

УДК 551

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ ПЕСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ В ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

© 2004 г. Н. Г. Патык-Кара, Н. В. Гореликова, Е. Г. Бардеева

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН
119017 Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35, E-mail: pkara@igem.ru*

Поступила в редакцию 01.03.2004 г.

В статье на примере месторождения Центральное рассматриваются особенности формирования минеральных парагенезисов комплексных титано-циркониевых россыпей, складывающихся в процессе многократного переотложения кластогенных минералов из пород-первоисточников и более поздних осадочных пород, являющихся промежуточными коллекторами этих минералов. Показано, что на протяжении фанерозоя на территории, примыкающей к рассматриваемому району, локализация областей сноса и осадконакопления существенно менялась, что и определило сложные соотношения разновозрастных терригенных пород (возможных промежуточных коллекторов), за счет которых формировались новые минеральные парагенезисы кластогенных рудных минералов. Кроме того, в периоды континентального развития в ходе эрозионных процессов могло происходить вскрытие более древних комплексов пород, в том числе локальный размыв кристаллических толщ фундамента и поступление из них в береговую зону осадочных бассейнов рудных минералов. Цель статьи – привлечь внимание к проблеме формирования минеральных парагенезисов комплексных россыпей тяжелых минералов, которые обладают сходной гидравлической крупностью, миграционной способностью концентрироваться в весьма узком диапазоне их размеров. Подобные минеральные парагенезисы лишь в ограниченной мере наследуют исходные особенности состава питающих провинций и, прежде всего, отражают смену седиментационных обстановок.

Месторождение Центральное, расположенное в Тамбовской области, не только является крупнейшим титано-циркониевым месторождением на территории России, соизмеримым по запасам рудных песков (почти 1 млрд м³ при средних содержаниях ильменита 36, рутила 8.3, циркона 7.2, дистена 4.5 кг/м³ и Р₂О₅ 7%) с крупнейшими месторождениями данного типа в мире, но и своего рода эталонным объектом для понимания основных закономерностей формирования комплексных россыпей тяжелых минералов, локализованных в осадочном чехле платформ. Будучи открытым в 1959 г., оно было разведано к середине 60-х годов прошлого века, но в начале 70-х было отнесено к забалансовым из-за слабой технологической изученности песков и низкой рентабельности освоения при действовавших оптовых ценах. Это надолго исключило месторождение Центральное из сферы внимания исследователей, вплоть до 1991 г., когда в результате распада СССР резко возросла потребность России в титановых и цирконовых концентратах. Сегодня это месторождение рассматривается в качестве весьма привлекательного объекта для инвестиций не только отечественными, но и зарубежными компаниями и в качестве первоочередного объекта для промышленного освоения [Быховский, Зубков, 1996].

Россыпь приурочена к верхней части песков сеномана и частично к базальному горизонту сантона. Россыпное поле вытянуто в субмеридиональном направлении на 20 км и имеет ширину от 2 до 18 км (в среднем 8 км) при общей площади около 140 км². Более поздней эрозией оно расчленено на три участка. Рудный пласт, выделяемый исключительно по данным опробования, залегает на глубине от 3.5 до 22 м и имеет мощность от 2 до 15 м (в среднем 6.1 м).

Располагаясь на западном склоне Пензенско-Муромского мелового прогиба в зоне его сочленения с Воронежским сводом, россыпное месторождение Центральное является наиболее крупным представителем продуктивной верхнемеловой россыпной формации титано-циркониевых песков, выделенной Н.Н. Иконниковым в качестве формации “рассказовского типа” (по имени расположенного вблизи населенного пункта). В пределах этой области на площади более 6000 км² компактно располагаются 4 в различной степени изученных месторождения и более десятка россыпных проявлений сеноманского и сантонского возраста, в совокупности образующие Рассказовский россыпной район [Россыпные месторождения..., 1997] (рис. 1).

Еще в 60-е годы на начальной стадии изучения россыпеносных осадочных формаций Европей-

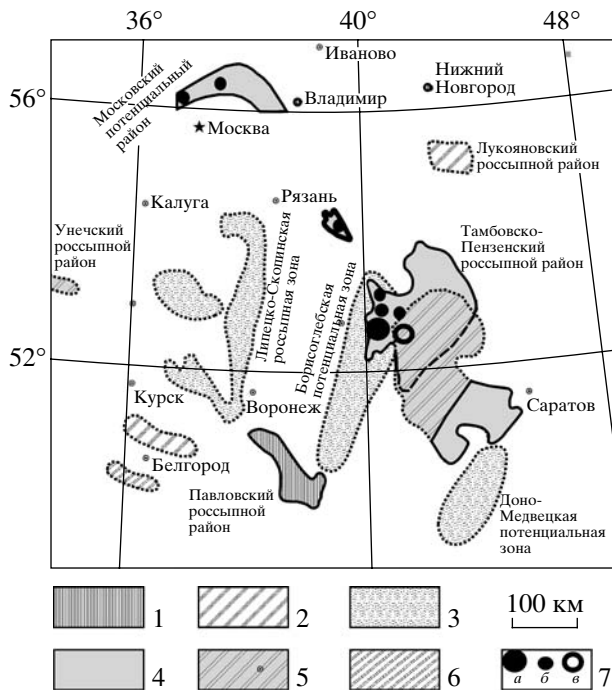


Рис. 1. Положение россыпного месторождения Центральное в системе титано-циркониевых россыпных зон и районов Восточно-Европейской платформы.

1–6 – россыпные зоны и районы с развитием титано-циркониевых россыпей: 1 – девонского возраста, 2 – среднеюрского возраста, 3 – нижнемелового (апт-альбского) возраста, 4–5 – верхнемелового возраста (4 – сеномана, 5 – сантона и кампана), 6 – олигоцен-миоценового возраста; 7 – а – месторождение Центральное, б – другие месторождения сеноманского возраста, в – Кирсановское месторождение сантонского возраста в Рассказовском районе.

ской части России [Гурвич, Болотов, 1968 и др.] было установлено, что верхнемеловая формация образует один из главных стратиграфических уровней формирования титано-циркониевых россыпей. Напомним, что таковыми являются средний девон, нижний карбон (потенциальная россыпеносность), средняя юра (бат), нижний мел (альб-апт), верхний мел (сеноман-сантон, кампан), олигоцен-миоцен (полтава-сармат), поздний плейстоцен-голоцен (последнедиковый этап) [Россыпные месторождения..., 1997]. Из более древних этапов проявления титано-циркониевой россыпной минерализации следует также отметить средний рифей (метаморфизованные циркон-рутиловые россыпи п-ова Средний и “рутилиты” Южного Урала), а также еще более древнюю гипотетическую эпоху, с которой связаны концентрации тяжелых минералов в прибрежной зоне палеобассейнов, – архей (Кольский п-ов) [Patyk-Kara, 2002]. Установлено, что расположение продуктивных разновозрастных формаций в пределах Восточно-Европейской платформы подчиняется отчетливой зональности, обуслов-

ленной миграцией осадочных палеобассейнов. При этом позиция палеозойских россыпей (девонских и карбоновых) контролируется береговыми зонами окраинных шельфовых морей, связанных с Прото-Уральским океаном, а мезозойских и раннекайнозойских – с окраинными морями, связанными с Тетисом и Паратетисом [Гурвич, Болотов, 1968; Patyk-Kara et al., 1999].

В ряду продуктивных россыпных формаций Восточно-Европейской платформы верхнемеловая (по Н.Н.Иконникову, две различные формации: “рассказовская” сеноман-сантонского возраста и “унечская” кампанского возраста) занимает особое место, поскольку ее отличительной особенностью является повышенная фосфоритонность (рис. 2). По существу, все россыпи и россыпные проявления верхнемелового возраста являются одновременно или месторождениями фосфатов (Унечская группа россыпей) [Иконников, 1989], или содержат фосфориты в качестве постоянной примеси (Центральное месторождение, где желваковые и галечные фосфориты образуют выдержанный горизонт, иногда сплошной прослой мощностью до 15 см в верхней части рудного пласта россыпи (рис. 3)). Отдельные менее выдержанные прослои фосфоритовой гальки встречаются и ниже по разрезу в самом рудном пласте. Исследованиями Е.Г. Бардеевой [1999] показано, что это явление может быть объяснено особенностями эволюции самой россыпи, которая подверглась после отступления сеноманского моря процессам ветровой переработки, создавшим мощный дюнный комплекс, составляющий в настоящее время верхнюю часть основного рудного пласта. Формирование локальных скопления желваковых фосфоритов, гипсометрически располагающихся ниже основного фосфоритонного горизонта, связано с их остаточным накоплением в котловинах выдувания. Следует отметить, что, по нашему мнению, повышенная фосфоритонность россыпей верхнемеловой формации на Восточно-Европейской платформе пока не получила удовлетворительного объяснения.

