа. – В кн.: Физико-химические и радиометрические методы поисков. Методы рудной геофизики. Л.: НПО «Геофизика», 1979.
4. Баженов М.И., Машковцев Г.А., Расулова С.Д.,Тарханова Г.А., Халдей А.Е. Литолого-геохимические условия локализации уран-полиэлементного оруденения на Малиновском месторождении/Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 137, М.:ВИМС, 1995. С. 46-61.
5. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории рудообразования. Под ред. А.И.Перельмана / М.: Атомиздат, 1980.
6. Грушевой Г.В., Оношко И.С., Наумов С.С. Прогнозная оценка ураноносности чехла Русской платформы//Разведка и охрана недр, 1996, № 3. С.11-20.
7. Грушевой Г.В., Печенкин И.Г. Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Центральной Азии / М.: ВИМС, 2003. 102 с.
8. Данчев В.И., Стрелянов Н.П.Экзогенные месторождения урана. Условия образования и методы изучения / М.: Атомиздат, 1979. 245 с.
9. Долбилин С.И. Результаты геологоразведочных работ на уран в Уральском регионе / Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 146, М.:ВИМС, 2006. С. 34-40.
10. Дубинчук В.Т., Коченов А.В., Ружицкий В.В., Мещанкина В.И. Формы выделений урановой минерализации экзогенного эпигенетического оруденения в осадочных породах по данным электронно-микроскопического изучения//Литология и полезные ископаемые, 1990, № 3. С. 65-72.
11. Игнатъев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. I, II. Казань: 1962-1963. 334 с, 336 с.
12. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование / М.: Геоинформмарк, 2000. 610 с.
13. Кондратьева И.А., Боброва Л.Л., Максимова И.Г. Эпигенетические изменения рудовмещающих отложений и их роль в локализации уранового оруденения на Семизбайском месторождении//Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 70. М.: ВИМС, 1981. С. 158-175.
14. Кондратьева И.А., Максимова И.Г. Роль восстановительного этапа эпигенетических изменений пород в формировании оруденения Семизбайского и Далматовского месторождений//Мат-лы по геологии урановых м-ний. Вып. 118, М.:ВИМС, 1989. С. 4-22.
15. Кондратьева И.А., Максимова И.Г., Дойникова О.И. Усвия образования урансодержащего кальцита в рудовмещающих отложениях месторождения Семизбай (Казахстан)//Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, № 1. С. 89-96.
16. Кондратьева И.А., Нестерова М.В. Литолого-геохимические особенности урановых месторождений в мезозойских речных палеодолина//Литология и полезные ископаемые 1997, № 6. С. 577-594.
17. Коноплев А.Д., Марков С.Н., Долбилин С.И., Ладейщиков А.В., Попонина Г.Ю. Рудоконтролирующая эпигенетическая зональность и вещественный состав руд на Хохловском месторождении урана / Мат-лы по геол. м-ний урана редких и редкоземельных металлов. Вып. 144. М.: ВИМС, 2002. С. 131-141.
18. Коноплев А.Д., Тарханова Г.А., Коноплева Е.В., Дубинчук В.Т. и др. Влияние вещественного состава руд Хохловского месторождения на степень извлечения урана при лабораторных геотехнологических исследованиях / Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 145, М.: ВИМС, 2003. С. 113-122.
19. Коченов А.В., Халезов А.Б., Шмариович Е.М., Дубинчук В.Т. О минералого-геохимических особенностях урановых месторождений «базального» типа // Литология и полезные ископаемые, 1990, № 1. С. 123-132.
20. Коченов А.В., Круглова В.Г., Халдей А.Е., Халезов А.Б. Факторы, определяющие концентрацию и состав микроэлементов в рудах инфильтрационных месторождений урана в

палеодолинах и межгорных впадинах / Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 59-74.

21. Коченов А.В., Халдей А.Е. К вопросу об источниках урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Литология и полезные ископаемые, 1997, №4. С. 371-378.

22. Лаверов Н.П., Смилькстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана / М.: Недра, 1983. 320 с.

23. Лисицын А.К., Кузнецова Э.Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации // Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1. С. 31.

24. Лисицын А.К. Гидрохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд) / М.:Недра, 1977. 184 с.

25. Лисицын А.К., Зеленова О.И., Ганина Н.И., Шулик Л.С. Геохимические особенности рудных залежей на окончании зон пластового окисления терригенных сероцветных пород//Литология и полезные ископаемые, 1984, № 1. С. 49-62.

26. Лучинин И.Л. Месторождения урана в юрских палеодепрессиях Зауралья, их геология и методика поисков / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 81. М.:ВИМС, 1983.

27. Лучинин И.Л., Коченов А.В., Пешков П.А., Халдей А.Е., Халезов А.Б. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр, 1992, № 5. С. 12-15.

28. Лучинин И.Л. Перспективы ураноносности Уральского региона // Отечественная геология, 1995, № 9. С. 39-42.

29. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование / М.: Недра, 1993. 160 с.

30. Марков С.Н., Попонина Г.Ю. Радиогеологические особенности руд Далматовского месторождения / Мат-лы по геол. урановых м-ний, вып. 89. М.:ВИМС, 1984. С. 102-115.

31. Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран (обзор работ, опубликованных в иностранной печати). Сост. Ю.Л. Черносвитов, А.Г. Попова. Вып. 2, М.:ВИМС, 1967. С. 328.

32. Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран (обзор работ, опубликованных в иностранной печати). Сост. Ю.Л. Черносвитов, А.Г. Попова. Вып. 3, М.:ВИМС, 1968. С. 290.

33. Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран (обзор работ, опубликованных в иностранной печати). Сост. Ю.Л. Черносвитов, А.Г. Попова. Вып. 4, М.:ВИМС, 1969. С. 273.

34. Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран (обзор работ, опубликованных в иностранной печати). Сост. Ю.Л. Черносвитов, А.Г. Попова, А.О. Смилькстын, Ю.М. Гуртовенко. Вып. 5, М.:ВИМС, 1969. С. 320.

35. Машковцев Г.А., Щеточкин В.Н., Кисляков Я.М. Основные типы инфильтрационных урановых полиэлементных месторождений в осадочных породах // Отечественная геология, 1993, № 5. С. 60-68.

36. Машковцев Г.А., Кисляков Я.М., Мигута А.К., Модников И.С., Щеточкин В.Н. Предпосылки формирования крупных гидротермальных и экзогенно-эпигенетических урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 1995, т. 37, № 6. С. 467-481.

37. Машковцев Г.А., Печенкин И.Г. Минерально-сырьевая база урана России и перспективы ее развития. Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. Тр. Международного симпозиума по геологии урана. М.:ВИМС, 2002. С. 31-37.

38. Машковцев Г.А., Мигута А.К., Щеточкин В.Н. Урановый потенциал России и пути его реализации / Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 152. М.:ВИМС, 2008.

39. Патык-Кара Н.Г., Печенкин И.Г., Лаломов А.В. Палеодолинные системы: эволюция и минерагения // Разведка и охрана недр, 2007, №4. С. 11-15.

40. Пигульский Б.И. Палеотектонические и палеоклиматические предпосылки формирования древнеэпигенетического уранового оруденения в мезозойских впадинах Северо-Западного Казахстана / Мат-лы по геол. м-ний урана. Вып. 89. М.: ВИМС, 1984. С. 23-28.

41. Райт Р.Дж. Урановые месторождения несогласия / Мат-лы по геол. урановых м-ний зарубежных стран. Вып. 27. М.:ВИМС, 1982. С. 5-18.

42. Райт Р.Дж. Урановые месторождения песчаникового типа / Мат-лы по геол. урановых м-ний зарубежных стран. Вып. 29. М.:ВИМС, 1983. С. 7-28.
43. Расулова С.Д., Яшунский Ю.В., Шмариович Е.М. Окраска пластооокисленных пород и ее поисковое значение // Литология и полезные ископаемые, 1986, № 6. С. 113-124.
44. Расулова С.Д., Яшунский Ю.В. Роль эпигенетической пиритизации в формировании уранового оруденения на инфильтрационных месторождениях // Литология и полезные ископаемые, 1988, № 6. С. 101-112.
45. Реутина И.Н., Халезов А.Б. Некоторые особенности минерального состава стратиформного месторождения урана, связанного с древней зоной окисления. Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии / Тез. докл. научной конференции. Звенигород: 1985. С. 56-57.
46. Рубинов И.М. Ураноносность Юго-Западной и Средней Сибири / Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 148, М.:ВИМС, 2005. С. 131-136.
47. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала / М.:Недра, 1969. 295 с.
48. Самсонов Б.Г., Петров А.В. Зависимость геотехнологических показателей от содержаний полезного компонента в рудах и факторах пластового разбавления. Научно-технический сборник ВИЭМС МПГ, вып. 9. М.: «Геоинформмарк», 1991. С. 36-43.
49. Смилькстын А.О. О некоторых закономерностях регионального размещения стратиформных и ролловых эпигенетических месторождений урана // Советская геология, 1975, № 8.
50. Тарханов А.В., Шаталов В.В., Бойцов А.В., Кротков В.В. Состояние и перспективы обеспечения ураном потребностей Российской Федерации / Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. Тр. Международного симпозиума по геологии урана. М.:ВИМС, 2002. С. 37-41.
51. Томм Дж.К., Адамс С.С. Геологические особенности и поисковые критерии песчаниковых урановых месторождений типа Солт-Уош провинции плато Колорадо (окончательный отчет, 1981 г.). Мат-лы по геол. урановых м-ний зарубежных стран. Вып. 31, М.:ВИМС, 1984. С. 189-275.
52. Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеогеновое время / Свердловск, УФ АН СССР, 1968. 95 с.
53. Форш Н.Н. Стратиграфия и фации казанского руса Среднего Поволжья. Геология Поволжья / М.: Гостоптехиздат, 1951.
54. Халдей А.Е., Расулова С.Д., Коченов А.В., Данковцев Р.Ф. Историко-геологические предпосылки образования ураноносных палеодолин // Отечественная геология, 1998, № 5.
55. Халезов А.Б. Анальцимсодержащие осадочные породы Вятско-Камского междуречья//Советская геология, 1970, № 8, С. 136-139.
56. Халезов А.Б. К вопросу об источниках урана в месторождениях и рудопроявлениях пестроцветной толщи верхней перми Западного Приуралья / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 40. М.:ВИМС, 1975. С. 4-50.
57. Халезов А.Б. Структурный контроль экзогенных проявлений урана в верхнепермской красноцветной формации западного Приуралья / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 56, М.:ВИМС, 1979.
58. Халезов А.Б., Данковцев Р.Ф., Лучинин И.Л., Марков С.Н. и др. Основные особенности геологического строения и условия образования Далматовского месторождения / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 74, М.:ВИМС, 1982. С. 5-16.
59. Халезов А.Б., Коноплев А.Д. Особенности геологического строения и вопросы генезиса месторождения Бозсаколь / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 74. М.:ВИМС, 1982. С. 17-25.
60. Халезов А.Б., Лучинин И.Л., Круглов И.С., Марков С.Н. и др. Рудоконтролирующая эпигенетическая зональность на Далматовском месторождении / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 77. М.:ВИМС, 1983. С. 169-177.
61. Халезов А.Б., Реутина И.Н., Авдонин А.С., Дергачева А.А. Минералогическо-геохимические особенности, условия и время формирования Далматовского месторождения / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 89. М.:ВИМС, 1984. С. 90-102.
62. Халезов А.Б. Месторождения урана южной окраины Западно-Сибирской низменности/Геология м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 135. М.:ВИМС, 1993. С. 45-64.

