

125807

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
(ИГЕМ РАН)

Н.Г.Патык-Кара

# МИНЕРАГЕНИЯ РОССЫШЕЙ



ТИПЫ  
РОССЫШНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ



УДК 553.068  
ББК 26.0  
П 20

**Патык-Кара Н.Г. Минерогения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с., 18 табл., 153 рис., 410 библ. наим., 24 с. цв. илл.**

В монографии излагаются принципы регионального минерогенического анализа россыпей, позволяющие вести комплексную оценку сырьевого потенциала полиминеральных россыпных районов и провинций.

Охарактеризованы факторы, контролирующие формирование россыпей и их размещение в структурах земной коры - россыпеобразующие формации, миграционная способность россыпеобразующих минералов и условия возникновения концентраций промышленного уровня, факторы морфоструктурного и геоморфологического контроля, литогенетические факторы, критические условия формирования крупных и суперкрупных россыпей, а также принципы типизации россыпных площадей ранга районов и провинций - тектоно-геоморфологическая эволюция территорий, россыпные формации и ряды россыпных формаций, принципы выделения россыпных площадей различного ранга. Проведен анализ региональной минерогении россыпных провинций и мегапровинций, отвечающих основным типам структур земной коры: древних щитов и платформ (Восточно-Европейской, Северо-Американской и Восточно-Сибирской платформ, платформ Гондванского типа), разновозрастных орогенно-складчатых поясов и областей (палеозойских, мезозойских, кайнозойских), молодых платформ на палеозойском основании (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской, Европейской), современных шельфов пассивных и активных континентальных окраин. Охарактеризована эволюция россыпей в истории Земли. Высказываются соображения о перспективах сырьевого потенциала россыпей за счет объектов нетрадиционного типа, ископаемых россыпных формаций, а также меняющейся конъюнктуры рынка, возможностей прогрессивных технологий поисков, разведки и отработки россыпных месторождений и принципов их комплексной оценки.

Книга предназначена для широкого круга специалистов в области геологии месторождений полезных ископаемых.

**Patyk-Kara N.G. Minerageny of placers: types of placer bearing provinces. Moscow: IGEM RAS, 2008. 528 p., 18 tab., 153 fig., 410 ref., 24 p. color ill.**

The monograph summarizes principles of regional mineragenic analysis, which permits integrated assessment of resource potential with reference to placer deposits within polymineral regions or provinces.

Factors that control placer formation and setting in the Earth's crust structures are described: placer-forming formations; migratory capacities of placer-forming minerals and conditions for the mineral concentration up to commercial level; factors of morphostructural and geomorphic control; critical conditions for large and super-large placer formation. Besides, principles of typification of placer-bearing areas of region and province rank are considered, including tectonic and geomorphic evolution of the areas, placer formations and series of placer formations, as well as principles of identification of placer areas different in their rank. The monograph contains an analysis of regional placer minerageny within placer provinces and mega-provinces corresponding to the principal types of the Earth's crust structures. The placer minerageny is considered (following a single scheme and using specific examples) with reference to ancient shields and platforms (East European, North American and East Siberian platforms, and platforms of the Gondwana type); orogenic folded belts of various age (Paleozoic, Mesozoic, Cenozoic); young platforms on Paleozoic basement (West Siberian, Turanian, Scythian, European); modern shelves on passive and active continental margins. Placer evolution is characterized through the Earth's geological history. Some considerations are given regarding prospects of placer potential increase by way of exploiting placers of non-conventional types and fossil placers, with due regard to varying market conditions, growing potential of advanced technologies in search for placer deposits, their exploration and development. Principles of the placer integrated assessment are stated.

The book is intended for specialists in geology of mineral deposits.

**Главный редактор:  
академик Н.П.Лаверов**

**Ответственный редактор:  
кандидат физ.-мат. наук И.А.Чижова**

**Рецензент:  
доктор геол.-мин. наук Ю.В.Шумилов**

**ISBN 978-5-88918-009-8**

Книга издана при финансовой поддержке Научной школы НШ-147.2008.5 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ-2



© Н.Г.Патык-Кара, 2008  
© ИГЕМ РАН, 2008

---

---

## Содержание

---

---

Предисловие.....	7
Введение.....	9
<b>Глава 1. Факторы, контролирующие размещение россыпных месторождений в структурах земной коры.....</b>	<b>15</b>
1.1. Россыпеобразующие рудные формации.....	16
1.2. Миграционная способность минералов россыпей и граничные условия среды россыпеобразования.....	32
1.3. Трансформация минеральных парагенезисов россыпей.....	43
1.4. Региональный морфоструктурный и геоморфологический контроль.....	47
1.5. Литогенез и россыпеобразование ( <i>при участии Б.В.Малкина</i> ).....	50
1.6. Условия возникновения крупных россыпных месторождений.....	66
<b>Глава 2. Принципы типизации россыпеносных площадей.....</b>	<b>81</b>
2.1.Тектоно-геоморфологическая эволюция как основа типизации россыпеносных площадей. Россыпные формации.....	81
2.2. Ископаемые россыпи и россыпные формации.....	86
2.3. Ряды россыпных формаций.....	92
2.4. Ранги россыпных площадей и принципы их выделения.....	100
<b>Глава 3. Особенности россыпной минерагении древних платформ.....</b>	<b>109</b>
3.1. Общие предпосылки формирования и сохранности россыпей в пределах древних платформ.....	109
3.2. Россыпная минерагения платформ Северного полушария.....	117