Россыпное месторождение Центральное представляет собой высококомплексное месторождение, ценность которого определяют как собственно тяжелые минералы рудных песков: ильменит, рутил, циркон, золото (в количестве до 200 мг/м³), которые группируются в классе крупности –0.1...+0.074 мм, так и их нерудная составляющая – кварцевые пески, глауконит, эпидот, гранат, фосфаты группы коллофана-франколита [Быховский и др., 1998; Луцаков и др., 2001]. Для минерального парагенезиса россыпи характерно также устойчивое присутствие дистена, турмалина и ставролита в количествах, не представляющих промышленной ценности. Известны также находки алмазов крупностью –0.3...+0.1 мм (дан-

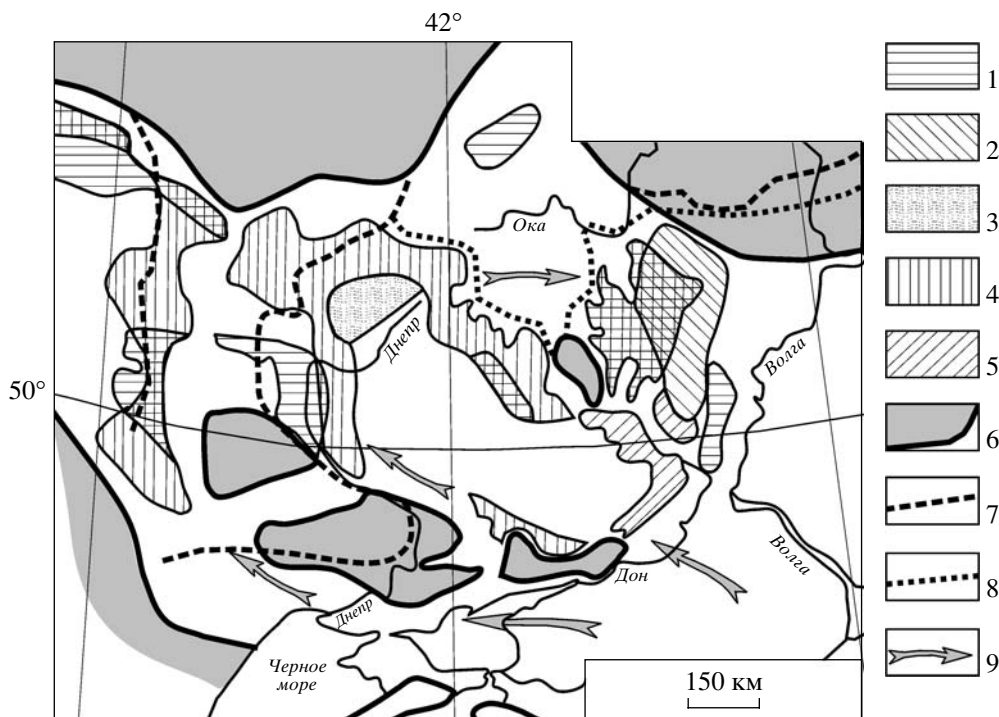


Рис. 2. Распространение верхнемеловых титано-циркониеносных россыпных и фосфоритонесных осадочных формаций.

1–3 – титано-циркониеносные формации: 1 – сеноманская, 2 – сантонская, 3 – кампанская (с фосфатами); 4–5 – фосфоритонесные формации: 4 – сеноманская, 5 – сантонская; 6–8 – предполагаемые границы суши: 6 – в сеномане, 7 – в сантоне, 8 – в кампане; 9 – направление морских течений.

ные Ю.А. Полканова и И.Ф. Кашкарова). В этой связи представляется интересным высказать некоторые соображения о путях миграции указанных минералов и возникновении наблюдаемых парагенезисов россыпи.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ

Изучением минерального состава рудных песков месторождения Центральное с позиций их генезиса и технологических свойств занимались многие организации (ГИРЕДМЕТ, ИМГРЭ, ЦНИГРИ, Механобрчермет и др.) и исследователи (И.Е. Секретарев, А.М. Болотов, Ю.А. Полканов, Н.Н. Иконников, В.В. Большагин, Е.Н. Левченко и др.). Полученные ими данные и наши наблюдения показывают, что этим пескам присущи все основные свойства рудных песков комплексных прибрежно-морских россыпей (“heavy mineral placers”, или “mineral sands”) [Россыпные месторождения..., 1997], а именно:

1. Тонкозернистый состав с доминированием весьма узкого класса крупности $-0.5...+0.02$ мм, что свидетельствует о высокой сортированности осадка. Данный класс составляет более 87% всего

объема песков и является главной технологической фракцией (рис. 4).

2. Олигомиктовый, существенно кварцевый, с незначительной примесью полевого шпата, состав матрицы, составляющей около 78 мас. %, и комплексный состав минерализации, представленной (мас. %) ильменитом (1.76), рутилом (0.4), лейкоксеном (0.3), цирконом (0.3), гранатом (1.2), эпидотом (0.87), дистеном (0.48), турмалином (0.4), ставролитом (0.013), глауконитом (6.2) и фосфатами (3.8) (данные ГИРЕДМЕТ).

3. Концентрация рудных минералов в весьма узком диапазоне гранулометрического состава (см. рис. 4а), на фоне которого, при дробном фракционировании, выявляется заметная дифференциация индивидуальных тяжелых минералов по гранулометрии, отражающая различия их исходных размеров в первичных источниках и “разложение” в потоке наносов в соответствии с гидравлической крупностью. Из рис. 4а видно, что основная масса рудных минералов (более 80%) группируется в диапазоне $-0.10...+0.074$ мм. На этом фоне отчетливо заметны меньшие размеры циркона ($-0.074...+0.063$ мм), присутствующего в незначительных количествах циртолита ($-0.063...+0.01$ мм) и несколько бо́льшая крупность турмалина ($-0.15...+0.074$ мм). Золото, в

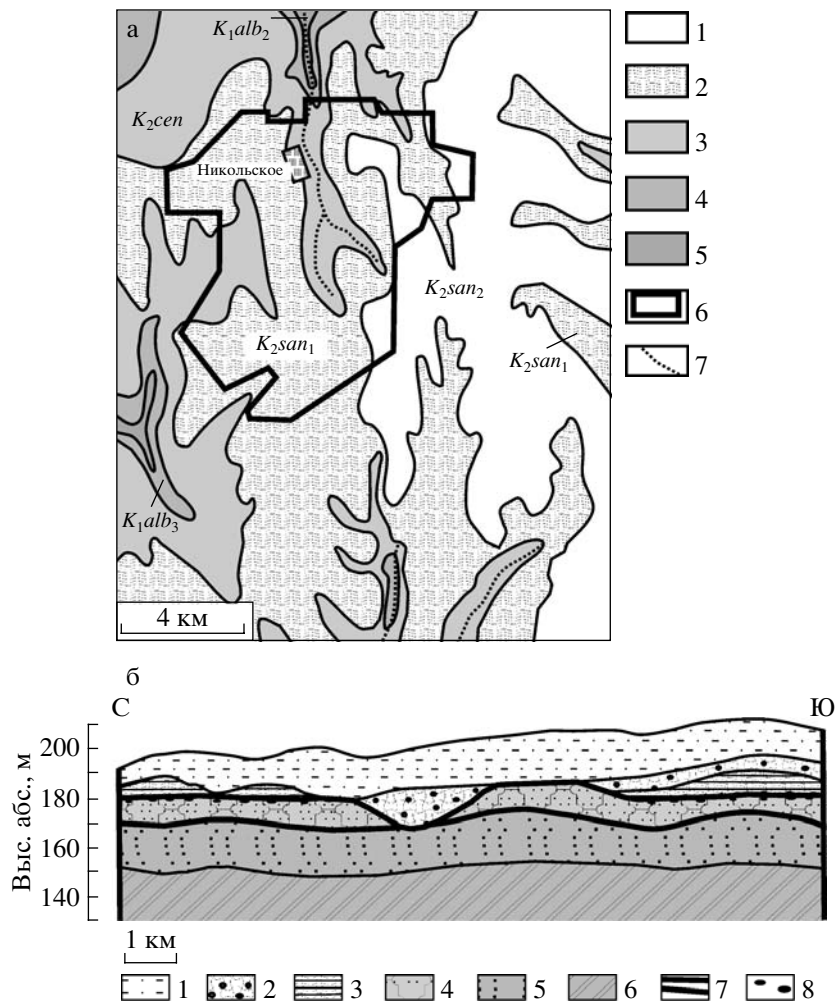


Рис. 3. Строение месторождения титано-циркониевых песков Центральное (по [Секретарев, Китаев, 1971] и более поздним данным): а – план, б – принципиальный разрез.

а – 1–5 – меловые отложения: 1 – верхний сантон, 2 – нижний сантон, 3 – сеноман, 4 – верхний альб, 5 – средний альб; 6 – контур россыпного месторождения; 7 – современные водотоки. б – 1 – верхнечетвертичные суглинки; 2 – средне-четвертичные пески, суглинки, глины с валунами; 3 – сантонские пески и рыхлые песчаники; 4–6 – отложения сеномана: 4 – пески, 5 – глинистые пески, 6 – сильно глинистые пески и алевроиты; 7 – продуктивный горизонт россыпи; 8 – горизонты фосфоритов.

силу плавучести пластинчатых и чешуйчатых выделений, группируется в относительно “широком” диапазоне классов – $-0.117...+0.026$ мм.

4. Размеры аутигенных минералов, как и следует ожидать, не привязаны жестко к гранулометрическому составу осадка, а именно, глауконит сосредоточен в классах $-0.25...+0.63$ мм с пиком в классе $-0.15...+0.074$ мм, а фосфоритовые конкреции более крупные по размеру $+0.5$ мм, с преобладанием “гальки” более 2 мм.

Устанавливается также исключительная равномерность распределения рудных минералов по площади месторождения при среднем соотношении основных полезных минералов – ильменит : рутил : циркон, равно $6.2 : 1.2 : 1$, на фоне которого отмечается некоторое увеличение со-

держаний рутила и циркона в западном, а ильменита и дистена в восточном направлении, что хорошо согласуется с представлениями о существовании двух литодинамических областей в пределах россыпного поля – авандельтовой области на западе–северо-западе и области вдольберегового переноса – на востоке [Бардеева, 1999].