63. Халезов А.Б. Основные типы уранового оруденения востока Русской платформы, их генезис и перспективы / Руды и металлы. 1996. № 2. С. 48-53.
64. Халезов А.Б. Ураноносность Верхнекамской впадины Русской платформы//Руды и металлы, 1997, № 5. С. 5-11.
65. Халезов А.Б. Минералого-геохимическая и геотехнологическая зональность Далматовского месторождения урана (Зауралье)//Литология и полезные ископаемые, 1997, № 6. С. 521-530.
66. Халезов А.Б. Оценка возраста рудообразующих процессов на древних инфильтрационных месторождениях урана и его значение для прогнозирования//Отечественная геология, 1998, № 5. С. 25-28.
67. Халезов А.Б. и др. Методические рекомендации, прогнозирование, поиски и оценка урановых месторождений в палеорудлах/М.: ВИМС, 2000. 153 с.
68. Халезов А.Б. Далматовское месторождение урана / М.:ВИМС, 2003. 109 с.
69. Халезов А.Б. Ураноносность Верхнекамского осадочного бассейна//Руды и металлы, 2005, № 4. С. 5-16.
70. Халезов А.Б. Месторождения урана в речных палеодолинах южной окраины Западно-Сибирской плиты / Мат-лы по геол. м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 148. М.:ВИМС, 2005. С. 136-149.
71. Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений, т. 34, № 1. 1992.
72. Шмариович Е.М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов. Состояние и задачи советской геологии. Т. 2 / М.: Наука, 1970.
73. Шмариович Е.М. О механизме пластово-инфильтрационного рудообразования // Советская геология, 1976, № 2. С. 80-89.
74. Шмариович Е.М., Голубев В.С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования // Литология и полезные ископаемые, 1980, № 3. С. 85-95.
75. Шмариович Е.М., Лисицин А.К. Роль и виды геохимических барьеров экзогенных месторождений урана. – Тезисы 27 Междунар. геол. конгресса. Т. 9, ч. 1. М.:1984. С. 371.
76. Шмариович Е.М. Типизация пластово-инфильтрационных месторождений урана по характеру артезианских бассейнов // Советская геология, 1986, № 8. С. 31-38.
77. Шмариович Е.М., Натальченко Б.И., Бровин К.Г. Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения//Советская геология, 1987, № 8. С. 24-31.
78. Шмариович Е.М., Натальченко Б.И. и др. Пластово-инфильтрационные месторождения как объекты комплексного минерального сырья / Мат-лы по геол. урановых м-ний. Вып. 107. М.: ВИМС, 1987. С. 4-18.
79. Шмарвоич Е.М., Бровин К.Г., Натальченко Б.И. Термодинамические основы геотехнологической оценки полиэлементных пластово-инфильтрационных месторождений // Советская геология, 1989, № 12. С. 28-34.
80. Шмариович Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И. Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 1. С. 83-92.
81. Шмариович Е.М., Максимова М.В., Бровин К.Г. Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 6. С. 39-63.
82. Щеточкин В.Н., Васильева Э.Г. Модель восстановительного барьера с учетом электрохимических эффектов / Геохимия экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования (тез. докл.). М.: 1992. С. 37-39.
83. Щеточкин В.Н., Кисляков Я.М., Васильева Э.Г. Природный гальванический эффект при формировании рудоносных зон пластового окисления // Геохимия, 1995, № 2. С. 263-281.
84. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. Под ред. А.И.Перельмана / М.: Атомиздат, 1965.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Фотографии шлифов и штуфов

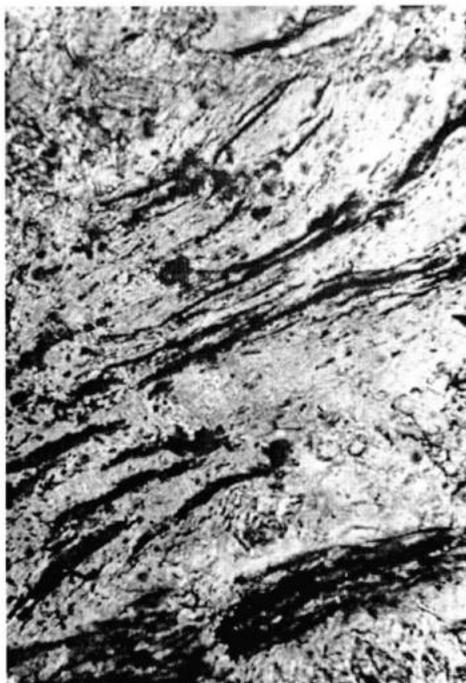


Фото 1.

Шл. 315-20, x36. Проходящий свет, без анализатора. Белесый песчаник. Каолинизированные пластинки мусковита (серое). По трещинкам спайности выделения лейкоксона (черное)



Фото 2.

Шл. 330-7, x 126. Проходящий свет, без анализатора. Белесый песчаник. Развитие гидроксидов железа (в центре черное) по чешуйке биотита

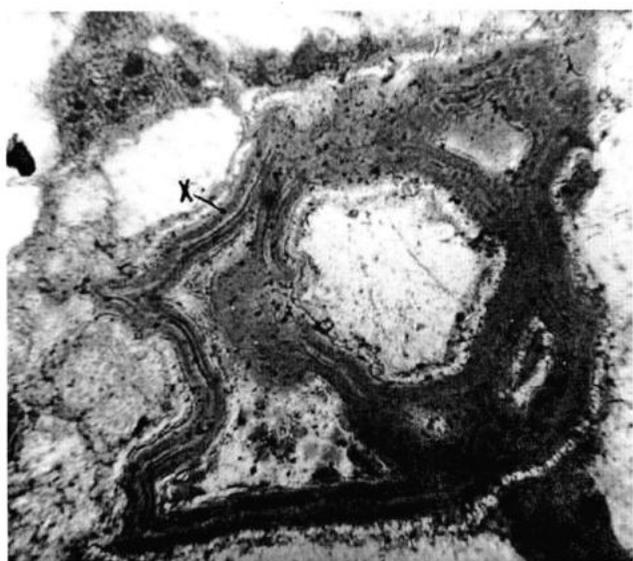


Фото 3.

Комб. шл. К-360-355, x200. Проходящий свет, без анализатора. Белесый песчаник. Выделения тонкочешуйчатого зеленого хлорита (X) в цементе вокруг зерна кварца

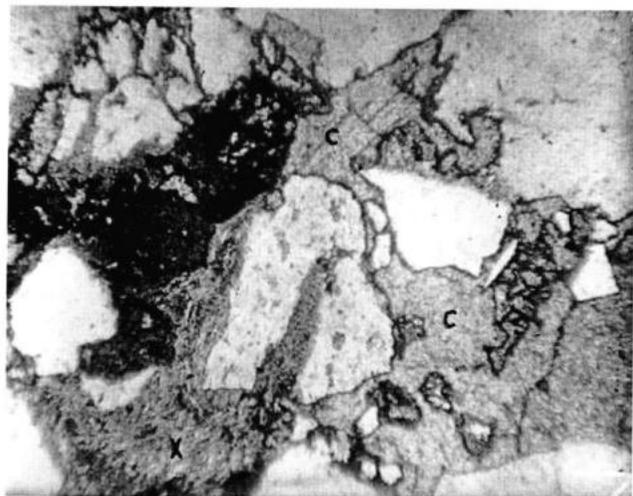


Фото 4.
 Комб. шл. К-369-355, x200.
 Проходящий свет, без анализатора.
 Белесый песчаник.
 Выделение сидерита (С) и хлорита (Х).
 По сидериту и хлориту развиты
 гидроксиды железа (черное)

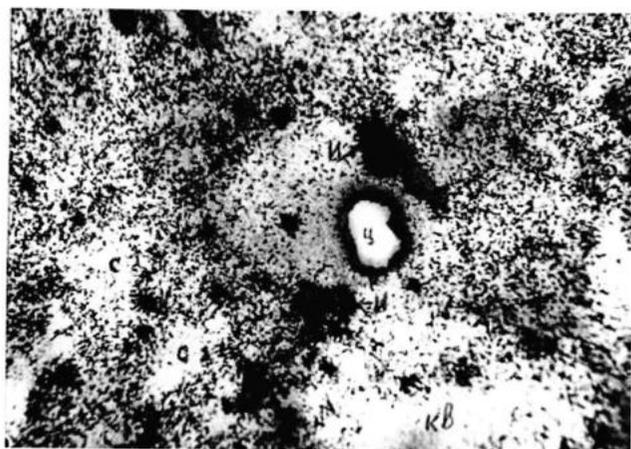
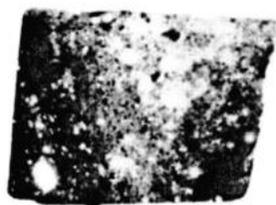
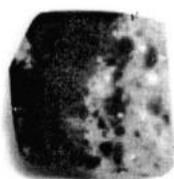


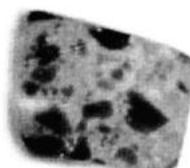
Фото 5.
 F-радиография комб. шл. 835-62, x125.
 Белесый песчаник.
 Концентрации треков (черное)
 приурочены к зернам ильменита (И),
 циркона (дырки прожигания).
 Над каолинит-гидрослюдистым
 цементом треки рассеянные.
 Над выделением сидерита (С) и
 обломками кварца (КВ) треки
 отсутствуют



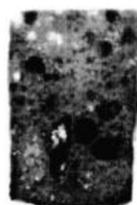
1



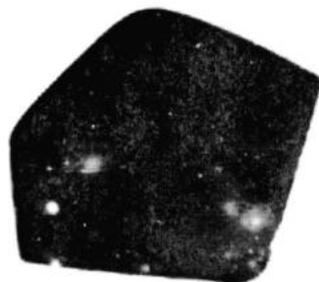
2



3



4



5



6



7

Фото 6 (1-7).
 Фото радиографий полированных штучков.
 Экспозиция 20 суток. Нат. вел.
 Пятнистые, вуалевые (1-4), вкрапленные (5) и дисперсные (6, 7) текстуры руд



Фото 7.