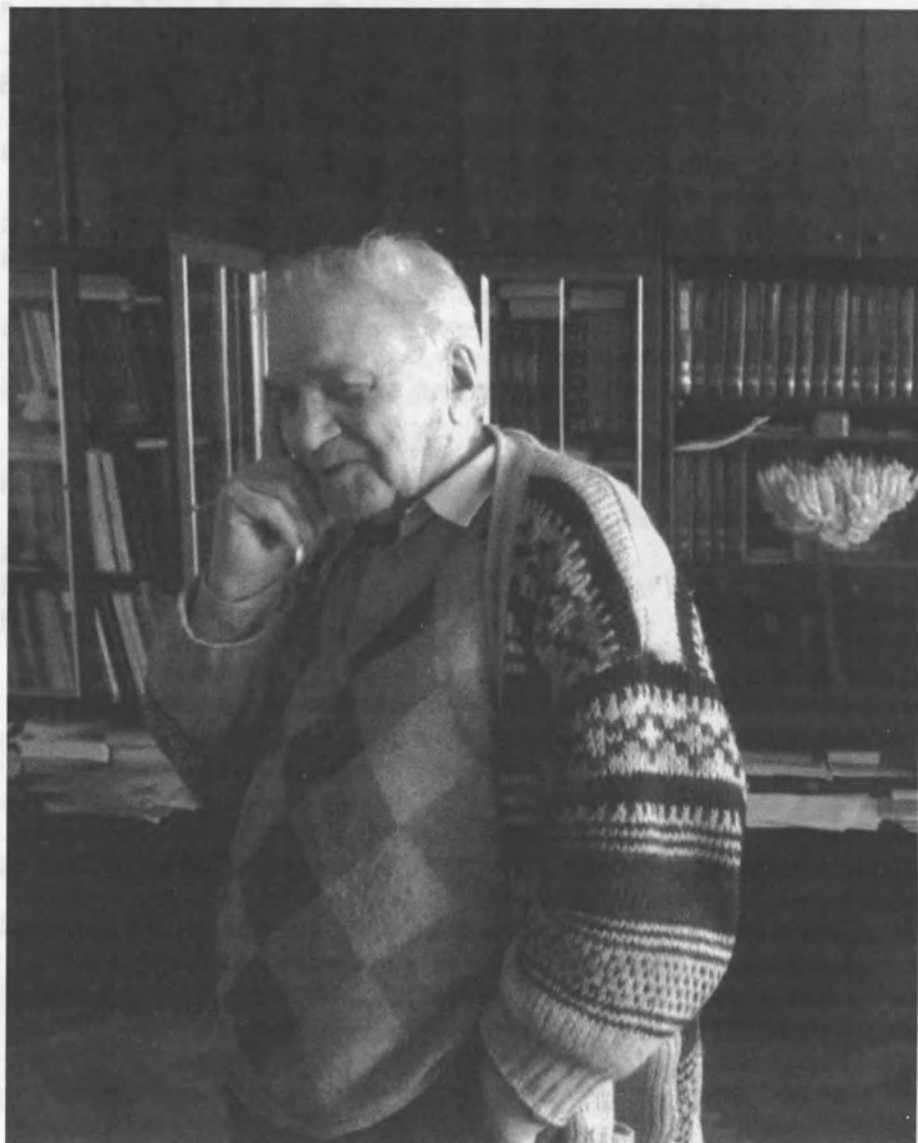
3.2.1. Особенности россыпной минерации Восточно-Европейской платформы.....	117
3.2.2. Особенности россыпной минерации Северо-Американской платформы.....	138
3.2.3. Особенности россыпной минерации Восточно-Сибирской платформы.....	144
3.3. Россыпная минерация платформ Южного полушария.....	180
3.3.1. Общие черты россыпной минерации платформ Южного полушария.....	181
3.3.2. Россыпная минерация Африканской платформы (при участии Б.В.Малкина и Б.А.Богатырева).....	187
3.3.3. Россыпная минерация Южно-Американской платформы (при участии Б.В.Малкина и Б.А.Богатырева).....	225
3.3.4. Россыпная минерация Индостанской платформы.....	240
3.3.5. Россыпная минерация Австралийской платформы.....	249

#### **Глава 4. Россыпная минерация орогенных покровно-складчатых поясов.....**

263

4.1. Россыпные провинции древних орогенно-складчатых поясов.....	267
4.1.1. Тимано-Уральская россыпная мегапровинция.....	267
4.1.2. Россыпные мегапровинции и провинции Центрально-Азиатского складчато-орогенного пояса (общая характеристика).....	290
4.1.3. Казахстанская россыпная мегапровинция.....	291
4.1.4. Алтае-Саяно-Монголо-Забайкальская россыпная мегапровинция.....	299
4.1.5. Россыпная минерация Тянь-Шаня и прилегающих киммерийско-альпийских сооружений.....	333
4.1.6. Восточно-Австралийская россыпная мегапровинция.....	336
4.1.7. Россыпная мегапровинция Палео- и Мезоевропы.....	348
4.2. Россыпная минерация мезозойских и альпийских орогенных покровно-складчатых поясов (мезозоиды, альпиды).....	354