Достаточно высокая однородность минеральных ассоциаций месторождения Центральное подчеркивается многомерными статистическими параметрами его минерального поля, выраженными через метод главных компонент (ГК), позволяющий, в применении к комплексным титано-циркониевым россыпям выявить ассоциации конкордантных и дискордантных признаков (минералов) и установить характер их пространственного

распределения [Патык-Кара, Шевелев, 2000; Патык-Кара, 2002]. Здесь важны следующие особенности:

– во-первых, большая доля 1-й, “рудной”, ГК (65–67%, до 90% в отдельных пробах), отражающая высокую упорядоченность минеральных ассоциаций;

– во-вторых, отчетливо выраженная картина пространственного распределения ГК, позволяющая судить о двух разнородных частях россыпного поля. 1-я ГК образована главными рудными минералами (ильменит, рутил, циркон)¹, а также дистеном. Минералы с высокими факторными нагрузками, соответственно, 0.889–0.97 (ильменит), 0.71–0.98 (рутил), 0.77–0.96 (циркон), 0.69–0.93 (дистен). Область наиболее высоких значений 1-й ГК располагается в северо-западной части россыпного поля, в то время как южная и восточная части характеризуются более низкими значениями. Анализируя состав 2-й и 3-й ГК, можно видеть, что они отражают разложение минералов главной рудной ассоциации в соответствии с местными особенностями обстановок осадконакопления. Например, 2-я ГК, имеющая вид $ilm_{0.57}/zr_{0.29} ru_{0.29}$, вскрывает определенный антагонизм поведения ильменита по отношению к циркону и рутилу, а 3-я ГК – антагонизм циркона (иногда в паре с дистеном) по отношению к ильмениту и рутилу. Эти статистические параметры отражают различную миграционную способность указанных минералов в потоке наносов и, тем самым, определенные особенности внутренней структуры месторождения (рис. 5). Наиболее отчетливое разложение рудной ассоциации на “антагонистичные” минералы (ильменит, с одной стороны, и циркон с рутилом – с другой) наблюдается в центральной зоне и по юго-восточной периферической части месторождения, которая, как предполагается, отвечает собственно литоральной области, где концентрация материала контролировалась вдольбереговым потоком наносов. В авандельтовой россыпи такого разложения рудных минералов не наблюдается.

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ МИГРАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Исследованиями И.Е. Секретарева, С.И. Гурвича, А.М. Болотова, В.И. Беляева, Н.Н. Иконникова и др. установлено, что сеноманские и сантонские россыпи Рассказовского района образовались исключительно за счет промежуточных осадочных коллекторов, а сам район относится к районам 2-го типа [Гурвич, Болотов, 1968], которые располагаются на склонах платформенных структур вне прямой связи с выступами кристалли-

¹ Распределение лейкоксена не анализировалось.

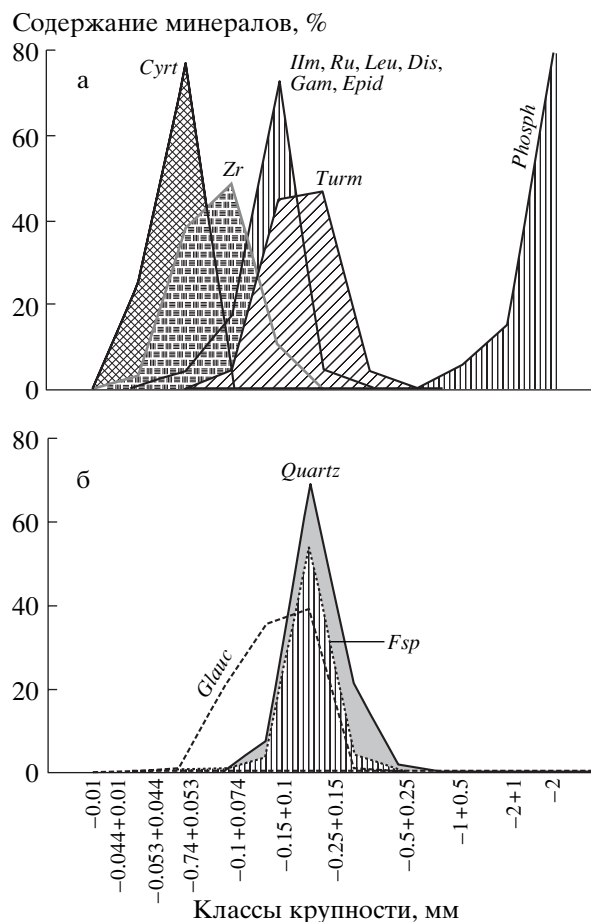


Рис. 4. Распределение по классам крупности россыпеобразующих тяжелых минералов и фосфатов (а) и легких минералов (б) месторождения Центральное.

Ilm – ильменит, Ru – рутил, Leu – лейкоксен, Zr – циркон, Dis – дистен, Cyrt – циртолит, Gam – гранат, Turm – турмалин, Epid – эпидот, Phosph – фосфаты, Quartz – кварц, Glauc – глауконит, Fsp – полевые шпаты.

ческого фундамента. Это делает практически бессмысленным вопрос о поисках “первичных источников” россыпной минерализации месторождения и заставляет искать объяснение его минеральных парагенезисов в геологической предыстории района, в многократной “перестройке” области сноса и в особенностях его промежуточных коллекторов (рис. 6).

После довольно длительного этапа континентального развития в раннем палеозое (средний карбон вплоть до среднего девона) продолжительностью около 130 млн лет, рассматриваемая область оказалась вовлечена в процесс опускания, обусловленный деструктивными событиями на восточной периферии Восточно-Европейской платформы, и, начиная с эйфельского времени, оказалась охваченной продолжительной трансгрессией, сформировавшей толщу терригенно-карбонатных осадков. Области сноса в это вре-

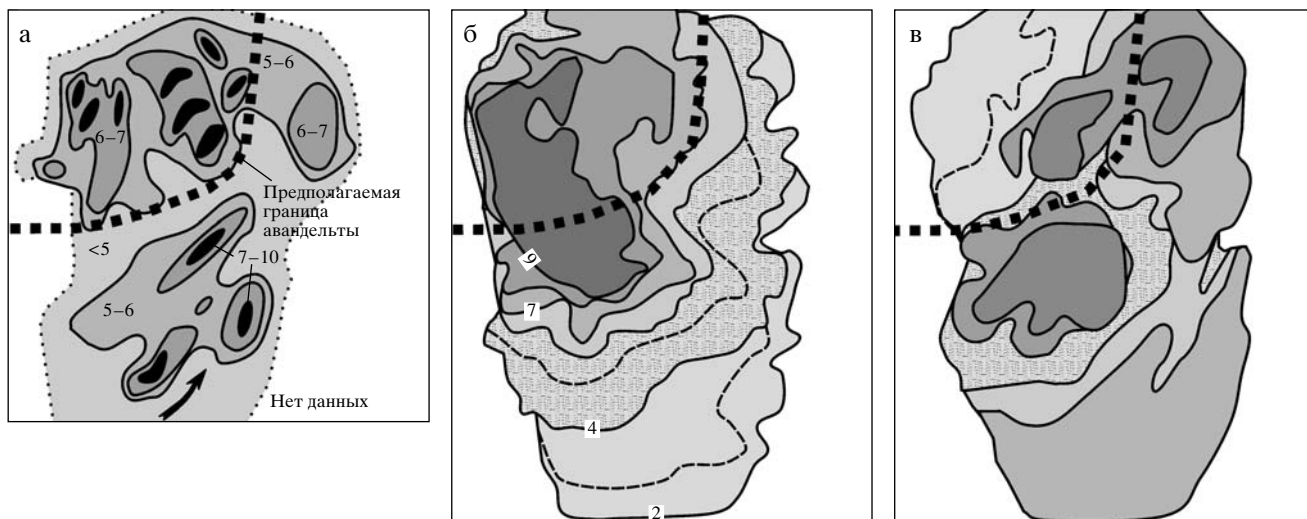


Рис. 5. Пространственная картина изменчивости в поле месторождения Центральное: а – 1-й Главной (“рудной”) компоненты вида $[ilm_{0,9} zr_{0,85} ru_{0,8} dis_{0,7}]$, б – 2-й ГК вида $[ilm_{0,57}/zr_{0,29} ru_{0,29b}]$, в – 3-й ГК.

меня являлись обширная Балтийско-Сарматская зона, сложенная терригенными и терригенно-карбонатными породами нижнего кембрия (на севере), Воронежский свод с выступающим кристаллическим фундаментом (на юге), а также небольшая суша Ульяновского свода (на востоке), площадь которых заметно сократилась по мере распространения трансгрессии в живетское и позднее во франско-фаменское время (см. рис. 6а). Поэтому можно предположить, что уже в раннем карбоне во время краткого перерыва в осадконакоплении кристаллические породы занимали крайне ограниченную область, и основной снос материала происходил с пространств, сложенных терригенно-карбонатными породами. Прогрессирующее углубление Донецкого авлакогена и связанное с ним развитие трансгрессии в раннем карбоне привело к тому, что уже в турнейское, а затем в визейское время кристаллические породы Воронежского массива оказались перекрытыми осадочным чехлом, а область сноса сместилась к северу (в район Орла и Курска). На месте рассматриваемого россыпного района возникла кратковременно затопляемая суша, сложенная терригенно-карбонатными породами, которая в позднем карбоне вошла в состав Брянско-Курского выступа суши, разделившего осадочные бассейны Донецкого авлакогена и Московской синеклизы (см. рис. 6б). Постепенно расширяясь к востоку, эта “перманентная” суша просуществовала на протяжении около 150 млн лет, вплоть до нижней юры включительно. Можно предположить, что в этот период имело место локальное вскрытие кристаллических пород выступов фундамента и привнос рудных минералов непосредственно из них, однако вряд ли этот процесс был масштабным.