Комб. шл. Г-17, х125. Отраженный свет.
Настуран I, развитый по обломку растительного органического вещества (РОВ) в цементе песчаника (белое в центре)

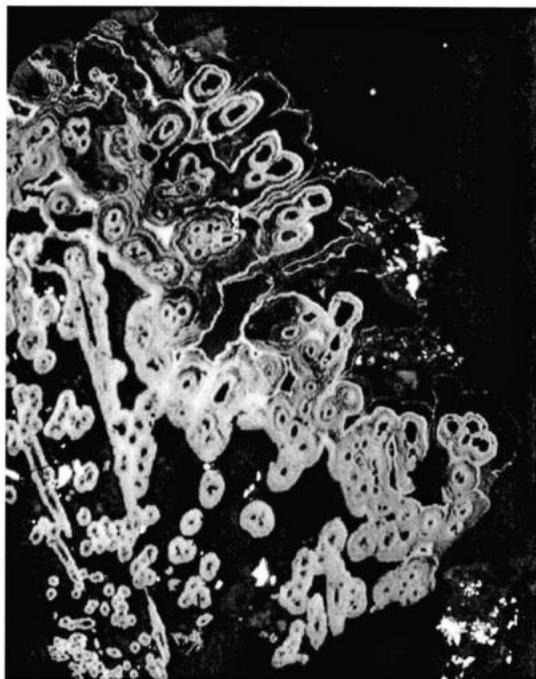
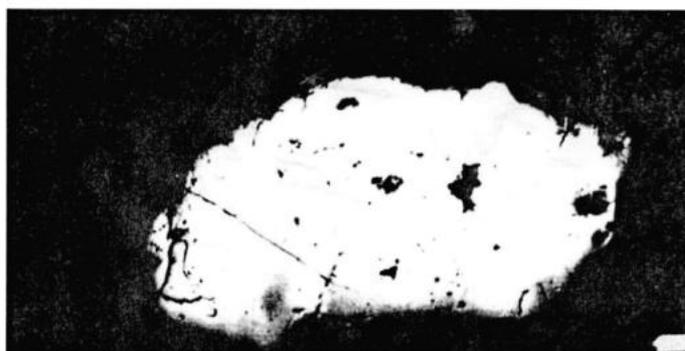
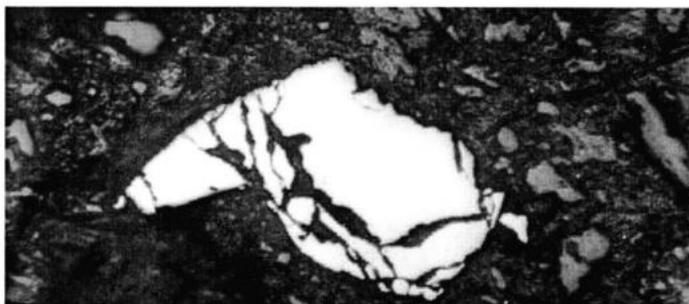


Фото 8.

Комб. шл. 305-10, х160. Отраженный свет.
Песчаник. Настуран I (белое) замещает обломок РОВ



а



б

Фото 9.

Комб. шл. 305А-34, х125.
Отраженный свет.
Выделения настурана I неправильной формы в цементе песчаника

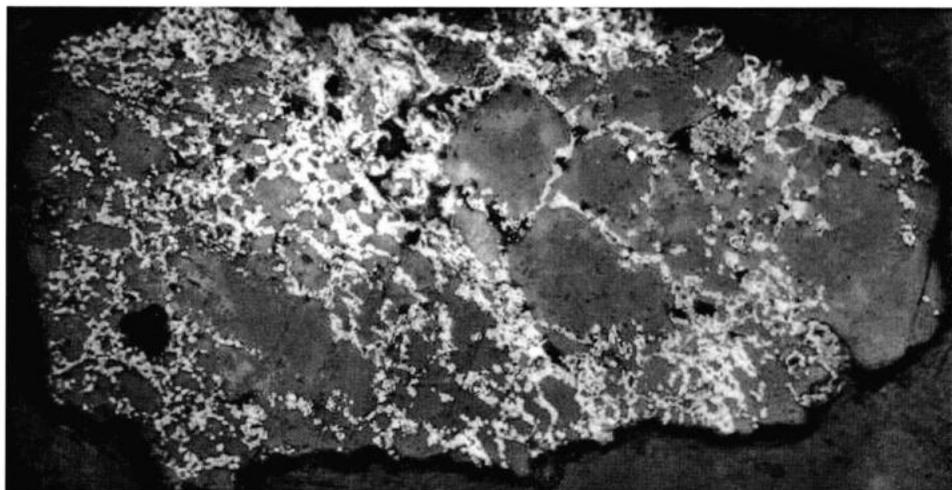


Фото 10.

Комб. шл. 305-10г, x250. Отраженный свет. Настуран I развивается по микроскопическим трещинкам в обломочном зерне кварца

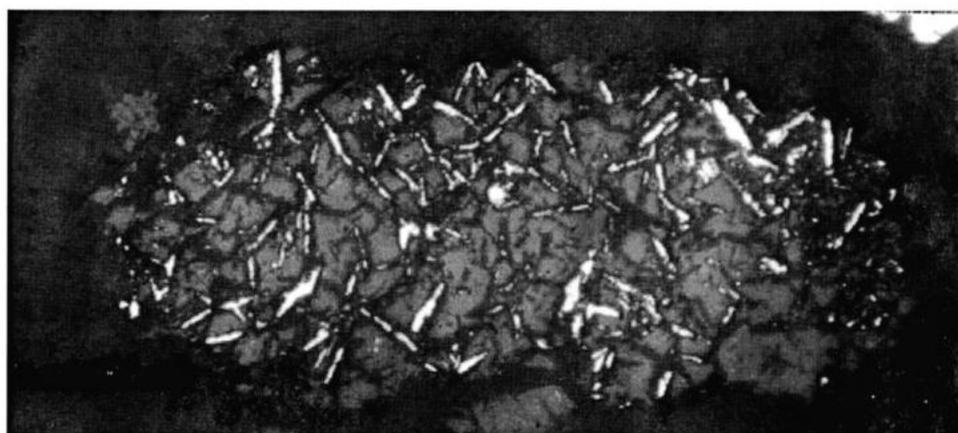


Фото 11.

Комб. шл. 1-1-3(2), x250. Отраженный свет.
Кристаллы марказита по сети тонких трещин развиваются в настуране I

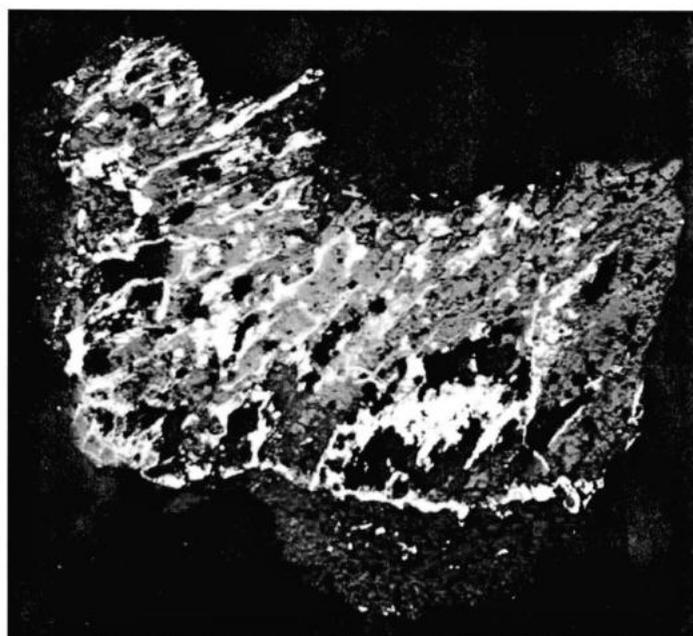


Фото 12.

Комб. шл. – брикет 305-10, x 125.
Отраженный свет.
Ферроселит (белое) и настуран I
(серое) замещают обломок РОВ

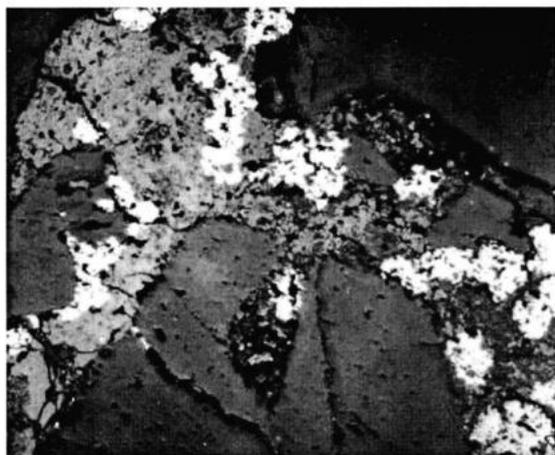


Фото 13.
Комб. шл. 30-33, x200.
Отраженный свет.
Совместные выделения настурана I (серое) и сфалерита (белое) в глинистом цементе песчаника между зерен кварца. Сфалерит образует округлые зазубренные выделения

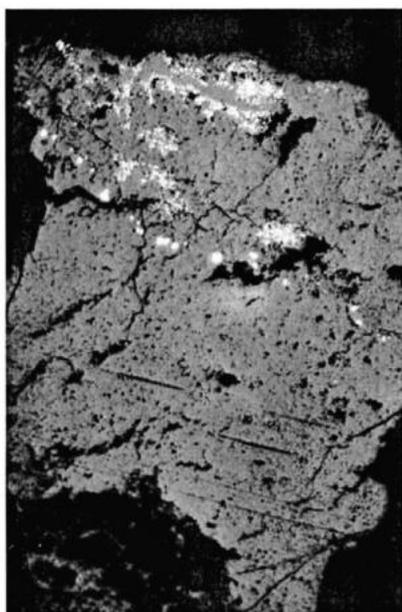


Фото 14.
Комб. шл. 305-10д, x160. Отраженный свет.
Выделение настурана I (серое) с ферроселитом и пиритом (белое) в цементе песчаника.
Пирит округлой формы

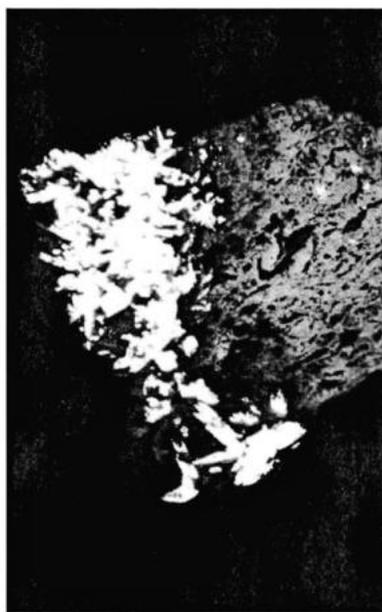


Фото 15.
Комб. шл. – брикет 305-10г, x125. Отраженный свет. Настуран I (серое) и ферроселит (белое) замещают обломок РОВ

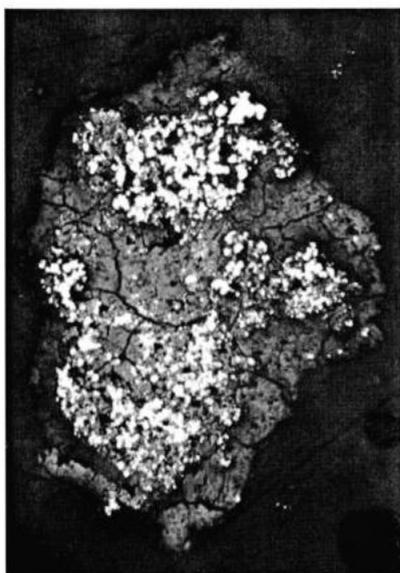


Фото 16.
Комб. шл. – брикет 305-10д, x100.
Отраженный свет.
Срастание настурана I (серое) с анатазом (белые точки)

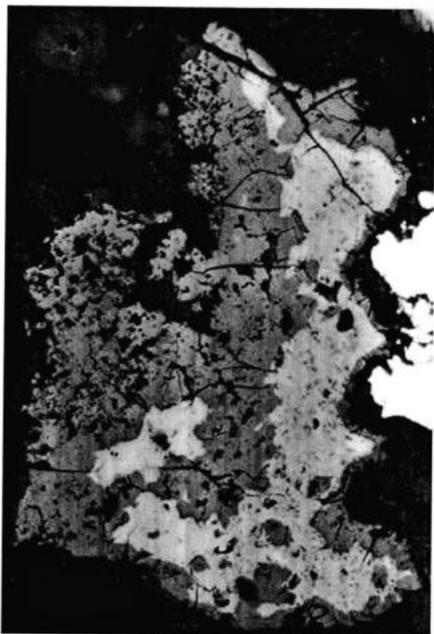


Фото 17

Комб. шл.-брикет 305, x125. Отраженный свет.
Зональное зерно оксидов урана.
Настуран II (темно-серое) замещает настуран I
(светло-серое)



Фото 18.