4.2.1. Россыпная мегапровинция Северо-Востока Азии.....	355
4.2.2. Россыпная мегапровинция Северо-Американских Кордильер.....	373
4.2.3. Россыпная минерагения мезозоид Восточной и Юго-Восточной Азии.....	400
4.2.4. Россыпная мегапровинция Южно-Американских Кордильер.....	417
4.2.5. Россыпная провинция Новой Зеландии.....	424
4.2.6. Россыпная минерагения альпид Альпийско-Гималайского подвижного пояса.....	428
<b>Глава 5. Россыпная минерагения молодых платформ.....</b>	<b>439</b>
5.1. Общие черты россыпной минерагении молодых платформ.....	439
5.2. Россыпная минерагения Западно-Сибирской платформы.....	440
5.3. Россыпная минерагения Скифской и Туранской плит.....	446
5.4. Россыпная минерагения других плит.....	450
<b>Глава 6. Россыпная минерагения современного островодужного комплекса.....</b>	<b>457</b>
<b>Глава 7. Минерагения и типы россыпных мегапровинций современных шельфовых областей.....</b>	<b>467</b>
7.1. Постановка проблемы.....	467
7.2. Типы шельфовых областей и их россыпная минерагения.....	470
7.3. Минерагеническая специализация кайнозойских шельфовых россыпных провинций и мегапровинций (на примере России).....	474
7.4. Особенности кайнозойского литогенеза шельфовых областей и его влияние на россыпеобразование.....	479
7.5. Эволюция россыпеобразования в шельфовых областях России.....	481
<b>Заключение. Эволюция россыпеобразования в истории Земли.....</b>	<b>493</b>
<b>Литература.....</b>	<b>501</b>
<b>Приложение. Цветные иллюстрации.....</b>	<b>П1</b>



*Памяти академика  
Николая Алексеевича Шило  
(1913-2008 гг.)  
посвящается*

---

---

## Предисловие

---

---

Уважаемые читатели!

Представляемая Вам монография является последним трудом замечательного человека - геолога, крупного широко известного ученого, ведущего специалиста в геологии россыпных месторождений - Натальи Георгиевны Патык-Кара. Ее скоростижная кончина является непоправимой утратой для всех коллег по работе, многочисленных почитателей ее таланта исследователя и организатора северных сложных экспедиций, интересных семинаров и конференций.

Россыпные месторождения известны и осваиваются человеком более трех тысячелетий. На протяжении длительного времени они служили и продолжают служить важным источником разнообразных видов минерального сырья. Они, как правило, могут быстро вводиться в разработку, отличаются лучшими технико-экономическими показателями освоения по сравнению с коренными месторождениями. Многие полезные ископаемые, добываемые из россыпей, прежде всего золото, алмазы, платиноиды, цирконий, титан, редкие земли, пользуются стабильным спросом и принадлежат к стратегическим видам сырья. Они мало подвержены конъюнктурным колебаниям и служат надежным источником валютных поступлений. В последние 20 лет добыча полезных ископаемых из россыпей не сокращалась. Были открыты новые крупные и уникальные месторождения золота, олова, платиноидов, алмазов и других видов сырья, зачастую представленные нетрадиционными промышленными типами месторождений. Из россыпей стали извлекать рудные минералы, заключенные в обломках гравийного и галечного материала, и наноразмерные зерна минералов, концентрирующиеся в авлелритах высокоглинистых осадков. Значительный экономический интерес приобрели техногенные россыпи, отвалы горных предприятий.

В монографии развивается общая теория россыпеобразования в том ее направлении, которое заложено в трудах академика Н.А.Шило, рассматривавшего формирование рудоносных россыпей как составную часть общего процесса дифференциации вещества в ходе рудообразования на поверхности Земли.

Такой подход позволяет автору рассмотреть различные аспекты формирования и сохранности россыпей в условиях эволюции основных структур земной коры и ландшафтов ее поверхностной зоны.

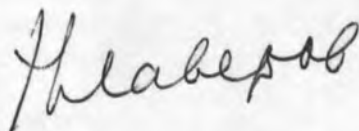
Постановка и решение этой проблемы базируется на мировом уровне знаний о закономерностях формирования и размещения россыпей, на практических результатах геологоразведочных работ в России.

В монографии хорошо обосновано положение о том, что россыпи представляют собой сложные в геохимическом отношении объекты. В их наблюдающемся облике проявлены предшествующие (подготовительные), синрудные и пострудные процессы. Рассмотрены причины неоднородностей

их структуры. Выделены основные эпохи россыпеобразования в истории Земли и в пределах отдельных мегапровинций. Предложена концепция комплексной оценки россыпных месторождений с учетом всех полезных компонентов, как в виде собственных минералов, так и в виде примесей в промышленных минералах.

Эта работа Н.Г.Патык-Кара посвящена памяти ее учителя - академика Николая Алексеевича Шило. Однако, к сожалению, она стала ее последним трудом, помогающим сохранить память и о себе.

Вице-президент  
Российской академии наук,  
академик



Н.П.Лаверов



---

---

## Введение

---

---

Россыпи - крупнейшая по своему минеральному многообразию группа месторождений седиментогенной природы, занимающая вполне определенное место в осадочной оболочке Земли. Россыпи как тип месторождений определяется как "скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков или агрегатов те или иные ценные россыпеобразующие минералы в концентрациях, которые могут представлять промышленный интерес" (Словарь..., 1985). Будучи продуктом гравитационной сепарации, россыпи формируются на разных этапах миграции рудного вещества в достаточно широком диапазоне морфоструктурных и литогенетических обстановок. В составе россыпных месторождений встречаются многие виды полезных ископаемых, среди которых ценные и дефицитные виды минерального сырья, такие как золото, минералы платиновой группы, алмазы, титан, цирконий, олово, вольфрам, многие редкие, в том числе редкоземельные, металлы, ювелирные и поделочные камни.