Начиная с байосса, территория вступает в новый этап развития продолжительностью около 100 млн лет, связанный с шельфовыми морями северной периферии океана Тетис. Главная область сноса материала, сложенная палеозойскими терригенно-карбонатными и верхнепермскими красноцветными терригенными породами, находилась на севере, однако на юге также располагался постепенно сокращавшийся выступ суши, доходивший вплоть до Воронежа. В непосредственной близости к району существовали и другие участки островной суши (западнее Тамбова, в р-не Нижнего Новгорода и др.), в пределах которых размывались породы осадочного чехла. С конца средней юры (после келловей) и на протяжении первой половины нижнего мела (до неокома включительно) рассматриваемый район переживал период относительного воздымания, являясь областью сноса обломочного материала в располагавшийся восточнее Ульяновско-Саратовский прогиб (см. рис. 6в). Начиная с апта, меловые осадочные бассейны в целом развивались унаследованно, в том числе и по отношению к среднеюрскому бассейну. Море занимало Прикаспийскую и Московскую синеклизы, периодически проникая в Приднепровскую синеклизу и временами соединяясь через субмеридиональный пролив с Вятско-Печорским бассейном. В апт-альбское время основной снос материала происходил с Белорусско-Московского свода (где в основном размывались верхнекаменноугольные карбонатные и пермские терригенные породы), с Предуральской суши (сложенной пермскими и среднеюрскими породами), с запада (реками, дренировавшими склоны Украинского щита), с юга (со склонов Воронежской суши, где среди палеозойских отложе-

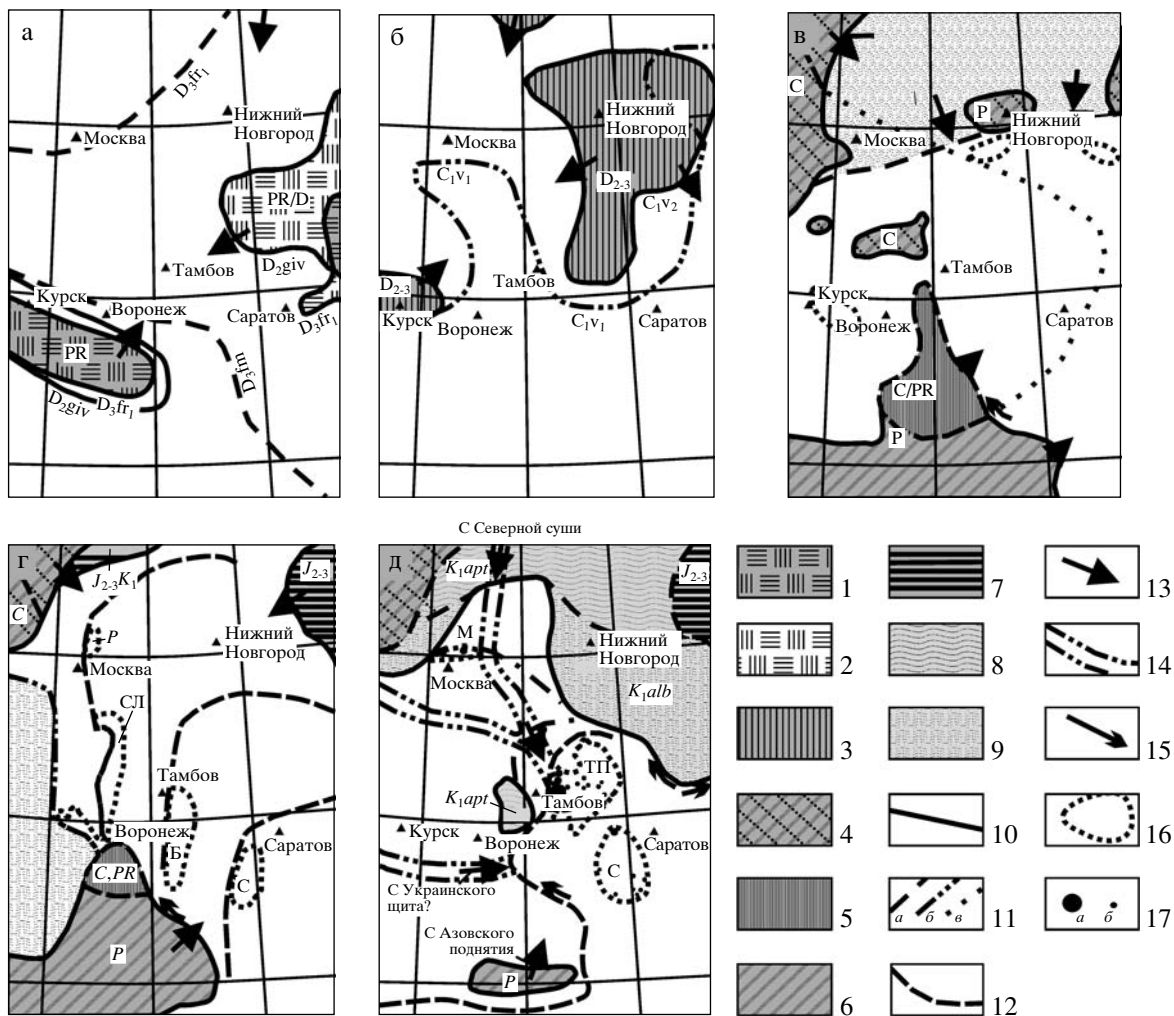


Рис. 6. Палеогеографические схемы района исследования, показывающие возможные пути миграции и переотложения обломочного материала, участвовавшего в формировании минерального состава сеноманских россыпей Рассказовского россыпного района.

а – девон, б – средний карбон, в – средняя юра, г – нижний мел (апт–альб), д – верхний мел (сеноман).

1–9 – области сноса: 1 – сложенные кристаллическими породами фундамента, 2 – они же, частично перекрытые девонскими осадками, 3–9 – сложенные осадочными породами чехла (3 – девонскими, 4 – карбоновыми, 5 – карбоновыми с предполагаемыми окнами кристаллических пород фундамента, 6 – пермскими, 7 – юрскими, 8 – нижнемеловыми (аптскими), 9 – нижнемеловыми (альбскими)); 10 – предполагаемая граница осадочного бассейна; 11 – границы предполагаемого распространения бассейнов другого возраста: а – франского и фаменского (на схеме а), б – ранневизейского (на схеме б), в – пермского (на схеме в); 12 – предполагаемые фазы стабилизации береговой линии (на схемах г и д); 13 – предполагаемое направление сноса материала; 14 – предполагаемые палеодолины (на схеме д); 15 – предполагаемое направление вдольберегового перемещения наносов; 16 – области россыпеобразования; 17 – а – месторождение Центральное, б – мелкие и россыпные проявления (на карте д).

ний могли существовать скрытые эрозией “окна” кристаллических пород). В пределах локальных поднятий размывались юрские породы, а в периоды регрессий и сами нижнемеловые осадки (см. рис. 6г). Достаточно кратковременный перерыв между существованием нижнемелового и верхнемелового (сеноманского) бассейнов, по-видимому, ограничился слабым расчленением первичной альбской прибрежно-морской равнины.

В период максимального распространения сеноманский бассейн образовывал крупный залив в области Днепровской синеклизы, в его береговую зону сносился материал со склонов Украинского щита, кристаллические породы которого все еще выступали на поверхность. Этот залив соединялся с располагавшимся восточнее открытым морем по системе проливов, разделенных островной сушей, существовавшей на месте Воронежского и Тамбовского сводов (см. рис. 6д, рис. 2). Эти острова могли оказывать существенное влияние

на циркуляцию водных масс в заливе и определять направление господствующего переноса обломочного материала вдольбереговыми потоками наносов. В период последовавшей регрессии эта первичная равнина дренировалась долинами рек предположительно восточного и юго-восточного направления.

Россыпи Рассказовского района, в том числе месторождение Центральное, согласно современным представлениям, формировались на регрессивной стадии сеноманского бассейна, когда береговая линия располагалась непосредственно в районе Тамбова, а главным поставщиком материала в прибрежную зону являлись реки, дренировавшие обширную сушу, простиравшуюся от Белорусского свода на западе и до Поволжья и Предуралья на востоке. Эта суша представляла собой всхолмленную денудационную равнину, поверхность которой была сложена терригенно-карбонатными породами девона и карбона, терригенными породами перми, юры и нижнего мела. В области аванделты одной из дренировавших эту сушу долин, которая на своем нижнем отрезке пересекала аккумулятивную приморскую равнину, сложенную нижнемеловыми песками и ранее сформированными осадками трансгрессивной стадии развития сеноманского бассейна, и сформировалось месторождение Центральное. Другим источником поступления материала, вероятно, служили палеореки, бравшие начало на склонах Украинского щита и пересекавшие первичную приморскую равнину, сложенную осадками апт-альбского и сеноманского возраста, и, наконец, самостоятельной областью сноса мог служить северо-восточный склон Воронежского свода, к данному моменту также полностью перекрытого чехлом пород карбона и перми. Таким образом, к моменту формирования месторождения Центральное и других сеноманских россыпей Рассказовского района привнос “свежих” порций кластогенных минералов из кристаллических пород мог осуществляться транзитными реками из отдаленных источников, ближайшим из которых мог быть Украинский щит (отстоящий более чем на 900 км). При этом следует помнить, что на щите в это время была развита мощная кора выветривания каолинового профиля.

Представляется, что в период формирования россыпи господствующим направлением перемещения материала на участке россыпного поля было северо-северо-восточное. Это косвенно подтверждается структурой минерального пространства россыпного поля, в котором, как отмечалось выше, по особенностям распределения “рудной ассоциации”, образованной главными рудными минералами, выделяются две области – прибрежная, собственно авандельтовая, и внешняя, в которой сказывается влияние вдольберегового перемещения наносов на подводном склоне

[Бардеева, 1999]. Точку зрения о формировании рассматриваемой россыпи в относительно слабо-энергетической обстановке прибрежного мелководья, определившей мелкую размерность, относительно равномерное распределение рудных минералов, отсутствие выраженной слоистости и литологически выраженных границ рудного пласта разделяют и другие исследователи [Беляев, Иванов, 2000].