Комб. шл. – брикет 305-10г, x125. Отраженный свет. Зональное зерно окислов урана.
В центральной части оксид I (светло-серое),
по периферии развивается оксид II (серое).
По краям зерна пирит (белые точки)



Фото 19.

Комб. шл. – брикет 305, x120. Отраженный свет. Тонкозернистый пирит (белые точки) и настуран II (темно-серое) развиваются по РОВ

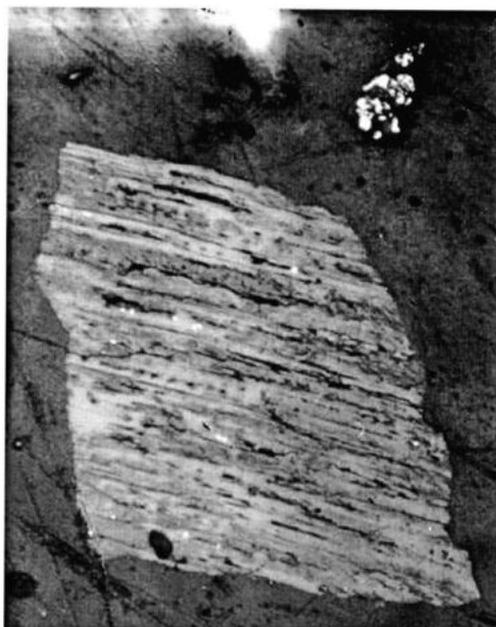


Фото 20.

Комб. шл. – брикет 310А-21д, x125. Отраженный свет. Настуран II замещает обломок РОВ

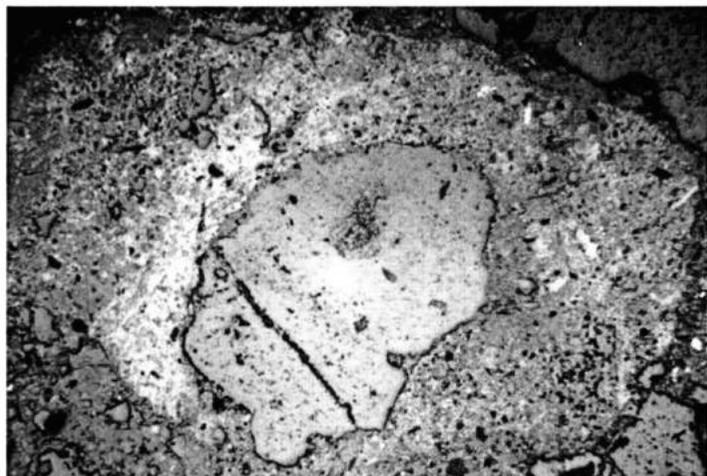


Фото 21.
Комб.шл. 305А-33, x125.
Отраженный свет.
Выделения настурана II
в цементе песчаника вокруг
обломочного зерна кварца

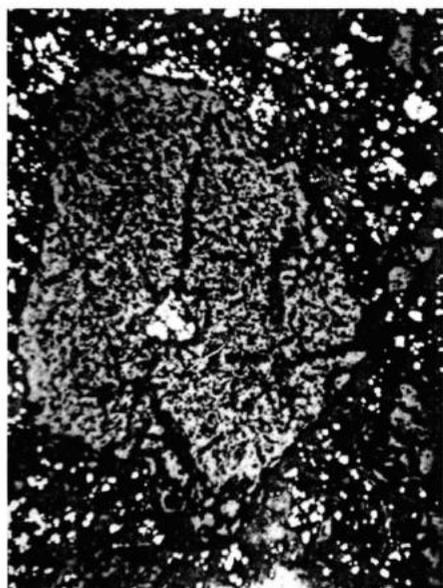


Фото 22.

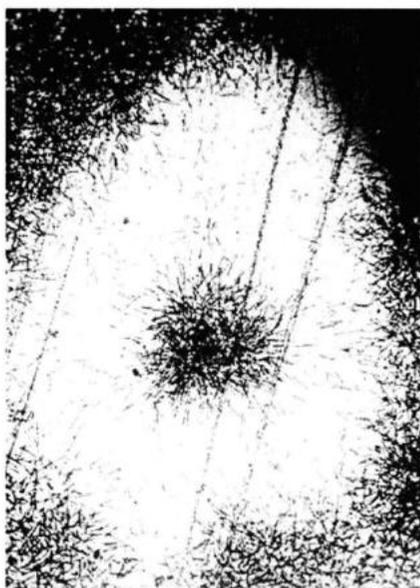


Фото 23, 24.

Фото 22, 23, 24.

22 -Комб. шл. 471-17, x125. Отраженный свет.

Тонкодисперсные выделения настурана II совместно с глобулярным пиритом вокруг и в центре обломочного зерна кварца. 23, 24 – микрорадиография шлифа. Экспозиция 3 суток

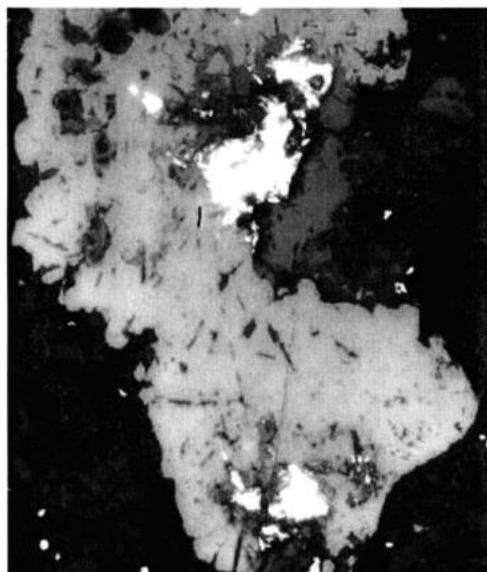


Фото 25.
Комб. шл. 2001/36-37, x320.
Отраженный свет. Песчаник. Зерно ильменита
с неровными краями (серое). В глубоких порах
зерна ильменита выделения пирита (белое)
и настурана II (темно-серое)

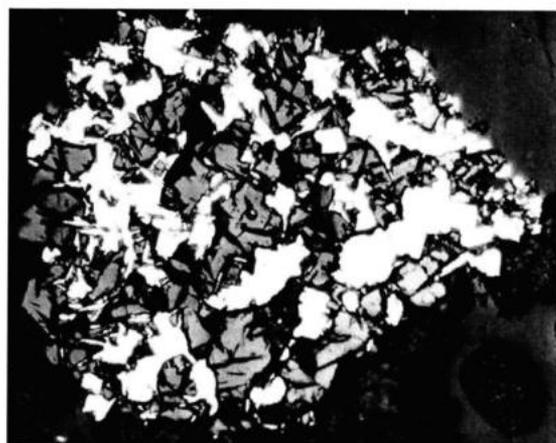
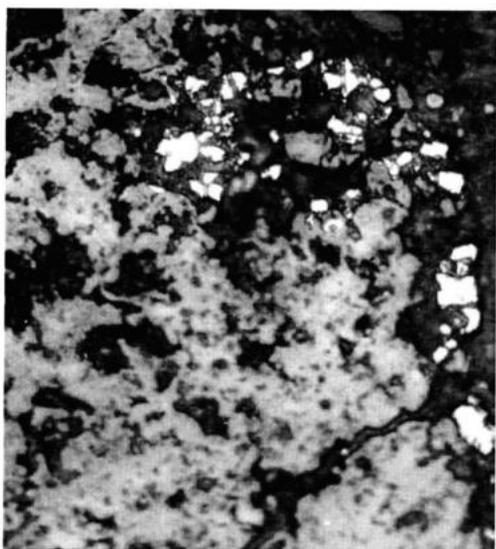


Фото 26.

Комб. шл. 2879/432,3, x320.

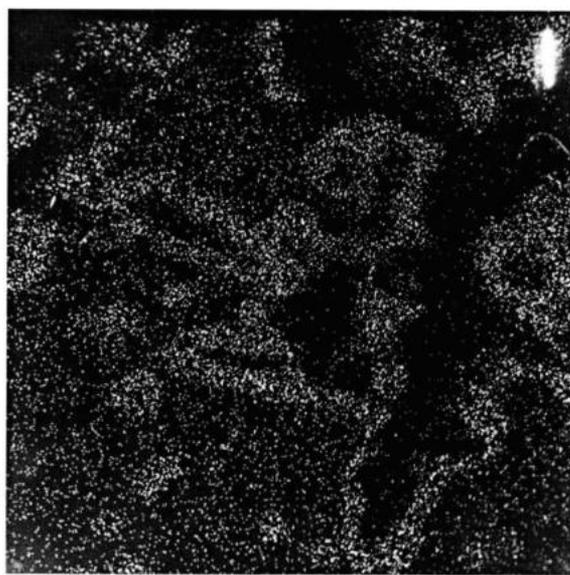
Отраженный свет. Выделение настурана II (серое) с пиритом (белое) в глинистом цементе песчаника

Фото 27.

Комб. шл.-брикет 2163, x250. Отраженный свет. Выделение настурана II (светло-серое) с пиритом (белое) и ферроселитом (белые иголки)



а



б

Фото 28.

Микроанализатор. Образец 111-3-2(2), x920. Выделения окислов урана I, II и сфалерита. а – изображение в поглощенных электронах. Оксиды урана I и II выглядят как единое целое (светло-серое). Выделение сфалерита удлиненной формы с неровными краями (темно-серое). б – изображение в рентгеновском характеристическом излучении фосфора. Для окисла урана II характерно повышенное содержание фосфора (сгущение белых точек). Настуран II развивается вдоль контакта окислов со сфалеритом и по трещинам в настуране I разновидности

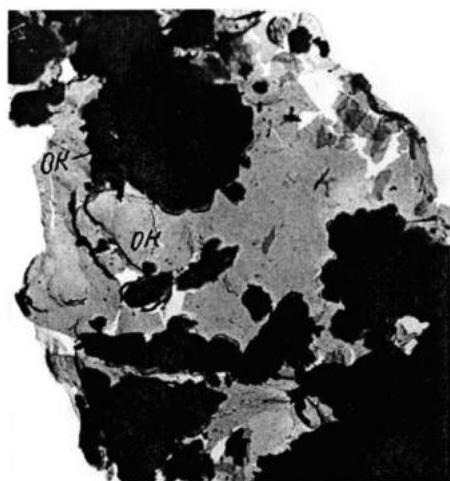


Фото 29.

Обр. 183-30, ЭМ, x10000.