Основные положения геологии россыпей, содержащиеся в работах К.Рейборна и Г.Мильнера за рубежом, а в России в трудах Н.К.Высоцкого, Э.Э.Анерта, П.К.Яворовского, Ю.А.Билибина, Н.А.Шило, И.С.Рожкова, Ю.П.Казакевич и многих других исследователей, были сформулированы главным образом на примере мономинеральных россыпных месторождений, прежде всего золота и минералов платиновой группы. Это определило тот факт, что классическая теория россыпеобразования первоначально строилась на совокупности представлений об условиях концентрации минералов преимущественно повышенной плотности. Начиная со второй половины 1940-х годов и, в особенности, в 1950-е годы стала развиваться отечественная геология россыпей минералов, обладающих повышенной миграционной способностью, прежде всего алмазонасных россыпей (А.А.Кухаренко, В.С.Трофимов, И.С.Рожков, Б.И.Прокопчук и др.), а также комплексных титано-циркониевых (редкометалльно-титановых) россыпей, развитых в береговых зонах конечных седиментационных бассейнов морей и океанов (А.А.Аксенов с соавторами, В.Г.Ульст с коллегами, С.И.Гурвич, С.Н.Цымбал и Ю.А.Полканов, В.А.Блинов и многие другие). Эти научные направления, объектом которых являлись минералы, характеризующиеся специфическими условиями концентрации и занимающие соответственно разную позицию в потоке миграции вещества на поверхности суши, развивались параллельно и во многом изолировано от учения о россыпях минералов повышенной плотности (золота и платиноидов). Эволюция этих воззрений хорошо прослеживается в материалах Всесоюзных, а с 1994 г. Международных, совещаний по геологии россыпей<sup>1</sup>, проводимых Научным советом по рудообразованию с четырехлетней периодичностью, начиная с 1959 г.

<sup>1</sup> Начиная с X совещания, включившего в себя также тематику рудоносных кор выветривания и проходившего под титулом "Россыпи и месторождения кор выветривания".

Крупнейшими отечественными научными обобщениями в области геологии россыпных месторождений последнего десятилетия следует считать фундаментальный труд Н.А.Шило "Учение о россыпях" (2000, 2002), а также коллективный труд "Россыпные месторождения России..." (1997), монографию А.А.Константиновского "Палеороссыпи..." (2000), коллективную монографию "Россыпи алмазов Мира" (2005) и ряд других.

За последние годы в зарубежной геологической литературе также появилось множество работ, обобщающих новые данные по геологии отдельных минеральных типов россыпей и россыпных провинций с позиций новых тектонических гипотез, представлений об эволюции Земли и особенностях миграции твердого вещества на ее поверхности. Часть из них вошла в тематические сборники и специализированные выпуски таких изданий, как *Economic Geology*, *Quaternary Geology*, *Quaternary Ore Geology Review*, а также в материалы конференций IAGOD-МАГПМ (Виндхук, 2002; Владивосток, 2004; Москва, 2006), SGA (Афины, 2003), TIN-2000 (Соколов, 2000), FLAG (Клермон-Ферран, 2002), труды X-XIII Международных симпозиумов "Россыпи и месторождения кор выветривания", регулярно проводимых международных конференций по россыпным месторождениям тяжелых минералов, и другие издания. Среди наиболее цитируемых зарубежных авторов последнего десятилетия - специалистов в области россыпной геологии - должны быть упомянуты W.E.L.Minter, B.G.Els, P.G.Eriksson, J.Youngson, D.Craw, R.H.T.Garnet, N.G.Basset, M.C.J.De Wit, G.W.Lowley, P.E.Carling, J.Krason, K.Stanaway.

Следует также напомнить, что устойчивый интерес горнодобывающей промышленности к россыпным месторождениям обусловлен возможностью получения из них высококачественных концентратов при сравнительно невысоком уровне затрат, а также возможностью их ускоренной оценки и освоения. Все это способствует быстрому введению россыпей в эксплуатацию и, одновременно, сравнительно быстрому их истощению, что порождает мнение о том, что основные россыпные месторождения уже открыты и отработаны. Эта точка зрения, с завидной регулярностью высказываемая в печати, опровергается тем, что и в России, и во всем Мира в последние десятилетия были открыты новые крупные и уникальные россыпные месторождения золота, олова, минералов платиновой группы, алмазов и другие, которые были выявлены как в старых россыпных горнодобывающих регионах с развитой инфраструктурой, так и в новых районах и провинциях, ранее считавшихся бесперспективными на россыпи; многие отработанные ранее крупные россыпные месторождения продолжают эксплуатироваться за счет сформированных на их месте техногенных россыпей.

К настоящему времени на территории России выявлены, разведаны и в различной степени освоены многие тысячи россыпей<sup>2</sup> различных видов минерального сырья, образующих в совокупности россыпные районы, зоны и провинции. Стандартным подходом к изучению особенностей их пространственного размещения, эволюции и геолого-экономической оценке до

<sup>2</sup> Составленная в ИГЕМ РАН База данных "Россыпные месторождения России" насчитывает на 01.09.2007 г. более 3600 объектов.

последнего времени оставался узкий специализированный ("пометалльный") подход, отвечающий задачам оценки запасов и ресурсов определенного вида минерального сырья, при котором не учитывается (или учитывается в малой мере) возможное совмещение разнотипной россыпной минерализации в пределах россыпеносных площадей различного ранга и ценность попутных компонентов, заключенных в россыпях. Вместе с тем, большинство россыпных провинций являются полиминеральными при доминировании одного или нескольких полезных компонентов в россыпях, что определяет важнейшее значение сопряженного анализа россыпных объектов и площадей с разным минерагеническим профилем.

В настоящей монографии поставлена задача регионального минерагенического анализа россыпеносных площадей ранга мегапровинций, провинций и районов. Ее постановка и решение учитывают: а) современное состояние учения о россыпях, наиболее полно обобщенное в трудах академика Н.А.Шило - признанного лидера российской школы геологии россыпей; б) достигнутый уровень в решении фундаментальных и прикладных задач россыпной геологии в отечественной практике и за рубежом, обобщенный в трудах международных и региональных совещаний и конференций<sup>3</sup>; в) результаты геолого-разведочных работ на конкретных площадях, приведшие в последние три десятилетия к выявлению новых россыпных месторождений, районов и даже целых россыпных провинций.