Высказанные соображения, основанные на анализе региональных палеогеографических карт [Атлас..., 1962 и др.] позволяют считать, что кристаллические породы-первоисточники кластогенных минералов рудной ассоциации перестали играть сколько-нибудь значительную роль в формировании осадочных парагенезисов тяжелых минералов уже в карбоне. Вместе с тем, на протяжении фанерозоя на территории, примыкающей к рассматриваемому району, имела место существенная перестройка областей сноса и осадконакопления, которая определила сложные соотношения разновозрастных терригенных пород (возможных промежуточных коллекторов) в формировании новых минеральных парагенезисов кластогенных рудных минералов. Кроме того, в периоды континентального развития в ходе эрозионных процессов могло происходить вскрытие более древних комплексов пород, в том числе локальный размыв кристаллических пород фундамента и поступление в береговую зону осадочных бассейнов рудных минералов из пород-первоисточников.

Индикаторами этих процессов могут служить типоморфные особенности минералов рудного парагенезиса, которые, однако, должны интерпретироваться с учетом отмеченной длительной “предыстории” их развития в осадочном процессе.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Ранее мы обращали внимание на необходимость разграничения типоморфных признаков россыпных минералов, унаследованных от коренного источника и являющихся носителем информации о первоисточниках россыпи (габитус, цвет, состав основных компонентов и элементов-примесей и др.), и свойств, приобретенных в процессе формирования самой россыпи и являющихся носителем информации об обстановках переноса, концентрирования и переотложения материала (степень окатанности, микроструктура поверхности, вторичные и др.) [Патык-Кара и др., 2001]. Эти признаки достаточно хорошо диагностируются методами электронной микроскопии. В свою очередь, приобретенные морфогенетические признаки минералов россыпей можно разделить на две группы. Первую из них образуют признаки,

Таблица 1. Химический состав ильменитов из рудных песков месторождения Центральное

	Оксиды															Сумма
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	CuO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	MoO ₃	SnO ₂	
8/ЦШ-1	–	–	0.38	–	–	0.14	66.13	–	1.74	30.49	–	0.37	–	–	–	99.24
8/ЦШ-2	–	–	0.62	–	–	0.16	66.50	–	0.59	31.97	–	–	–	–	–	99.84
8/ЦШ-3	0.58	–	0.35	–	–	–	54.34	–	0.50	42.19	0.25	–	0.58	–	0.52	99.30
8/ЦШ-4	0.27	0.26	0.75	0.64	–	0.23	66.33	0.36	0.33	30.27	–	–	–	–	–	99.44
8/ЦШ-5	–	0.31	0.51	0.29	–	0.17	62.37	–	2.51	33.53	–	–	–	–	–	99.70
8/ЦШ-6	–	0.29	0.75	–	0.11	–	51.19	–	1.93	44.75	–	–	–	–	–	99.01
8/ЦШ-7	0.23	–	0.62	0.47	–	0.25	64.68	–	1.61	31.22	–	–	0.63	0.49	–	100.19

Примечание. Аналитик – Л.О. Магазина (LINK-ISIS, ИГЕМ РАН); прочерк – компонент не обнаружен.

возникшие непосредственно в процессе переноса и переотложения кластогенного материала – при высвобождении из вмещающей породы, интеграции сростков, окатывании зерен и приобретении ими специфической микроструктуры поверхности, свидетельствующей о том, в какой среде происходила их транспортировка [Kingsley et al., 1973]. Вторую группу образуют признаки, приобретенные россыпными минералами после их отложения, *in situ*, или в результате пострудных процессов, таких, как перевевание и наложенное выветривание в субаэральных условиях.

Рассматривая данные минералогического и технологического анализов рудных песков с этих позиций, следует отметить следующие их особенности.

На фоне достаточно узкого гранулометрического диапазона основных рудных минералов (см. рис. 4) удастся проследить некоторые особенности их распределения. При абсолютном доминировании ильменита размером $-0.1...+0.044$ мм отдельные его зерна встречаются и в более крупных фракциях, вплоть до $-0.25...+0.02$ мм, однако в этой части гранулометрического спектра титаносодержащие фазы редко представлены собственнo ильменитом, а чаще ильменитом в сростании с кварцем, лейкоксеном, а также с аутигенными минералами – фосфатами и глауконитом. Анализируя геометрические параметры зерен ильменитов, можно видеть, что преобладают ильмениты, характеризующиеся удлинением 1–2 при том, что средняя удлиненность зерен во всем диапазоне крупности меняется мало и колеблется в пределах 1.33–1.6, а фактор формы, характеризующий окатанность зерен, в целом довольно устойчивый (0.6–0.7), незначительно увеличивается в более крупных фракциях, свидетельствуя о том, что зерна ильменита большей размерности более

окатаны. Ильменит представлен в различной степени измененными разностями, что подтверждается физическими свойствами минерала – пониженной плотностью, исчезновением металлического блеска, присущего неизменному ильмениту, и появлением матовой поверхности, а также химическим составом – повышенным содержанием TiO₂ (58–67%) и Fe₂O₃ (10–15%) и пониженным – FeO (25–32%) (табл. 1). По данным электронной микроскопии и рентгенофазового анализа, основная масса ильменита сложена тонкодисперсным агрегатом полосчатой или пятнистой структуры, состоящим из двух фаз – ильменита и псевдорутила с различным соотношением Fe и Ti (рис. 7). Подобная двухфазная структура является результатом изменения первичного ильменита, в котором происходит окисление части Fe²⁺ и его частичное выщелачивание, что вызывает появление фазы псевдорутила [Grey, Reid, 1975; Grey et al., 1999]. На данной степени изученности ильменитов месторождения Центральное не удастся сделать определенный вывод, какие изменения их унаследованы из коры выветривания, а какие приобретены в самой россыпи. Вместе с тем, удалось наблюдать [Бардеева, 1999], что в верхней части россыпи, представленной дюнным комплексом, сформированным на субаэральном этапе ее развития, доля измененных (лейкоксенизированных) зерен ильменита заметно возрастает. Присутствие в россыпи ильменита различного габитуса, разного гранулометрического состава, окатанности и разной степени изменения свидетельствует о неоднородности источников питания и разных путей их транспортировки или смене источников питания в процессе формирования, которые включали как осадочные и метаморфические породы, так и промежуточные коллекторы более древнего возраста.

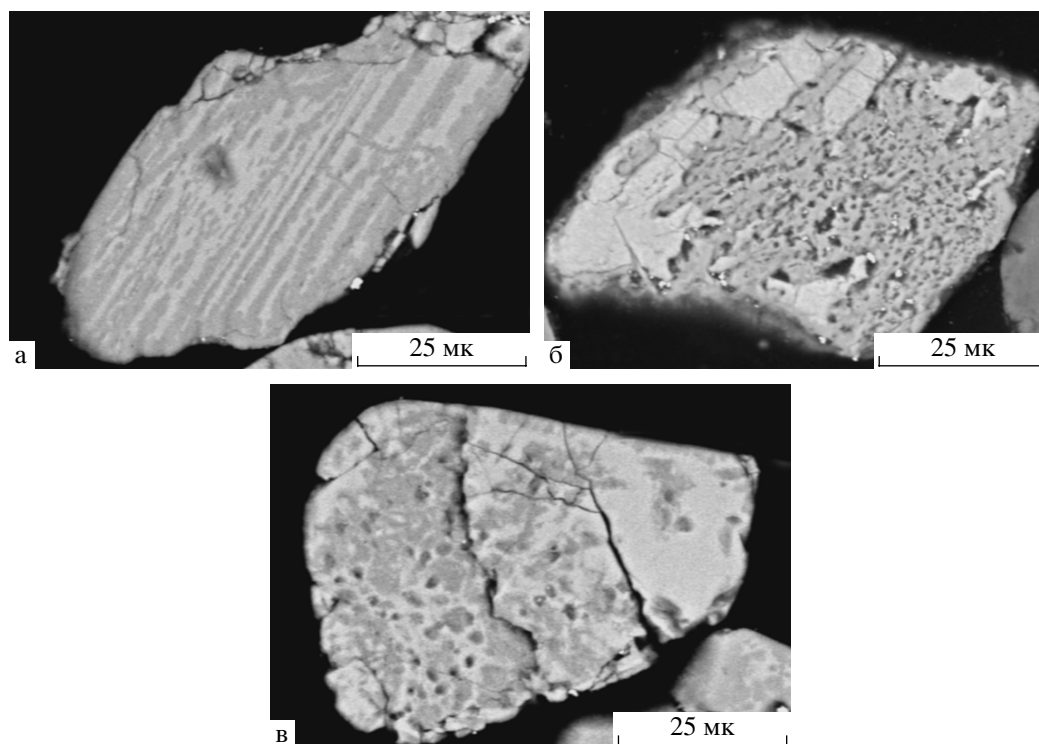


Рис. 7. Изображение в отраженных электронах зерен измененного ильменита из титан-циркониевых песков. а – “бурундучная” структура зерна ильменита (светлое – ильменит, темное – псевдорутил); б – двухфазная структура измененного ильменита (светлое – ильменит, темное – псевдорутил); в – пятнистая структура ильменита, состоящего из двух фаз (светлое – обогащенная Fe, темное – Ti) (аналитик Л.О. Магазина).

Основная масса **циркона** (более 90% зерен) сосредоточена в классе $-0.14...+0.06$ мм. Статистически среди цирконов во всех фракциях присутствуют зерна, значительно различающиеся по своему удлинению – от почти изометрических (удлинение 1.01) до сильно удлинённых, призматических (удлинение 2.4–3). Сильно меняется также фактор формы, характеризующий окатанность зерен – от 0.35 (неокатанные обломки кристаллов) до 0.83 (окатанные короткопризматические зерна), однако выявить какие-либо отличия в соотношении этих групп цирконов в различных классах крупности не удается; среднестатистическое значение этого параметра остается неизменным (0.7). Основная масса циркона (72%), по данным А.Н.Суркова (устное сообщение), приходится на фракцию 0.05–0.1 мм, при этом различаются два пика крупности – 0.06–0.07 и 0.09 мм.