Почковидные выделения оксидов урана (OK) в новообразованных глинистых минералах

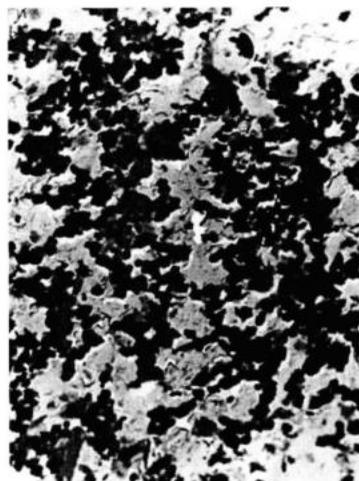
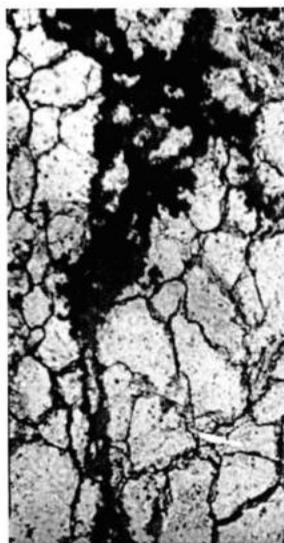


Фото 30.

Обр. М-96, ЭМ, x10000.

Выделения оксидов урана кубической и почковидной формы (черное) в срастании с новообразованными глинистыми минералами (галлузитом и др.)



а



б

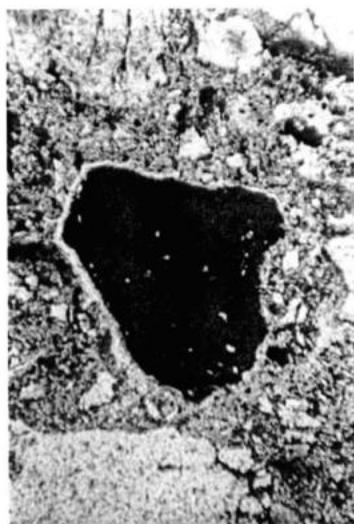
Фото 31

Комб. шл. 305-1, x200.

Проходящий свет, без анализатора. а – выделение коффинита совместно с пиритом (черное) в микротрещинах обломочного зерна кварца;

б – микрорадиография шлифа 305-1.

Экспозиция 3 суток. На микрорадиографии видна приуроченность сгущений α -треков к совместным выделениям коффинита с пиритом



а



б

Фото 32.

Комб. шл. 305-1, x125.

Проходящий свет, без анализатора. а – выделение коффинита в цементе песчаника (черное);

б – микрорадиография шлифа 305-1.

Экспозиция 3 суток

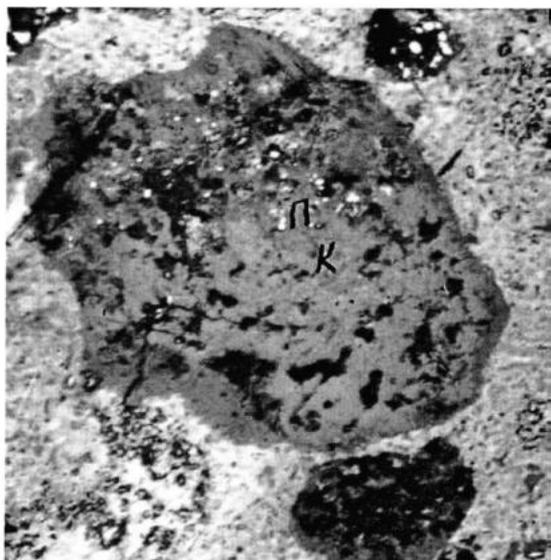


Фото 33.
Комб. шл 183-30, x160. Отраженный свет.
Выделение коффинита (темно-серое в центре) с
пиритом (белые точки в темно-сером) в цементе
песчаника

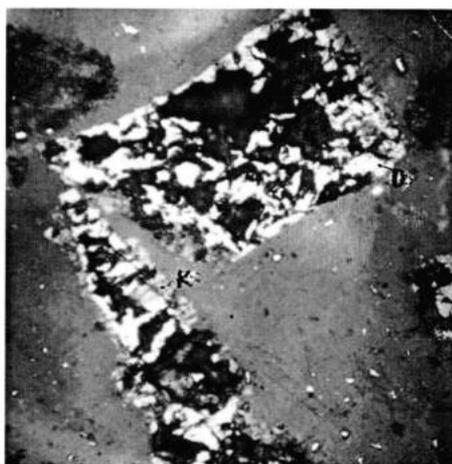


Фото 34, а.
Комб. шл.-брикет 183-30, x320.
Отраженный свет.
а – агрегат настурана I (белое) с выделениями
коффинита (К) по его краям (серое)



Фото 34, б.
б – радиография шлифа 183-30.
Экспозиция 3 суток

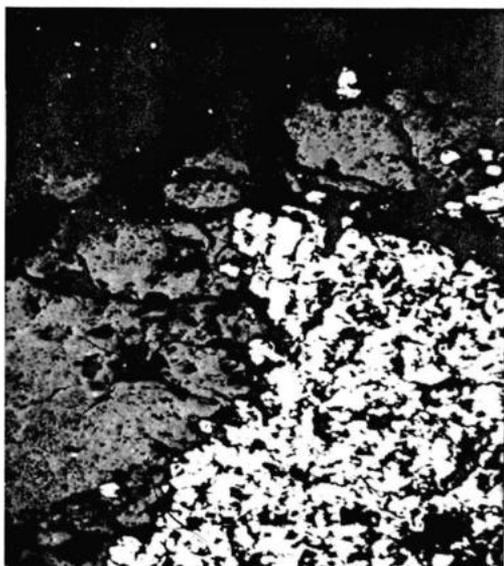


Фото 35.
Комб. шл. 305-30, x200.
Отраженный свет. Песчаник. Обрастание
мелкозернистого пирита (белое)
агрегатом настурана II с коффинитом
(серое)

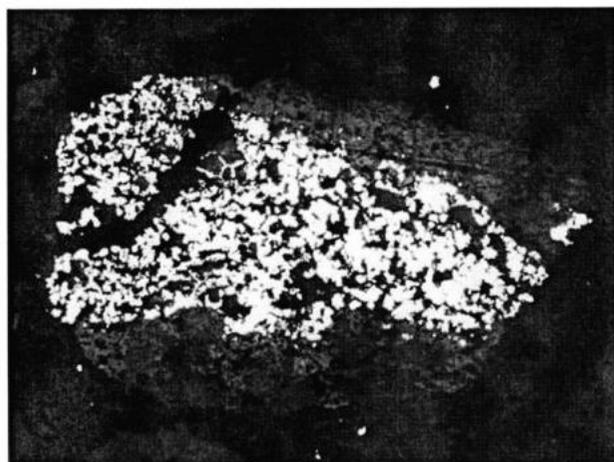


Фото 36.
Комб. шл МК-4217-1, x200.
Отраженный свет. Песчаник.
Агрегат настурана II и коффинита
(серое) приурочен к микроконкреции
марказита (белое)

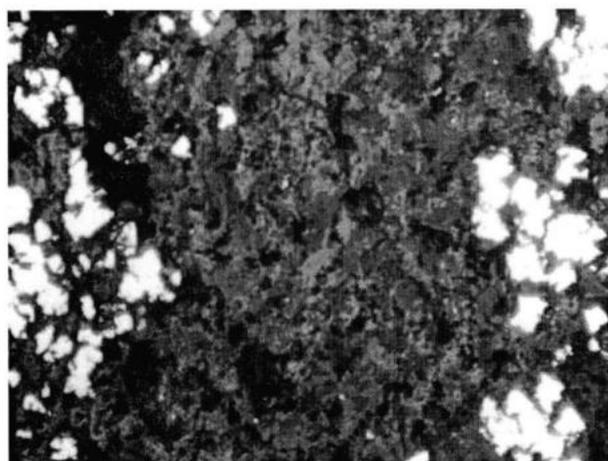


Фото 37.
Комб.шл. Г-4а-14, x600.
Отраженный свет. Песчаник.
В центре тесное срастание оксидов
урана (серое) и коффинита
(темно-серое). По краям – выделения
пирита (белое)

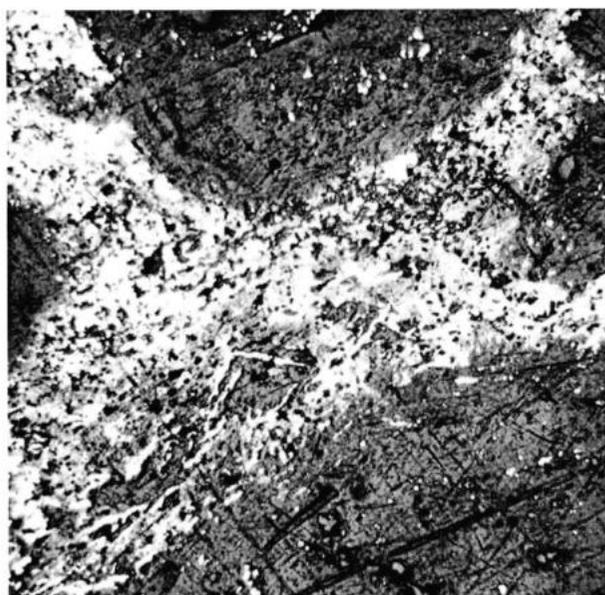


Фото 38.
Комб. шл. 305А-31, x160.
Отраженный свет. Песчаник. Тесное
срастание настурана II, коффинита
(серое среди белого), пирита (белое)
и ферроселита (белые игольчатые
выделения) в эпигенетическом
углеродистом веществе (серое)

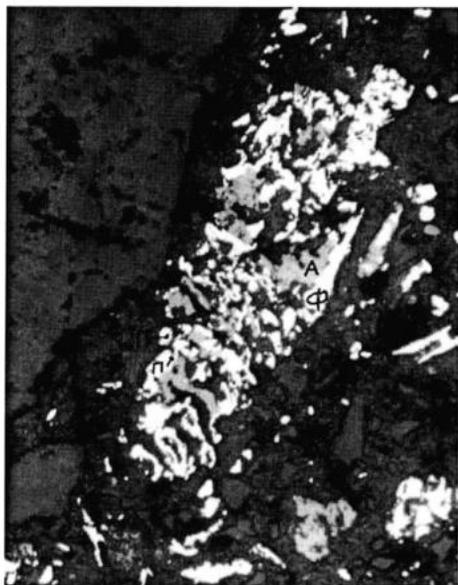


Фото 39.
Комб. шл. 305-34, x160. Отраженный свет.
Срастание выделений сфалерита (Ф),
анатаза (А) и пирита (П) в цементе
песчаника

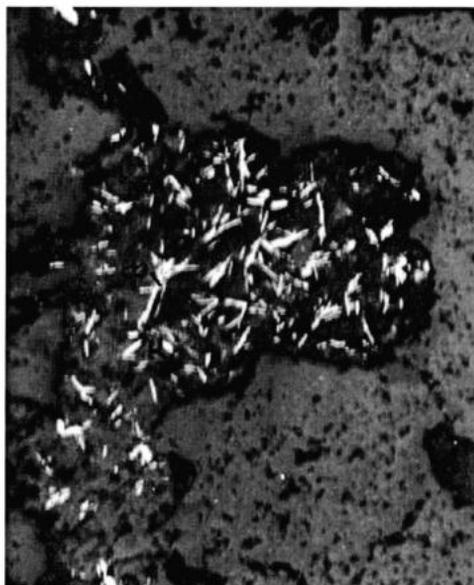


Фото 40.
Шл.-брикет 305А-30, x200. Отраженный свет.
Песчаник. Выделения коффинита (темное в
центре) с игольчатыми кристаллами
ферроселита в порах зерна обломочного кварца