Сама постановка проблемы и пути ее решения существенно отличаются от других разработок в этом направлении комплексным подходом, предполагающим анализ всего многообразия типов и видов россыпей, образованных минералами, миграционная способность которых реализуется в весьма широком диапазоне условий. Это позволяет рассмотреть различные аспекты формирования россыпей и их сохранности в контексте сквозного сравнительного минерагенического анализа основных типов структур земной коры. В этом исследовании мы опираемся на следующие базовые подходы:

1. Отход от представления о россыпях как продуктах простейшего механического разделения обломочного вещества по плотности, крупности и гипергенной устойчивости, на смену которому пришло понимание россыпей как достаточно сложных в геологическом отношении объектов, характеризующихся специфическими процессами синрудного и пострудного преобразования вещества.

2. Признание роли "нетрадиционных" механизмов концентрации полезных компонентов в россыпях и выявление их аналогов в древних россыпеносных (металлоносных) осадочных формациях.

3. Восприятие россыпей как сложных систем с различными уровнями неоднородности структуры минеральных полей, обусловленных влиянием многих факторов регионального и локального характера.

<sup>3</sup> Перечислим лишь некоторые из них: X, XI, XII и XIII Международные Совещания "Россыпи и месторождения кор выветривания" (1994, 1997, 2000, 2005), Конференции "Heavy Minerals" (1999, 2003 и др.), специальные сессии, посвященные россыпным месторождениям на Конференциях по флювиальной седиментологии (1997, 2001), Конгрессы IAGOD-МАГРМ (2002, 2004, 2006).

4. Признание роли регионального эволюционного анализа современных и ископаемых обстановок россыпеобразования, сохранности и продуктивности ископаемых россыпных формаций фанерозоя (и более древних), обоснование и прослеживание основных эпох россыпеобразования в целом в истории Земли и в пределах отдельных мегапровинций/провинций и их связи с основными событиями геологической истории.

5. Концепция комплексной оценки и освоения россыпных месторождений, предполагающая учет всех полезных компонентов, как в виде собственных минералов, так и в виде примесей в промышленных минералах.

6. Сравнительный анализ минерагении россыпных мегапровинций, провинций и типовых районов россыпной металлоносности, особенностей их тектоно-геоморфологического развития и полиминерального профиля.

При этом учитывается, что комплексный (поликомпонентный) состав россыпей и сложный минерагенический профиль россыпных районов, а тем более провинций, определяется сочетанием целого ряда факторов разного ранга, а именно:

- комплексным составом самих россыпеобразующих минералов (многие редкометалльные и титан-редкоземельные минералы, минералы МПГ);

- полиминеральным составом руд коренного источника (оловянно-вольфрамовые, редкометалльные и другие россыпи);

- пространственным наложением разнотипной и разновозрастной минерализации (оловянно-киноварно-золотоносные, золото-жадеитовые россыпи, комплексные россыпи ювелирных камней);

- присутствием разновозрастных и разнотипных промежуточных коллекторов;

- сходством миграционной способности минералов (большинство комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов).

Написание настоящей монографии в значительной мере вызвано тем, что на фоне громадного потока информации (публикаций) по механизмам формирования россыпей, особенностям строения, состава и геолого-геоморфологической позиции отдельных типов месторождений обобщающие работы, посвященные региональной минерагении россыпей крупных регионов, особенно с позиций комплексного подхода, в отечественной литературе практически отсутствуют. Насколько удалось проследить, такая же картина складывается и в зарубежных публикациях<sup>4</sup>. Вместе с тем, очевидная необходимость сопряженного минерагенического анализа россыпей с учетом тектоно-геоморфологической эволюции структур земной коры в контексте современных тектонических концепций выступает особенно четко на фоне появившихся в последние годы крупных металлогенических обобщений, среди которых, в первую очередь, следует отметить сводные работы по геодинамике, магматизму и металлогении востока Евразии, выполненные под руководством А.И.Ханчука, Л.М.Парфенова, М.И.Кузмина и В.Нокленберга (Тектоника..., 2001; Mettalogeny..., 2004; Геодинамика..., 2006). К сожалению, как это часто

<sup>4</sup> Этот пробел мы в значительной степени пытались восполнить при координации работ в рамках Научной школы НШ-5324.2006.5, а в международном масштабе - в рамках Проекта IGCP-514 "Fluvial paleo-systems: evolution and mineral deposits".

бывает в металлогенических работах, минерагенический анализ собственно россыпей как крупной генетической группы месторождений полезных ископаемых занимает в этих работах весьма скромное место или вообще отсутствует. Идея комплексного эволюционно-минерагенического анализа заложена и удачно реализована также в посвященной исторической минерагении монографии Н.Н.Зинчука, А.Д.Савко и А.Т.Шевырева (2005, 2007). Современному восприятию важнейших тенденций развития рельефа как важнейшей составляющей россыпеобразующих систем в значительной мере способствовало также появление монографии (Геоморфологические..., 2006).

Мы искренне надеемся, что предпринятая нами попытка регионального анализа россыпной минерагении поможет в какой-то мере ликвидировать разрыв между крупномасштабными исследованиями россыпей и пониманием места процессов россыпеобразования в общей эволюции земной поверхности, а также роли россыпных месторождений в формировании общего минерагенического облика территорий.