Разнообразие цирконов, среди которых встречаются кристаллы как цирконового и гиацинтового облика, со значениями Zr/Hf отношения, равными 33–42, так и округлые зерна, свидетельствует о различных источниках питания россыпи (рис. 8а), среди которых можно отметить породы гранитного ряда, а также осадочно-метаморфические породы типа кристаллических сланцев и так называемых рутилитов. Следует также отметить,

что, помимо цирконов с преобладанием Y в составе РЗЭ, характерных для гранитоидов, в россыпи также встречены их Се-содержащие разновидности, источником которых были щелочные породы, а также совместное нахождение зерен цирконов. Наряду с преобладающими хорошо и идеально окатанными зернами, составляющими от 45 до 75%, в том числе, зернами, несущими следы эоловой обработки (см. рис. 8б), встречаются слабоокатанные призматические зерна со сглаженными ребрами и гранями пирамиды (10–25%), а также практически неокатанные осколки кристаллов. Среди окатанных зерен высока доля цирконов сиреневого цвета, характерных для древних метаморфизованных осадочных пород (в частности, цирконы такого облика наблюдаются в рифейских рутилитах Южного Урала и Кокчетавской глыбы). По наблюдениям Т.Б. Пятибратовой (устное сообщение), соотношение этих типов цирконов меняется по разрезу.

Основная масса **рутила** в виде свободных зерен (более 90%) сосредоточена в классе $-0.14...+0.06$ мм; в более крупных фракциях и особенно в классе $+0.25$ мм рутил присутствует в виде сростков с кварцем и аутигенными минералами. Для этого минерала более отчетливо выражено статистически значимое распределение зе-

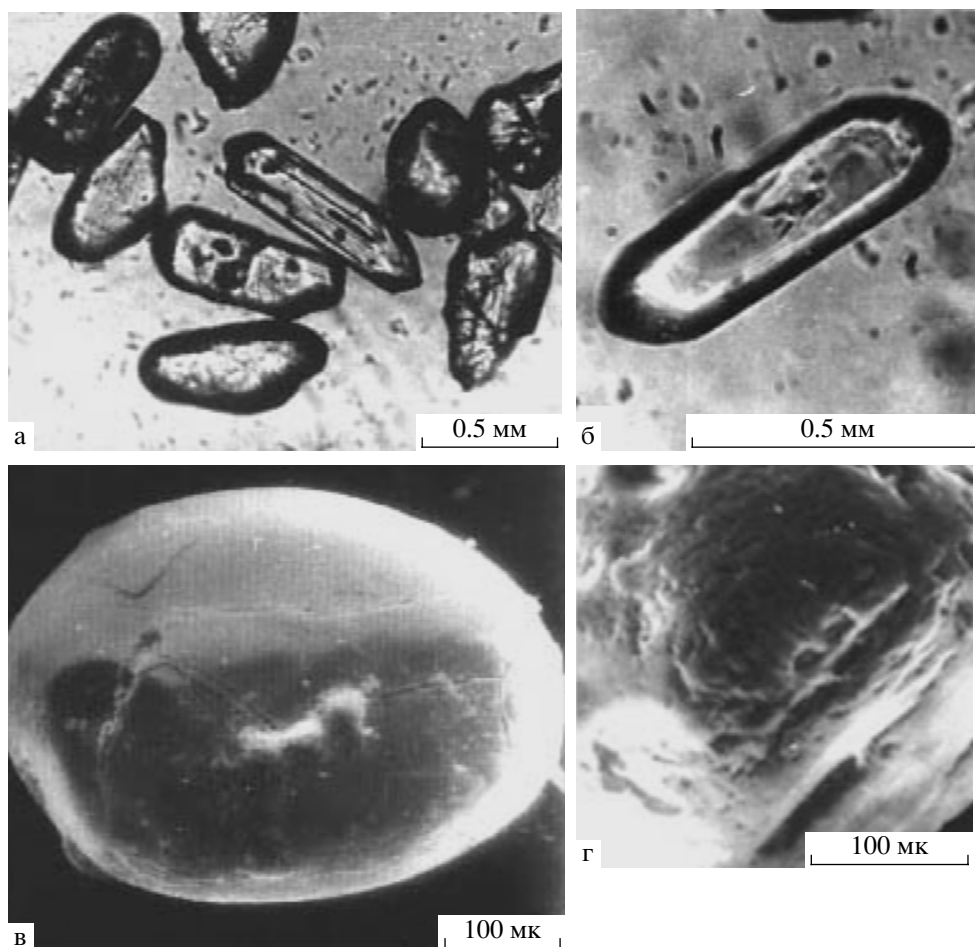


Рис. 8. Морфология зерен циркона из рудных песков месторождения Центральное.

а – зерна цирконов различного габитуса и окатанности, б – слабо окатанное зерно циркона призматического габитуса, в – идеально окатанное зерно циркона со следами эоловой обработки; г – фрагмент поверхности окатанного зерна циркона со следами переноса в водной среде.

рен разного удлинения по классам крупности – в наиболее тонких фракциях доминируют зерна рутила более удлиненной формы и, как следствие, в них отмечены бóльшие средние значения удлинения рутила (1.72). Детальный гранулометрический анализ рутила (А.Н. Сурков) подтверждает преобладание фракции 0.05–0.15, при этом выявляются 2 пика размерности – 0.06 и 0.09–0.1 мм, что указывает на два разных цикла отложения рутила. Рутил присутствует в виде двух основных разновидностей – зерен различных оттенков красного и черного цвета, причем некоторая часть рутила является новообразованной за счет разложения ильменита и лейкоксена.

По данным Т.Б. Пятибратовой и А.Н. Суркова (устное сообщение), детально изучавших распределение окатанности зерен основных рудных минералов – ильменита, рутила, циркона, кианита, турмалина – по классам крупности, на фоне описанной усредненной картины все же установ-

ливается заметно выраженное бимодальное распределение зерен разной окатанности, которое свидетельствует о том, что эти минералы, перед тем как попасть в россыпь, испытали несколько циклов переотложения, или о том, что они формировались в различных энергетических обстановках.

Одной из особенностей рудных песков месторождения является присутствие в значительных количествах угловатых неокатанных и слабо окатанных зерен **граната-альмандина**, причем доля этих зерен по отношению к доле окатанных гранатов значительно больше, чем, например, для цирконов, среди которых, как указывалось выше, преобладают сферические зерна высокой степени окатанности (см. рис. 8). Этот факт заслуживает специального внимания и заставляет предположить, что в период формирования россыпи все же осуществлялся привнос определенной части “свежего” материала, источником которого мог-

ли служить кристаллические породы. Как мы указывали выше, с учетом того, что Воронежский массив в значительной мере уже был перекрыт осадочным чехлом, наиболее вероятным источником неокатанного материала мог являться Украинский щит, а транспортирующей системой – субширотная (ые) река (реки), берущие начало на его склонах. Однако даже в этом случае мы должны предположить, что перенос материала осуществлялся на расстояние почти тысячи километров.

Золото, насколько позволяют судить технологические исследования золотоносности рудных песков, выполненные ЦНИГРИ и ГИРЕДМЕТ, представлено, по крайней мере, двумя типами: свободным золотом, извлекаемым гравитационной сепарацией (не более 14%) и флотацией (не более 23%), и связанным золотом, по-видимому, ассоциирующим с аутигенными минералами. Свободное видимое золото присутствует во всех фракциях диапазона $-0.5...+0.044$ мм, но в основном сосредоточено в классе $-0.14...+0.074$ мм. В этом классе крупности преобладают полностью высвобожденные золотины, которые имеют изометричную комковидную, иногда эллипсоидальную форму, умеренно и хорошо окатанные, с коррозионной поверхностью. Эти золотины типично кластогенного облика несут признаки истирания (шрамы) в процессе транзита, покрыты пленками кремнезема и гидроксидов Fe и Al в углублениях микрорельефа и пленочными нарастаниями галогенидов Ca, Na, K, причем последние могут перекрывать оксидные пленки. Периферическая оболочка этих золотинок практически полностью лишена серебра. Пути миграции таких частиц восстанавливаются довольно отчетливо. Хорошая окатанность зерен и вынос серебра с их поверхности в сочетании с обильными оксидными нарастаниями свидетельствуют о достаточно длительном переносе и переотложении золота, в том числе о периодическом его пребывании в субаэральных обстановках с последующим захоронением в морской среде (которая оставила следы в виде пленок морских солей на поверхности золотинок). Источниками этого кластогенного золота, с учетом выше высказанных соображений, могли служить как осадочные породы Северной суши, содержащие рассеянное кластогенное золото, поступавшее с Балтийского щита и Уральских гор (доказательством чего служит золотоносность юрских осадков Камско-Вятского региона), так и золотоносные породы Украинского щита.

По данным ЦНИГРИ, совершенно иной облик имеет свободное золото, концентрирующееся во фракции $-0.5...+0.14$ мм. Оно представлено пластинчатыми интерстициальными формами с тонкими загибами краев и признаками регенерации в

виде наростов ультрамелких сферических частиц золота; распространены также скелетные кристаллы без каких-либо следов окатывания и истирания. Иными словами, это свободное золото не является кластогенным, а представляет собой результат раннедиагенетических и эпигенетических процессов, протекавших в рудных песках. Об этом свидетельствует и тот факт, что нередко золото находится в сростании с глауконитом, апатитом, глинистыми минералами, а также образует ажурные сростки с кварцем, цементируемые гидроксидом Fe, причем кварц в этих агрегатах представлен кривоугольными формами, которые представляют собой фигуры растворения. Установлен также факт нарастания пленочного золота на зерна циркона (данные ЦНИГРИ). По-видимому, “источником” этого золота является связанное золото, заключенное в глинистой матрице, фосфатах и других аутигенных минералах, суммарная доля которого в песках месторождения Центральное составляет, по разным оценкам, 60–69%.

АУТИГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Главными аутигенными минералами рудных песков являются глауконит и фосфаты.

Глауконит, присутствующий в песках в количестве первых процентов, сосредоточен, как указывалось выше, в основном в классе $-0.25...+0.063$ мм с пиком в классе $-0.15...+0.074$ мм. Он представлен темно-зелеными, реже черными зернами округлой формы, иногда изометричными зернами со сглаженными гранями; нередко зерна гроздевидного строения. Глаукониты месторождения Центральное, как и вообще все глаукониты терригенной формации сеномана центральной части Русской платформы, отражают существовавшую в это время гумидную обстановку с глубоким прогревом прибрежных водных масс, на что обращают внимание В.И. Сиротин с соавторами [2005], изучавшие распределение редких земель в глауконитах рассматриваемого района.

В осадках верхнего сеномана и нижнего сантона глауконит присутствует в виде рассеянных зерен и входит в состав желваковых фосфоритовых конкреций. Он является постоянной составной частью песчанистых и глинистых разностей рудных песков месторождения, причем распределен по разрезу неравномерно, максимальное содержание его приурочено к фосфорит-содержащим пластам. Глауконит представлен несколькими разновидностями: темнозелеными окатанными изометричными или гроздевидными зернами с включениями ильменита или кварца; маложелезистой глобулярной массой, образующей псевдоморфозы по полевому шпату и слюдам в выщелоченных радиоляритах; бледнозеленой мелкозер-

Таблица 2. Минеральный состав фосфоритов из рудных песков месторождения Центральное (по данным ГИРЕДМЕТ и ИМГРЭ)

Минералы	Классы крупности, мм				
	+10	+5	+2.5	+1.0	+0.56
Фосфаты	50–55	45–46	40	15–20	5–20
Глауконит	5	6	7	3.5	5
Цеолиты	1	1	1	0.5–1	1
Гидроксиды железа	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Глинистые агрегаты	–	–	–	0.5–1	0.5
Кварц	35	40–42	45–47	65–70	75–80
Полевые шпаты	0.5	0.5	0.5–1.0	1.0	1.5
Рудные минералы	4	4	4	0.5–1.0	1.0
Прочие кластогенные минералы	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

нистой массой в ассоциации с глинистыми минералами, характеризующейся микроагрегатной поляризацией. Преобладает зернистый глауконит размерностью 0.05–0.75 мм, окрашенный в зеленый цвет различной интенсивности, что обусловлено различным содержанием Fe. Минеральный состав песков свидетельствует о формировании глауконита как непосредственно в зоне фосфатообразования на раннем этапе отложения осадка, так и вне ее, в зоне отложения песчано-глинистых фракций. Образование глауконит-содержащих песков происходило на различном удалении от береговой линии, что обусловило различный состав и морфологию зерен глауконита.

Фосфатные минералы составляют более 3% общего состава рудных песков, резко доминируя в крупных фракциях (более 2.5 мм), где их доля достигает нескольких десятков процентов. Они представлены конкреционными образованиями сложного состава (табл. 2), включающими в себя как сами фосфаты и другие аутигенные минералы, так и кластогенные минералы песков, доля которых в составе конкреций колеблется от 30 до 80%, достигая максимума в фосфоритах мелких классов (75–80%). Доля рудных минералов, заключенных в конкреции, в среднем составляет около 4%.

Фосфориты месторождения Центральное локализованы в двух соприкасающихся горизонтах верхнего сеномана и нижнего сантона. Верхний фосфоритовый пласт приурочен к основанию сантонских отложений и входит в состав вскрышных пород титан-циркониевых песков, а нижний пласт – к кровле верхнего сеномана и сложен кварцевыми песками со сгруженной галькой пес-

чанистых фосфоритов, обломками фосфатизированной фауны и ископаемых зубов акул (“акулий горизонт”). Основная масса фосфоритов верхнего пласта составляет класс +0.5 мм, а нижнего – +2 мм. Фосфориты насыщены органическими остатками размером от 50 мм и менее и состоят из скелетов губок, ядер гастропод и пелеципод, фосфатизированной древесины и фосфатизированных копролитов. Для фосфоритов месторождения Центральное характерны две формы нахождения – рассеянные зерна (пеллеты) и желваковые конкреции. Фосфаты представлены несколькими модификациями: землистой скрытокристаллической, плотной оолитоподобной массой и угловатыми зернами. Наиболее распространен фосфат светлого цвета, образующий пеллеты в цементе обломков и стяжений фосфатизированных песчаников. Фосфаты представляют собой сложную многокомпонентную смесь, состоящую из ультрамикроскопических фаз, которые в процессе старения раскристаллизовываются в кристаллический апатит и флюорит. Микроскопическое изучение фосфатизированных пород выявило несколько модификаций фосфатов: скрытокристаллическую, кристаллическую радиально-лучистую с низким двупреломлением, изометричную порошкообразную и кристаллическую апатитоподобную, что свидетельствует о процессе раскристаллизации фосфатного вещества. В песчано-глинистых разностях фосфаты образуют цемент базального типа с аутигенным кремнеземом в виде остатков радиолярий и спикул губок, которые замещаются опалом и кремнисто-фосфатной тонкодисперсной смесью. В песчанистых разностях наиболее распространены фосфориты в виде желваков радиально-лучисто-

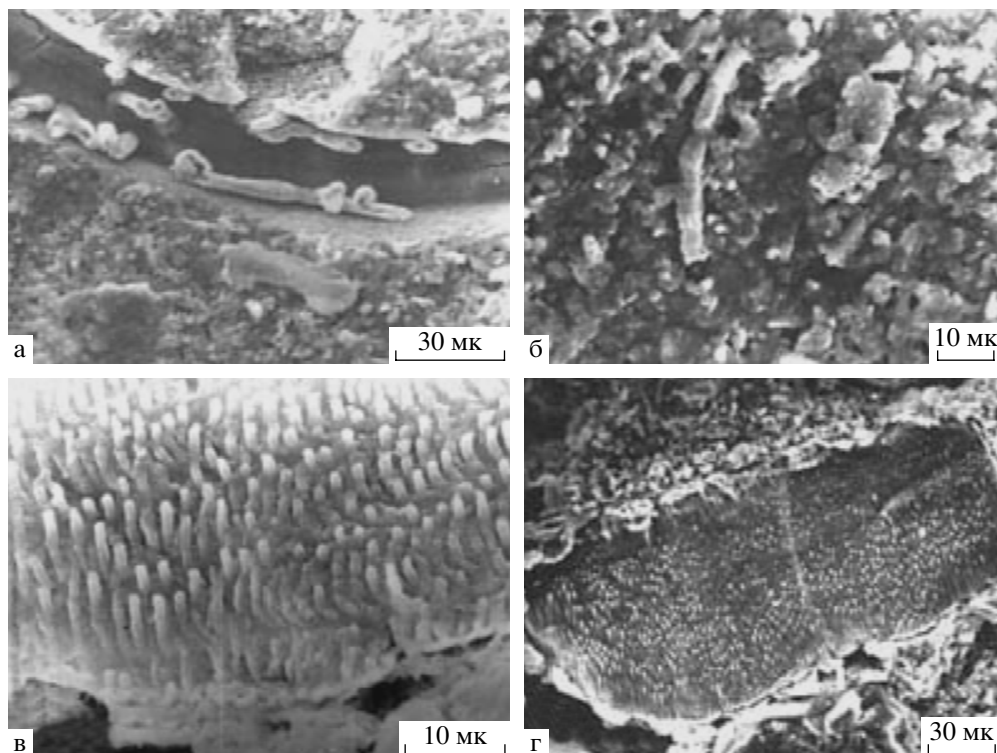


Рис. 9. Изображения в отраженных электронах (СЭМ) желваковых фосфоритов месторождения Центральное. а – структура фосфата с цианобактериями; б – микробные остатки кокковидных матов; в – фосфат с бактериальными матами цианобактерий; г – фосфат с обломками органогенных структур (аналитик Е.А. Жегалло).

го строения. По данным химического анализа, желваковые фосфориты характеризуются более высокой железистостью по сравнению с микрозернистыми. Содержание Au в фосфоритах, по данным количественного спектрального анализа, составляет 0.5 г/т.

Изучение фосфатоносных образований в верхнемеловых отложениях месторождения Центральное представляет крайне интересную задачу, т.к. способствует восстановлению обстановок их формирования и механизма процесса фосфатообразования, ключевым вопросом которого является соотношение хемогенных и биогенных процессов. Вопрос о природе фосфоритов и в том числе зернистых, характеризующихся максимальными концентрациями фосфора в осадочной оболочке Земли, до сих пор остается дискуссионным [Школьник, 1999; Холодов, Пауль, 2001; Батурин, 2003].