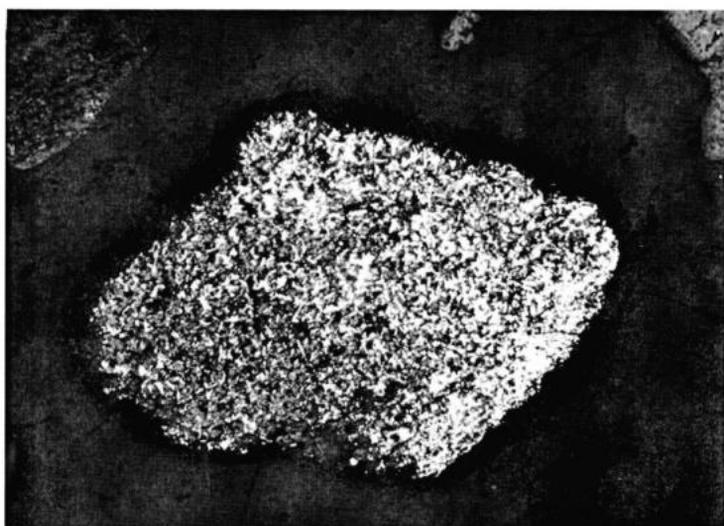


Фото 41.
Комб. шл. 305-10, x200.
Отраженный свет.
Срастание игольчатых кристаллов
ферроселита с коффинитом

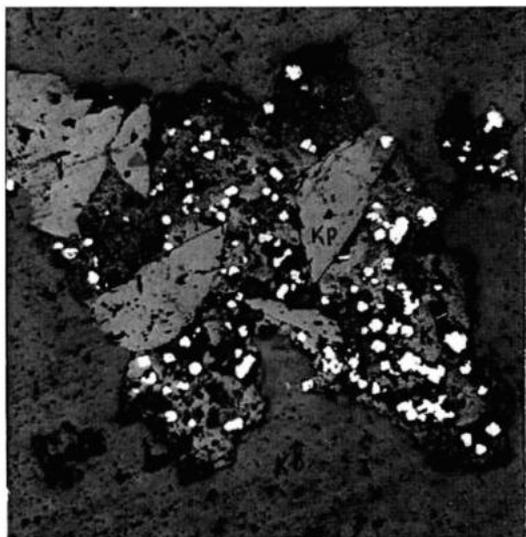


Фото 42.
 Комб. шл. 1318/40, x250.
 Отраженный свет. Совместные выделения
 коффинита (серое), карбоната (Кр) и пирита
 (белые точки) в порах обломочного зерна кварца
 (Кв). Уксянский участок

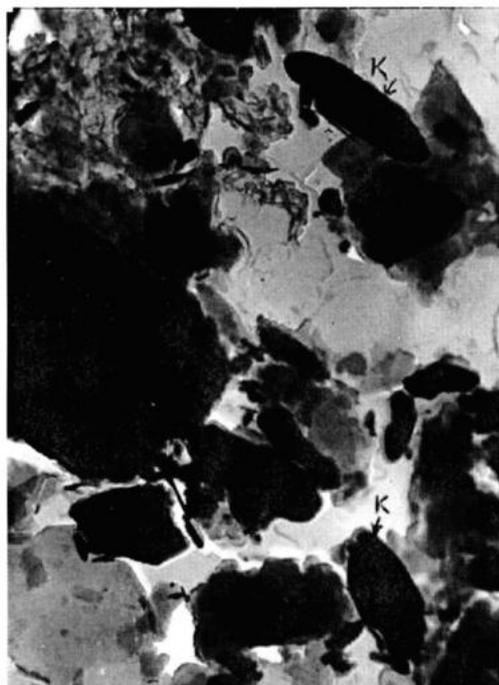


Фото 43.
 Обр. М-98, ЭМ, x10000.
 Выделения коффинита (К)
 веретенообразной формы

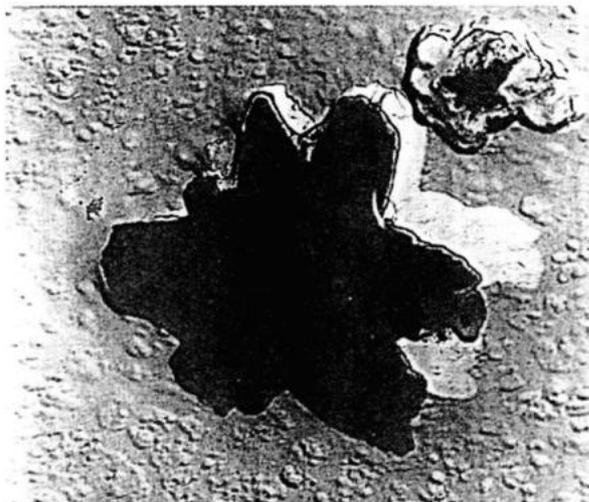


Фото 44.
 Обр. М-98, ЭМ, x10000.
 Сrostки кристаллов коффинита

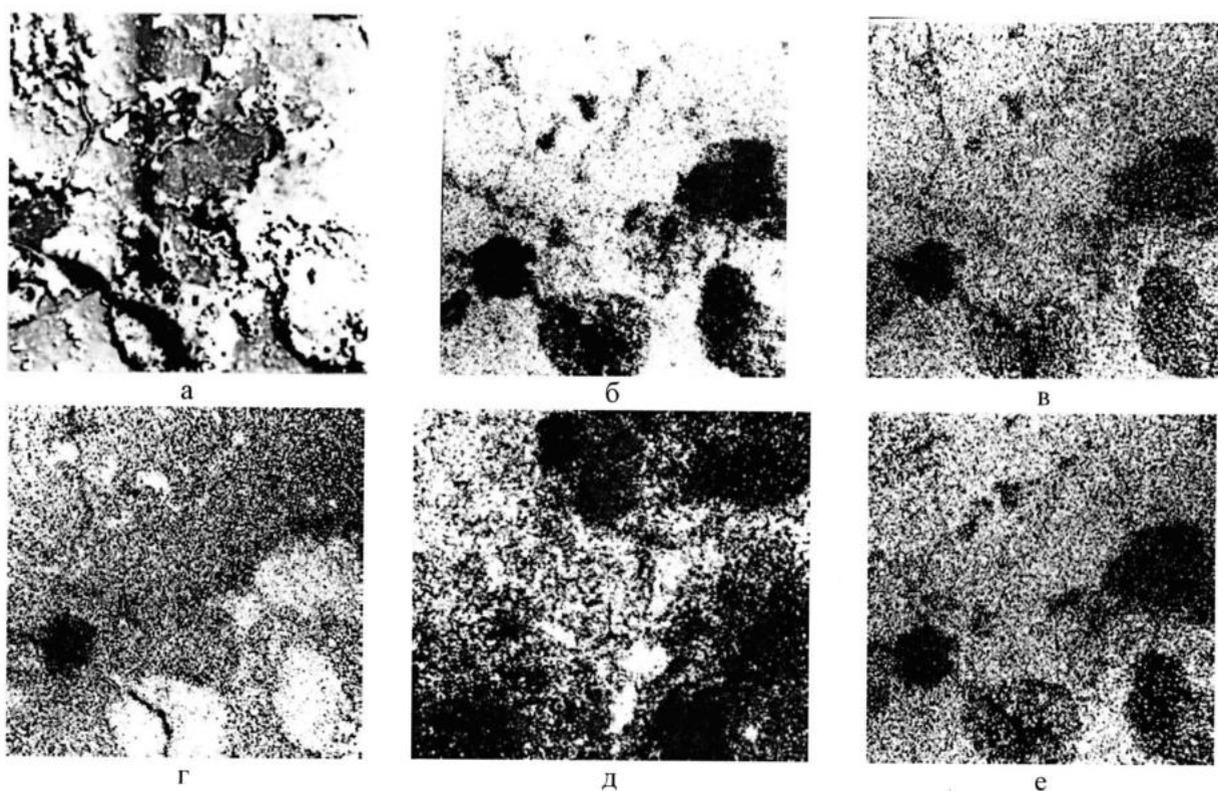


Фото 45.

Микроанализатор. Технологическая проба 1а, х600.

Выделение фосфорсодержащего коффинита.

а – изображение в поглощенных электронах; б, в, г, д, е – изображение в характеристическом рентгеновском излучении: б – урана (U), в – кальция (Ca), г – кремния (Si), д – титана (Ti), е – фосфора (P)

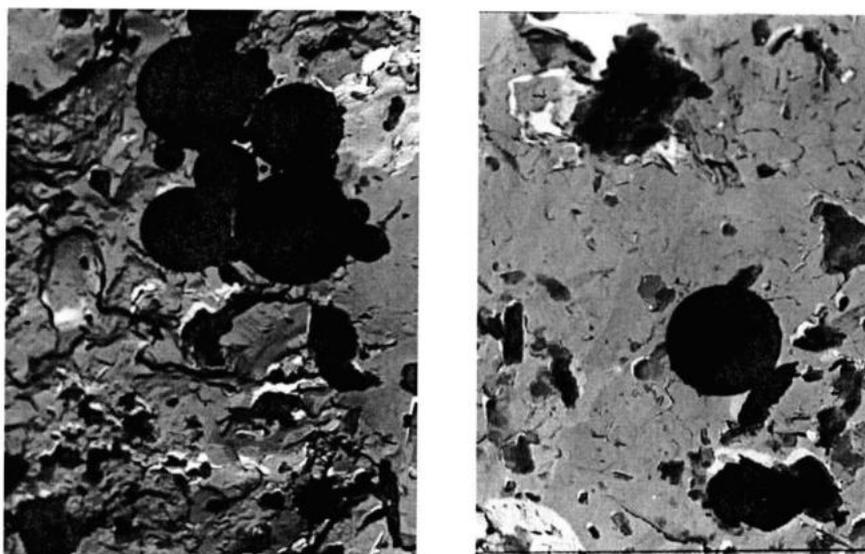
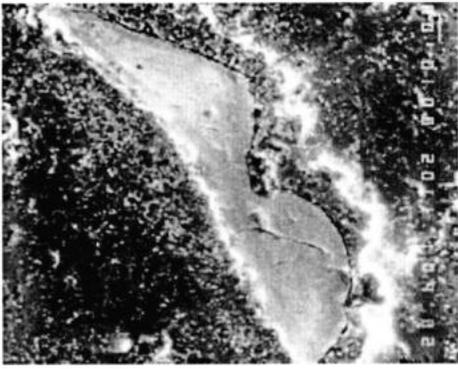


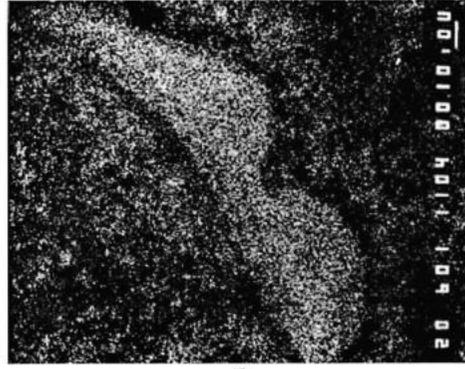
Фото 46.

Обр. М-98, ЭМ, х15000.