Следует сказать, что идея сформулированного подхода вынашивалась нами много лет, но ее реализация в значительной мере стала возможной в процессе создания и анализа базы данных (БД) "Россыпные месторождения России", поддержанных грантами РФФИ № 02-05-64673 (руководитель Н.Г.Патык-Кара) и № 06-05-64893 (руководитель Н.А.Шило), а также благодаря последним публикациям по зарубежным россыпным месторождениям и собственным полевым работам, проведенным в крупнейших россыпных районах Мира (в золотоносных районах Клондак в Канаде, Балларат-Бендиго в Австралии, Кило-Мото в Демократической Республике Конго и др., в оловоносных районах Южного Китая и Монголии, на россыпях тяжелых минералов ЮАР, Юго-Восточной и Юго-Западной Индии, алмазонасных россыпях Анголы, Намибии и др.).

Основная часть настоящей монографии написана Н.Г.Патык-Кара; в написании отдельных разделов принимали также участие Б.А.Богатырев (раздел 3.3.2 и раздел 3.3.3), Б.В.Малкин (раздел 1.5, раздел 3.3.2 и раздел 3.3.3).

В заключение хочется выразить глубокую признательность коллегам, работающим и работавшим в группе/секторе россыпей ИГЕМ РАН: А.В.Лаломову, А.А.Бочневой, Е.Г.Бардеевой, а также Т.М.Махановой из лаборатории геоинформатики того же института, создавшей компьютерное обеспечение БД и оказывавшей постоянную помощь в ее совершенствовании и анализе, Г.Ю.Бутузовой (ГИН РАН), взявшей на себя нелегкий труд по редактированию рукописи, И.А.Чижовой, обеспечивавшей создание макета этой книги. Огромная признательность коллегам и соратникам-россыпникам из других организаций, с которыми обсуждались многие общие и частные вопросы минерагении россыпей: российским - Н.Н.Зинчуку, Л.З.Быховскому, А.М.Ивановой, А.А.Кременецкому, И.Б.Флерову, Ю.И.Шумилову, Б.С.Лушеву, А.Д.Савко, Е.В.Матвеевой, Л.В.Спорыхиной, З.В.Никифоровой, Г.А.Постоленко и др. и зарубежным коллегам - Яну Красону, Мартину Хьюгу, Алехандре Дюк-Родкин, Сурешу Бабу, Керри Станвею, Вильяму Лебаржу, советы которых учтены при работе над монографией.

Особая благодарность лидеру российской школы россыпной геологии - академику Н.А.Шило, памяти которого и посвящается эта книга.



***Наталья Георгиевна Патык-Кара***

***доктор геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник,  
руководитель группы россыпей ИГЕМ РАН***

---

---

## Глава 1.

# ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

---

---

Россыпные месторождения, представляющие собой крупнейший класс седиментогенной серии месторождений полезных ископаемых, определяются как "скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков или агрегатов те или иные ценные россыпеобразующие минералы в концентрациях, которые могут представлять промышленный интерес" (Словарь..., 1985). Сходные определения, подчеркивающие генетическую сущность россыпей как обломочных (детритовых) скоплений устойчивых минералов полезных компонентов, даются Ю.А.Билибиным (1938), Н.А.Шило (1970, 1985, 2000), Г.В.Нестеренко (1977) и др. Для сравнения приведем определение россыпей в одной из последних зарубежных сводок по россыпям (Garnett and Bassett, 2005. С. 814), где указывается, что "...чаще всего под россыпями понимаются концентрации ценных обломочных минералов, сформированных осадочными процессами, в ходе которых фактором концентрации выступает относительная высокая плотность минералов". В большинстве последних определений россыпей также подчеркивается, что промышленная или потенциально промышленная ценность кластогенных скоплений рассматриваемого типа также является важнейшим классификационным признаком россыпей как типа месторождений полезных ископаемых, например, "термин 'россыпь' закреплен за концентрациями минералов, которые могут разрабатываться (may be mined economically)" (Garnett and Bassett, 2005. С. 813).

Будучи продуктом гравитационной сепарации, россыпи могут возникать на разных этапах миграции рудного вещества от источников сноса (областей питания) в конечные седиментационные бассейны, в достаточно широком диапазоне геолого-структурных, морфоструктурных и литогенетических обстановок. Поэтому в настоящей главе мы постараемся кратко охарактеризовать главные факторы (составные части россыпеобразовательного процесса), определяющие условия формирования, тип и сохранность россыпных месторождений. С учетом поставленной задачи анализ этих факторов дается с позиций регионального минерагенического анализа.

## 1.1. Россыпеобразующие рудные формации

"Двойственная" природа россыпей, представляющих собой, с одной стороны, продукт разрушения коренных пород и таким образом наследующих определенные свойства последних, а с другой стороны, являющихся составной частью общего миграционного потока твердого вещества в ходе денудационно-аккумулятивного цикла, определяет их парагенезис с коренными (рудными) месторождениями, по отношению к которым россыпи представляют собой не что иное, как разновидность механических ореолов и потоков рассеяния (Шило, Патык-Кара, 1992), а также одновременно особенности строения и позицию россыпей, вытекающие из их места в процессах седиментогенеза (Патык-Кара, 2002).

Обсуждение проблемы формирования россыпей и, в частности, их связи с коренными источниками сегодня невозможно без обращения к понятиям "россыпеобразующие минералы" и "россыпеобразующие рудные формации", которые были введены Н.А.Шило в 1969 г. на III Всесоюзном совещании по геологии россыпей и впоследствии подробно рассмотрены в его обобщающих работах по геологии россыпей (Шило, 1985, 2002).