Применение электронной сканирующей микроскопии при изучении ультрамикроструктур фосфатов рассматриваемого объекта выявило наличие различных микробных групп, среди которых наиболее распространены обломки спикул губок, раковин фораминифер, а также микробные остатки кокковидных матов и цианобактерий (рис. 9), т.е. показало присутствие изначально биогенных образований, в различной сте-

пени замещенных фосфатом. Фосфатные зерна, слагающие фосфорит, в основной своей массе представляют детрит, т.е. фрагменты различных организмов, и фосфорит в целом является обломочной породой [Гореликова и др., 2000]. По мнению С.Ю. Маленкиной [2003], замещение органических остатков фосфатом кальция началось немедленно после их бактериального разложения, и замещение кремнезема и карбоната фосфором происходило в еще нелитифицированном осадке, т.к. фосфатизации подвергалось нераскристаллизованное вещество.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, многократная перестройка областей суши и моря привела к тому, что к сеноманскому времени основную роль в формировании минеральных парагенезисов комплексных прибрежно-морских россыпей, безусловно, играли осадочные породы, развитые в пределах обширной суши, занимавшей пространство от Белорусского свода, сложенного породами девона и карбона, до левобережья Волги, сложенного породами, отчасти, юры и нижнего мела. Незначительный вклад имела также островная суша, существовавшая на месте Воронежского свода. На регрессивной стадии развития сеноманского бас-

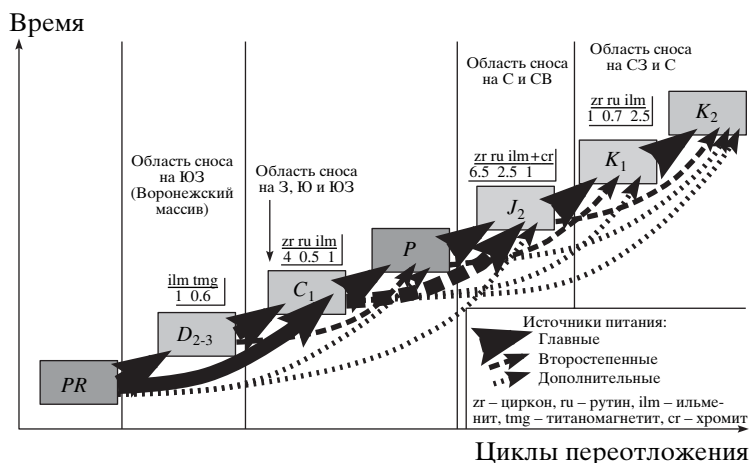


Рис. 10. Схема поступления и переотложения кластогенных минералов в рудные пески месторождения “Центральное”.

Символами обозначены минералы: ilm – ильменит, tmg – титаномагнетит, ru – рутил, zr – циркон, cr – хромит; цифрами обозначено соотношение рудных минералов.

сейна, с которой связано формирование месторождения Центральное и других позднеэоценовых россыпей Рассказовского района, значительная часть обломочного материала, выносимого в прибрежную зону, поступала также за счет переотложения осадков, слагающих первичную приморскую равнину эоценового возраста.

Казалось бы, в этой ситуации можно было ожидать определенной унаследованности состава минеральных парагенезисов эоценовых россыпей от более древних россыпных формаций, в частности, от юрской россыпной формации Среднего Поволжья, характеризующейся повышенным содержанием хромита, и располагающейся западнее аптских россыпей Рязанско-Скопинской зоны и Орловско-Тамбовского свода с высоким содержанием ставролита. Однако такие признаки отсутствуют, на что впервые обратили внимание С.И. Гурвич и А.М. Болотов [1968]. Указанное обстоятельство свидетельствует в пользу того, что аптские пески в эоценовое время были перекрыты морем и выведены из области размыва. Обращает на себя внимание также более мелкий медианный размер основных рудных минералов верхнеэоценовой россыпной формации по сравнению с таковыми в аптских песках, которые в основном формировались в высокоэнергетических обстановках пляжевой зоны. Важными отличительными признаками минеральных ассоциаций верхнего эоцена служат также повышенное содержание в песках полевых шпатов и достаточно высокая доля эпидота, не свойственная более древним россыпям и могущая служить указанием на недостаточно глубокое выветривание пород в области сноса. Большинство исследователей склоняется к тому, что основным источ-

ником рудных минералов для указанных россыпей послужили пермские породы, развитые в пределах этой северной суши, в то время как Воронежский свод может рассматриваться лишь как дополнительный источник материала. Представленная на рис. 10 предполагаемая принципиальная схема последовательного переотложения тяжелых минералов в области седиментационных бассейнов, существовавших на месте Рассказовского россыпного района, показывает, что от этапа к этапу не только “включались” новые промежуточные коллекторы – источники тяжелых минералов, но и сохранялось влияние ранее сформированных осадочных комплексов с присущими им минеральными парагенезисами.

В настоящей статье не рассматриваются процессы, имевшие место после отложения основной продуктивной пачки верхнеэоценовых песков, приведшие к формированию субэоценового дюнного комплекса (условно датируемого туроном), а также последующее переотложение части рудных минералов в базальные слои сантонского яруса, детально рассмотренные в работах [Бардева, 1999; Patyk-Kara et al., 1999, и др.]. Цель ее – привлечь внимание к проблеме формирования минеральных парагенезисов комплексных россыпей тяжелых минералов, которые складываются в процессе длительного переноса и многократного переотложения кластогенных частиц, обладающих сходными гидравлической крупностью, миграционными возможностями и способностью концентрироваться в весьма узком диапазоне крупности. Это – принципиально новые минеральные парагенезисы, лишь в ограниченной мере наследующие исходные особенности минеральных парагенезисов питающих провинций и, в

первую очередь, отражающие последовательную смену седиментационных обстановок. Влияние областей сноса сводится к появлению тех или иных минеральных ассоциаций, дополняющих комплекс основных рудных минералов, в то время как основная рудная ассоциация: ильменит-лейкоксен-рутил-циркон является “сквозной” для всех типов комплексных россыпей тяжелых минералов. Высокая степень корреляционных связей внутри нее отражает уровень гравитационной сепарации кластогенных частиц и является “мерой” завершенности рудного (россыпного) процесса.

При написании статьи использованы фондовые материалы, а также данные аналитических исследований, выполненных Л.О. Магазиной (ИГЕМ РАН), С.Е. Борисовским (ИГЕМ РАН), Е.А. Жегалло (ПИН РАН). Всем указанным исследователям авторы приносят искреннюю благодарность.

Работа выполнялась в рамках Программы Фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения” (проект “Геодинамическая позиция, генетические особенности, условия формирования и проблема комплексного освоения крупных ископаемых титано-циркониевых россыпей (на примере Центрального и других месторождений России)”) и Научной школы НШ-2082.05.2003, при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-05-64722).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас палеогеографических карт и палеонтологических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления масштаба 1 : 5 000 000 / Под ред. Виноградова А.В., Наливкина В.Д., Рогова А.Б., Хаина В.Е. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Бардеева Е.Г. Локальные обстановки формирования комплексных титано-циркониевых россыпей в осдочном чехле платформ (на примере месторождений “Центральное” и “Обуховское”) / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1999. 20 с.
- Батулин Г.Н. Цикл фосфора в океане // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 126–146.
- Беляев В.И., Иванов Д.А. Продуктивные титан-циркониевые формации фанерозоя Воронежской антиклизы // Вестник Воронежского университета. Серия геология. 2000. Вып. 9. С. 138–151.
- Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Титан России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. Обзор. М.: Геоинформмарк, 1996. 47 с.
- Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Осокин Е.Д. Цирконий России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье. № 2. М.: ВИМС, 1998. 120 с.
- Гореликова Н.В., Школьник Э.Л., Жегалло Е.А. и др. Роль биоса в формировании фосфоритов месторождения Центральное (Восточно-Европейская платформа) // Прикладная минералогия в решении проблем прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Тез. докл. научно-практической конференции. М.: ВИМС, 2001. С. 17.
- Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. С. 170–196.
- Иконников Н.Н. Новая перспективная фосфатонная провинция // Разведка и охрана недр. 1989. № 10. С. 13–15.
- Луцаков А.В., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Нетрадиционные источники получения золота: проблемы и пути решения // Минеральное сырье. № 9. М.: ВИМС, 2001. 82 с.
- Маленкина С.Ю. Геология и условия формирования сеноманских и кампанских фосфатонных отложений Воронежской антеклизы / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ИЛ РАН, 2003. 24 с.
- Патык-Кара Н.Г. Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 494–508.
- Патык-Кара Н.Г., Шевелев А.Г. Неоднородность минерального состава комплексных полиминеральных россыпей // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 2. С. 132–145.
- Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Бардеева Е.Г., Шевелев А.Г. Минералогия россыпей: современные подходы и решения // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 451–465.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ. Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы / Под ред. Лаврова Н.П., Патык-Кара Н.Г. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
- Секретарев И.Е., Китаев В.В. Новые данные о геологическом строении Центрального титано-циркониевого месторождения и технологическая оценка его руд (Геология, методы поисков и разведки месторождений черных металлов: Экспресс-информация. № 3). М.: ВИАМ, 1971. 11 с.
- Сиротин В.И., Шатров В.А., Коваль С.А., Бугельский Ю.Ю. и др. Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антиклизы и их палеогеографическое значение // Литология и полез. ископаемые. 2005.
- Словарь по геологии россыпей / Под ред. Шилов Н.А. М.: Недра, 1985. 197 с.

- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Геохимия и металлогения фосфора в юрско-меловое время на русской платформе // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 227–243.
- Школьник Э.Л., Тан Тянь-Фу, Еганов Э.А., Розанов А.Ю. и др.* Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. 206 с.
- Grey I.E., Reid A.F.* The structure of pseudorutile and its role in the natural alteration of ilmenite // American Mineral. 1975. V. 60. P. 898–906.
- Grey I., MacRae C., Nicholson T.* Alteration of ilmenite in the Murray basin – implication for processing. Murray Basin Mineral Sands Conference. April 21–23, 1999. Melbourne: Australian Inst. of Geosc., 1999. № 26. P. 129–138.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C.* Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge, 1973. 91 p.
- Patyk-Kara N.G., Bardeeva E.G., Shevelev A.G.* Titanium-zirconium placers in the sedimentary cover of platforms // Episodes. 1999. V. 22. № 2. P. 89–98.
- Patyk-Kara N.G.* Evolution of placer formation in northeastern Eurasia (Russia). 11th Symposium IAGOD. Abstracts. Windhoek, 2002.