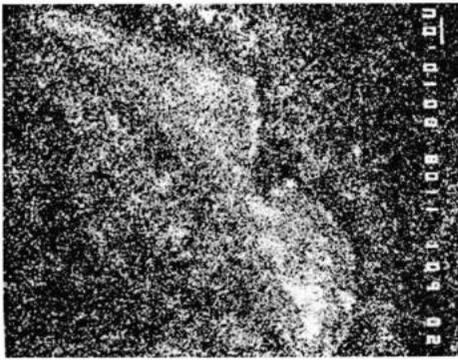
Шаровые выделения уран-железо-титанового состава
в новообразованном глинистом минерале



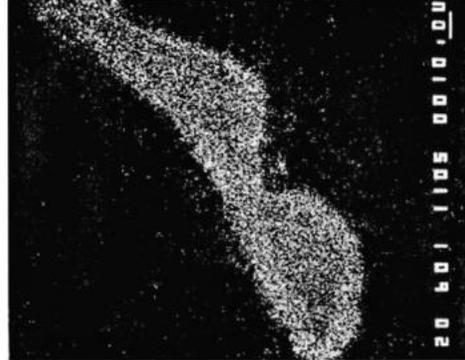
а



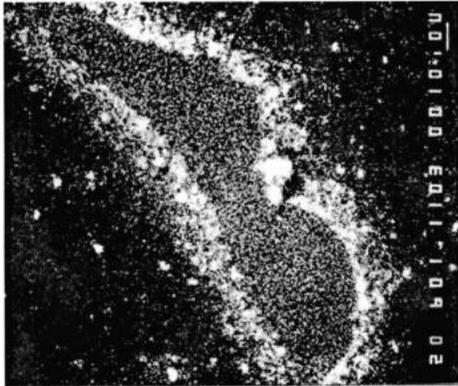
б



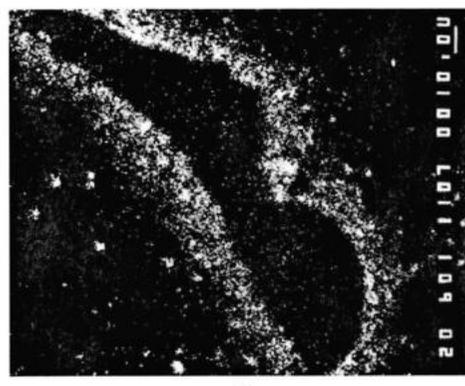
в



г



д



е

Фото 47.

Микроанализатор, х600. Уран-фосфор-титан-железистое минеральное выделение в халцедоне. По его периферии зерна пирита.

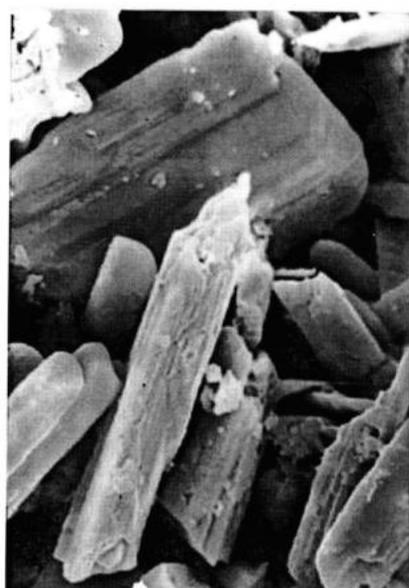
Изображения: а – во вторичных электронах, б-е – в характеристическом рентгеновском излучении: б – урана, в – фосфора, г – титана, д – железа, е – серы.



Фото 48.
Обр. 305А-27, ЭМ, х1400.
Срастание розетковидных
выделений ферроселита



а



б



в

Фото 49.
Обр. 304А-27, ЭМ, х4000.

Агрегаты игольчатых, призматических, столбчатых и листоватых кристаллов ферроселита

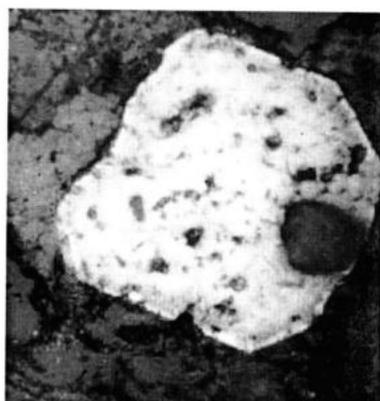


Фото 50а.
Комб.шл. 330-41, х250. Отраженный свет.
Обломочное зерно лейкоксенизированного
ильменита в песчанике

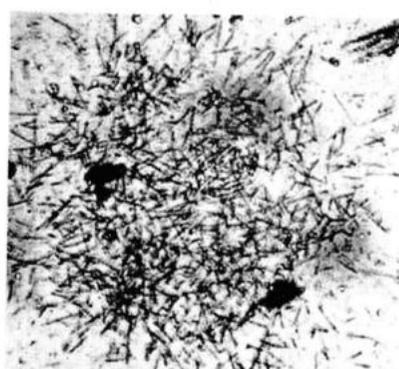


Фото 50б.
Микрорадиографии шл. 330-41.
Экспозиция 20 суток

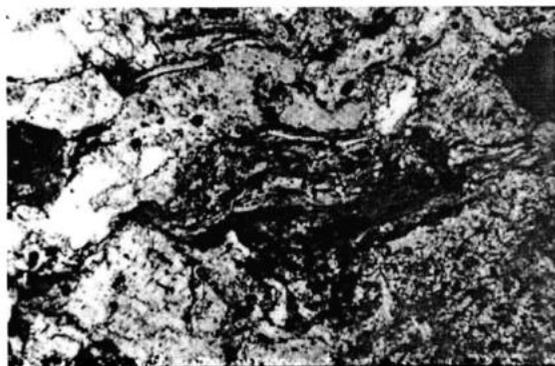


Фото 51а.

Комб.шл. 374-449,5, х65. Проходящий свет, без анализатора. Выделения лейкоксена (волокнистое черное) в каолинизированных чешуйках мусковита и в каолинистовом цементе песчаника. Округлые и неправильной формы зерна – лейкоксенитизированный обломочный ильменит (черное)

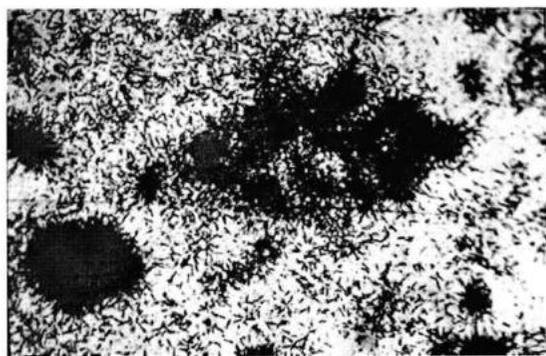


Фото 51б.

F-радиография. Шл. 374-449,5. Видна приуроченность сгущений треков к лейкоксену и лейкоксенитизированному ильмениту, рассеянных треков – к глинистому цементу песчаника

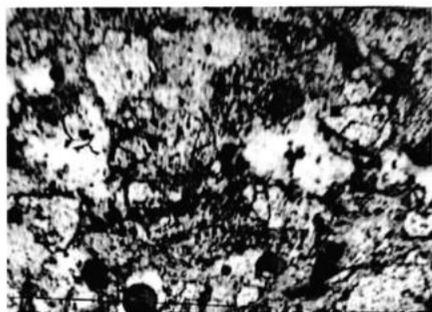


Фото 52а.

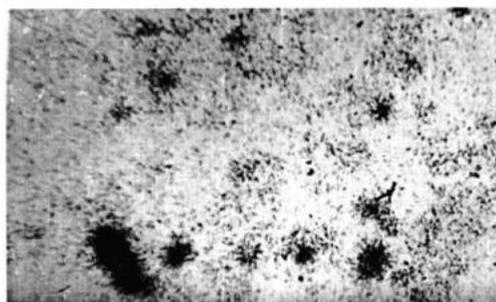


Фото 52б.

Комб. шл. 374-450,6, х200.

а – проходящий свет, без анализатора. Песчаник с обломками РОВ и зернами лейкоксенитизированного ильменита. б – f-радиография. Наибольшее количество треков приурочено к обломкам РОВ и зернам ильменита, над цементом – рассеянные треки



Фото 53.

Комб. шл. 817а-50, х200. Отраженный свет. Песчаник. Выделения оксидов урана (0-серое) и анатаза (а-белое) в ячейках обломка растительной ткани

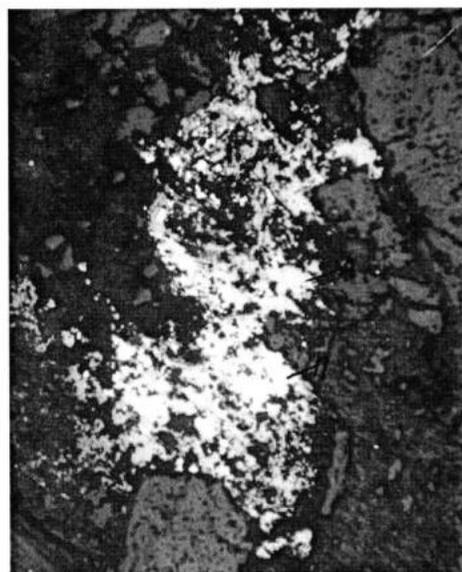
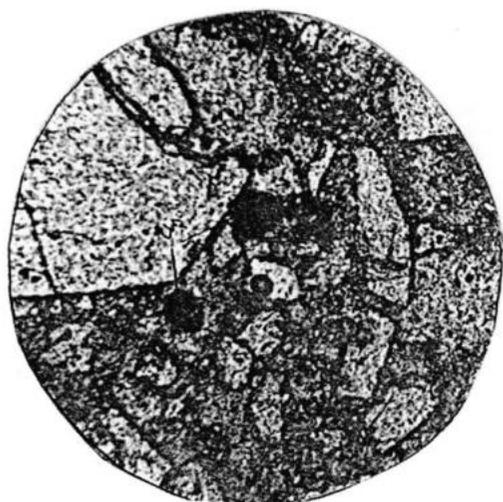
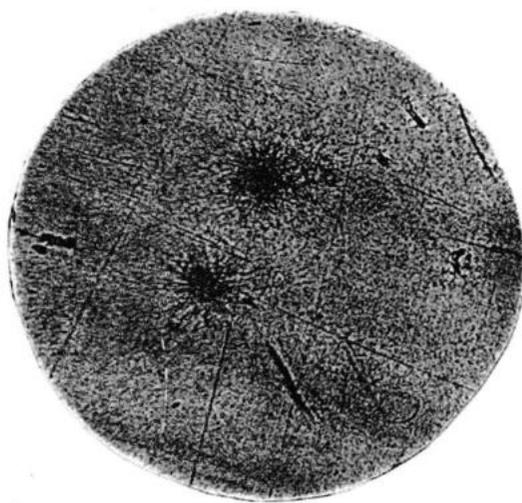


Фото 54.

Комб. шл. 305А-30, х 160. Отраженный свет. Срастание пирита (П) и анатаза (А) в цементе песчаника



а



б

Фото 55.

а – комб. шл. 1369, х63. Проходящий свет, без анализатора.