Под "россыпеобразующими минералами" понимаются такие аллотигенные (детритовые) минералы, которые "...обладают физическими и кристаллохимическими характеристиками, обуславливающими их сохранность в сложных и длительных процессах, протекающих в зоне гипергенеза, иногда развивающихся в течение нескольких эпох. Благодаря своим свойствам (повышенная плотность, твердость, химическая устойчивость в широком щелочно-кислотном интервале и т.д.), они накапливаются в отложениях, определяя таким образом концентрацию рудного вещества на отдельных участках земной поверхности выше кларковых значений" (Шило, 1985. С.19). Можно также уточнить, что россыпеобразующие минералы - это минералы, обладающие вышеперечисленными свойствами и способные концентрироваться в осадках (осадочных породах) в форме и количествах, делающих рентабельным их извлечение. Россыпеобразующая способность того или иного минерала определяется его исходными физическими свойствами, которые, в свою очередь, определяются уровнями энергии кристаллических решеток, или энергетическими константами, по А.Е.Ферсману; в общем случае она выше у минералов с низкими энергетическими константами кристаллов. Это свойство россыпеобразующих минералов может быть охарактеризовано, в частности, предложенным Н.А.Шило кумулятивным показателем - константой гипергенной устойчивости -  $K_{2y} = \lg(pH)$ , учитывающей твердость минералов, т.е. энергетическое состояние структуры минералов (Н) и их плотность, другими словами, характер упаковки атомов в кристаллах (р). Значения  $K_{2y}$  россыпеобразующих минералов варьирует в пределах от 2 (иридистая платина - 2.17) до 1.26-1.27 (у кварца и некоторых минералов класса карбонатов) (Шило, 1985, 2002).

Забегая вперед, следует все же отметить, что указанный кумулятивный коэффициент не отражает в полной мере диапазон проявления россыпеобразующих свойств детритовых минералов, которые, как будет



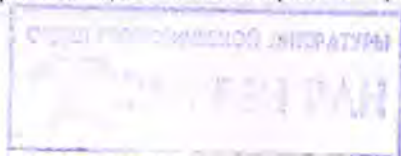
показано в разделе 1.2, могут по-разному проявляться в зависимости от свойств транспортирующей среды, а также могут корректироваться с учетом технико-экономических требований, предъявляемых к данному типу минерального сырья.

Соответственно, под россыпеобразующими (рудными) формациями понимаются формации, содержащие россыпеобразующие минералы в составе определенных минеральных ассоциаций в виде зерен определенной размерности, определяющей возможность высвобождения, транспорта и концентрации в ходе денудационно-аккумулятивных процессов с образованием концентраций, отвечающих современным требованиям промышленности или могущих представлять интерес в будущем. Первоначально концепция россыпеобразующих формаций была разработана Н.А.Шило для россыпей золота и олова, а впоследствии дополнена и обоснована для всех главных минеральных групп россыпей (золотоносных, олово- и вольфрамоносных, платиновометалльных, редкометалльных, титаноносных, алмазоносных), что придало ей черты универсальности.

Общее число минералов, способных концентрироваться в россыпях в кластогенной форме, превышает 40, причем около 30 из них формируют собственные минеральные типы россыпных месторождений; остальные присутствуют в россыпях других минеральных типов в качестве попутных компонентов (таблица 1.1). Перечисленные минеральные типы россыпей принадлежат к семи сырьевым группам (рис. 1.1). Из них только на территории России известны россыпные месторождения 25 минеральных типов, включая комплексные. Коренными источниками этих россыпей являются не только рудные формации, но и разнообразные комплексы магматических и метаморфических пород, в составе которых россыпеобразующие минералы присутствуют в весьма малых количествах, часто в виде аксессуариев, не образуя сколько-либо значительных рудных концентраций, что позволяет говорить о россыпеобразующих геологических формациях, причем не обязательно эндогенного и метаморфогенного происхождения, поскольку в россыпях способны концентрироваться и минералы осадочного биогенного происхождения, в том числе принадлежащие к классу каустобиолитов (например, янтарь).

Согласно классификациям В.И.Смирнова, В.И.Старостина и др., коренные источники россыпей принадлежат к самым разным генетическим группам и классам месторождений: от месторождений эндогенной серии, среди которых важнейшую россыпеобразующую роль играют коренные источники магматического, пегматитового, карбонатитового, пневматолитово-гидротермального, гидротермального происхождения, до источников осадочной и метаморфогенной групп (таблица 1.2).

**Золотоносные рудно-россыпные системы** являются объектами, на примере которых, как в отечественной, так и в зарубежной геологии россыпей, были вскрыты и описаны связи между продуктивностью источника питания и богатством россыпи. Накопленный к концу 60-х годов материал получил свое обобщение на III Всесоюзном совещании по геологии россыпей (г. Магадан) в докладе Н.А.Шило, который ввел новое понятие "россыпеобразующая рудная формация", подчеркивающее многообразие факторов, определяющих