Обломочные округлые зерна ильменита (черное) в песчанике

б – микрорадиография шлифа 1369. Экспозиция 15 суток. Треки над зернами ильменита

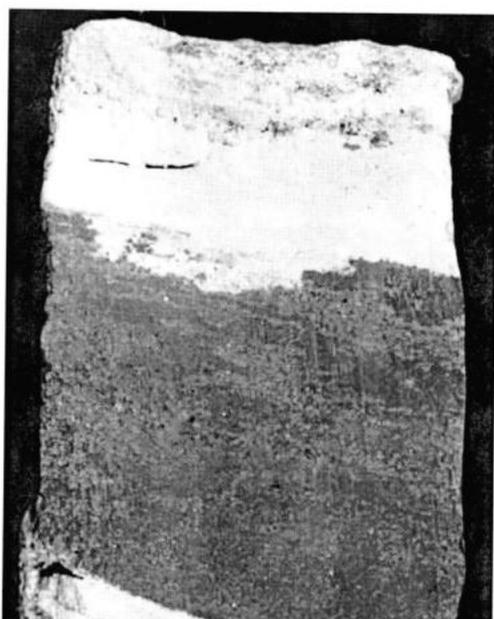


Фото 56,а.

Обр. 69-417. Нат. вел.

Первично красноцветная алевроглинистая порода (серое), частично восстановленная до белого цвета.

В верхней части образца в обеленной породе выделения пирита и бурых гидроокислов железа (черные точки).

Уксянский участок



Фото 56,б.

Радиография образца 69-417.

Экспозиция 3 суток.

Скопление урановых минералов приурочены к выделениям пирита и гидроокислов железа

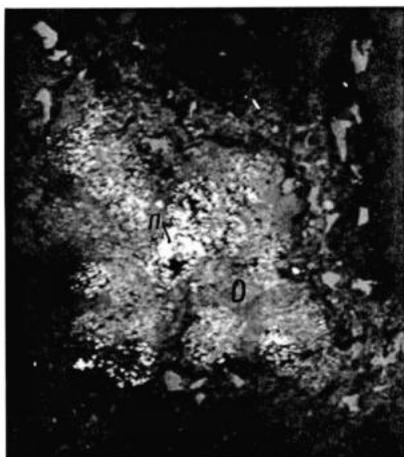
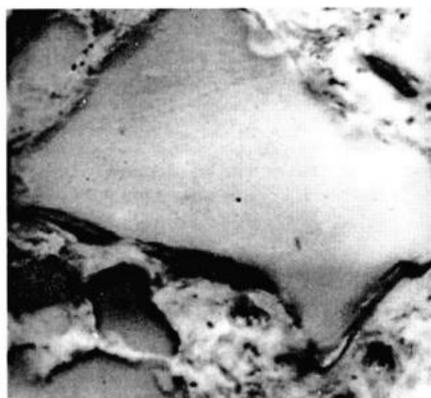


Фото 57.
Комб.шл. Г-3(1), x250. Отраженный свет.
Выделение эпигенетического углеродистого
вещества (темно-серое с расплывчатыми
очертаниями) с пиритом (белое) и урановыми
минералами (серое в темно-сером)



x400



x600

Фото 58,а. Микроанализатор. Изображение во вторичных электронах, x400, 600.
Выделения урансодержащего эпигенетического органического вещества

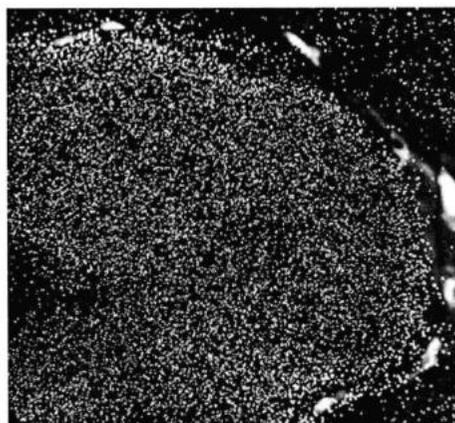


Фото 58,б. Микроанализатор. Изображение урана в характеристическом
рентгеновском излучении в органическом веществе

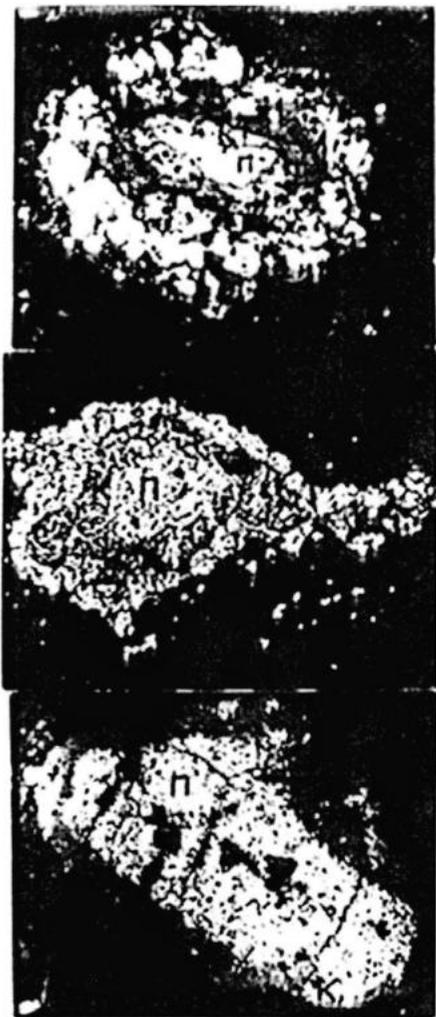


Фото 59.
Микроконкреции коффинита (к) и пирита (п)
в глинистом алевролите. $\times 35$.
Отраженный свет



Фото 60.
Псевдоморфозы коффинита (к) и пирита (п)
по обломку растительного вещества.
 $\times 160$. Отраженный свет

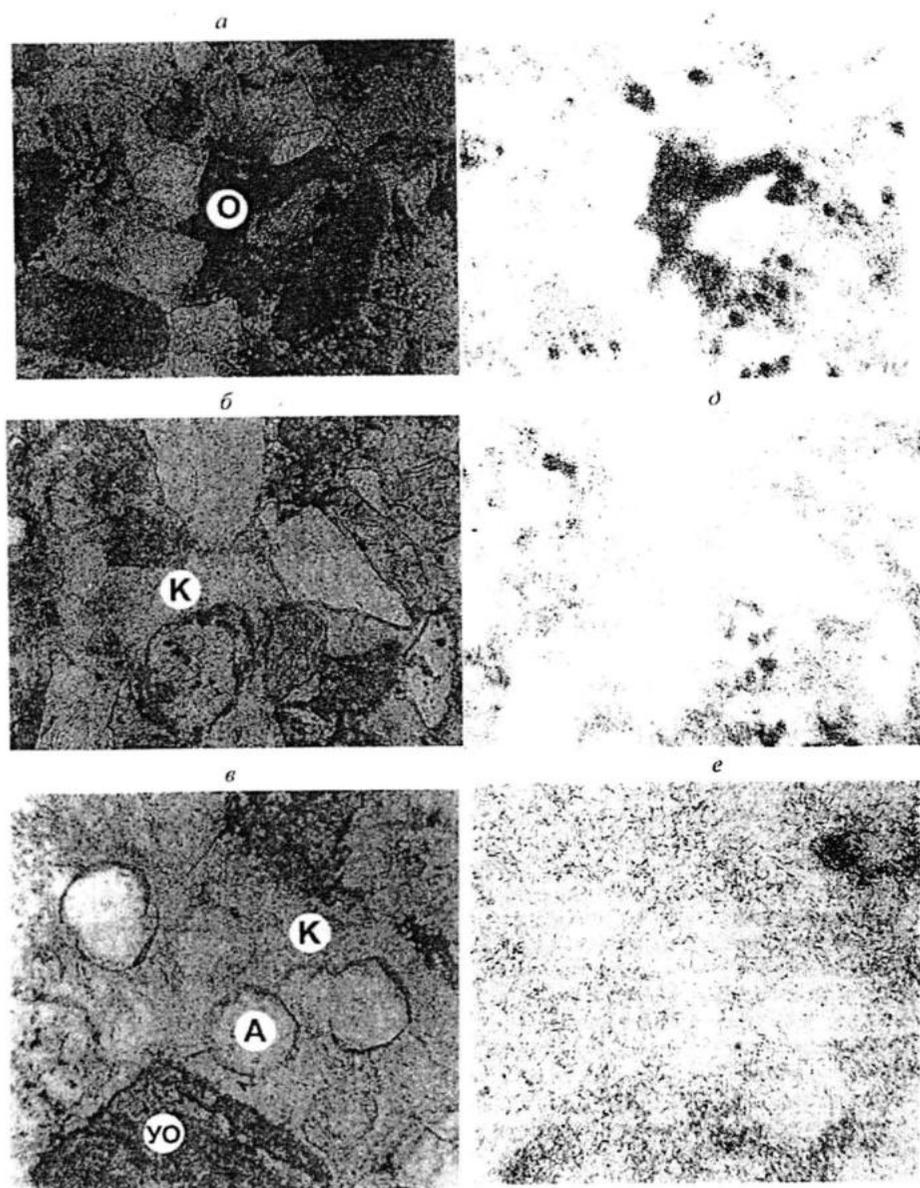


Фото 61.

Микрофотографии (а-в) и *f*-радиографии (г-е) прозрачных шлифов пород Киенгопского рудопоявления, выполнены И.Г.Максимовой, Г.И.Надъярных при участии И.А.Кондратьевой в лаборатории «Геология урана и радиоэкологии» ИГЕМ РАН; *f*-радиографии подготовлены в реакторе МИФИ: а-в – $\times 60$, николи ||, песчаник среднезернистый полимиктовый на кальцитовом вторичном цементе (К) с углефицированными растительными остатками (УО), переотложенным гумусовым веществом (О) и кристаллами новообразованного анальцима (А) в кальците; г-е – $\times 60$, наиболее густые скопления треков приурочены к тонким зернам пирита и выделениям гумусового вещества, в меньшей степени к углефицированным растительным остаткам, редкие треки отмечаются над кальцитовым цементом; над кристаллами анальцима треки отсутствуют

Научное издание
ФГБУ «ВИМС»

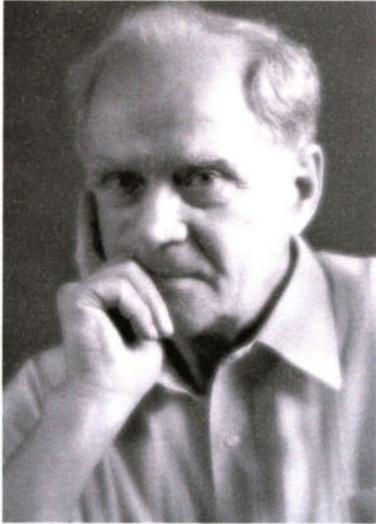
Халезов Андрей Борисович

**Месторождения урана в речных палеодолинах
Уральского региона. Разновидности месторождений урана
типа «несогласия» в фанерозое**

Редактор И.Е. Дмитриева
Компьютерная верстка Е.О. Василёва, А.В. Барышников

Подписано в печать 11.12.2017 г.
Формат 60×90 1/8. Усл. печ. л. 14,8
Тираж 100 экз. Заказ № 21.

Редакционно-издательский сектор (РИС) ВИМС.
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 31. Тел. (495) 9503570
Отпечатано на ризографе в РИС ВИМС.



Андрей Борисович Халезов

один из ведущих специалистов по изучению и прогнозированию инфильтрационных месторождений урана в структурах палеодолин. Автор и соавтор шести монографий, многочисленных статей, методических рекомендаций по прогнозированию поискам и оценке месторождений урана этого типа.

Данные им прогнозные рекомендации полностью подтвердились открытием новых месторождений урана в Зауралье.

Отличник разведки недр.

ISBN 978-5-9500949-1-0



9 785950 094910

На первой странице обложки —
река Чусовая, Средний Урал. Фото автора.