**Россыпеобразующие минералы и образуемые ими  
минеральные типы россыпей**

Сырьевые группы месторождений	Минеральные типы россыпей	Россыпеобразующие минералы
Благородные металлы	Золотые	<b>Самородное золото</b> , редкоземельные минералы (куларит и др.), шеелит, касситерит, киноварь
	Иридиисто-платиновые	<b>Изоферроплатина</b> , рутениридосмин (в виде включений в изоферроплатине), хромшпинелиды, золото, торит
	Иридиисто-осмиевые	<b>Самородный осмий</b> , иридосмин, золото
	Платиновые	<b>Самородная платина</b> , <b>изоферроплатина</b> , сперрилит, куперит
	Рутениридос-миновые	<b>Рутениридосмин</b> (при широком диапазоне состава – от самородного Os до Ru), золото
Цветные металлы	Оловянные, вольфрамово-оловянные и редкометалльно-оловянные	<b>Касситерит</b> , деревянистое олово
		<b>Касситерит</b> , <b>вольфрамит</b> , золото
		<b>Касситерит</b> , танталит, колумбит, бастнезит, циркон, фергюссонит
	Вольфрамовые	<b>Гюбнерит</b> , <b>вольфрамит</b> , шеелит, касситерит, минералы висмута
	Киноварные	<b>Киноварь</b> , самородная ртуть, пирит
Черные металлы	Железистые	<b>Титаномагнетит</b> , магнетит, ильменит, хромит
	Собственно титановые	<b>Ильменит</b> , <b>лейкоксенизированный ильменит</b> , лейкоксен, псевдуритил <b>Лейкоксен</b> , лейкоксенизированный ильменит, куларит, сидерит
	Хромитовые	<b>Хромшпинелиды</b> , золото, магнетит, ильменит
Редкие металлы	Тантало-ниобиевые	<b>Танталит</b> , <b>колумбит</b> , касситерит, бастнезит, фергюссонит, циркон
		<b>Пирохлор</b> , <b>колумбит</b> , <b>гатчеттолит</b> , бастнезит, циркон, ильменит, апатит, магнетит
		<b>Лопарит</b> , <b>сфен</b> , магнетит, ильменит, звдиалит
		<b>Монацит</b> , <b>пирохлор</b> , ксенотим, рутил, ильменорутил
	Редкоземельные	<b>Монацит</b> , циркон, ксенотим
Циркониевые	<b>Бадделейт</b> , циркон	

продуктивность россыпей, образованных за счет тех или иных коренных источников (Проблемы геологии..., 1970). Впоследствии эта проблема нашла свое более полное освещение в монографии (Шило, 1985), в которой был описан весь спектр золоторудных формаций, играющих ту или иную россыпеобразующую роль. Значительный вклад в понимание проблемы внесли работы Ю.П.Казакевич, Н.М.Давиденко, Ю.В.Шумилова, С.Г.Желнина, И.Б.Флерова и др., в которых были описаны факторы, определяющие экзогенную дезинтеграцию вещества в золоторудных месторождениях разной

Продолжение таблицы 1.1

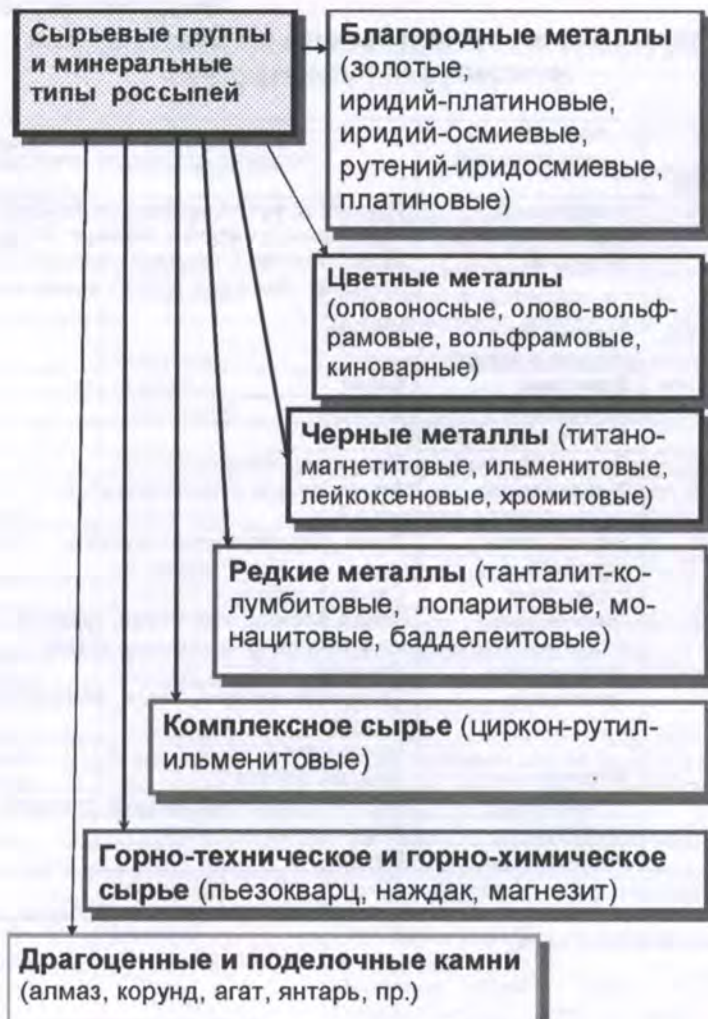
**Россыпеобразующие минералы и образуемые ими минеральные типы россыпей**

Сырьевые группы месторождений	Минеральные типы россыпей	Россыпеобразующие минералы
Комплексное сырье	Комплексные редкометалльно-титановые	<b>Ильменит, рутил, циркон, лейкоксен</b> , кианит, силлиманит, ставролит, монацит, ксенотим, хромшпинелиды, магнетит, турмалин, эпидот, глауконит, фосфаты, золото, алмаз, кварц
Горнохимическое и горнотехническое сырье	Технического корунда и наждака	<b>Корунд</b>
	Баритовые	<b>Барит</b>
	Магнезитовые	<b>Магнезит</b>
	Апатитовые	<b>Апатит</b>
Ювелирные и поделочные камни (ЮПК)	Пьезокварцевые	<b>Горный хрусталь</b>
	Алмазоносные	<b>Алмаз</b> , оливин (хризолит), пироп
	Берилл-топаз-морионовые	<b>Топаз, берилл</b> , горный хрусталь
	Корундовые	<b>Сапфир, рубин</b> ,
	Комплексные россыпи ЮК	<b>Топаз, берилл, аквамарин, турмалин</b> , горный хрусталь, сапфир, шпинель, гранат
	Хризолитовые	<b>Оливин</b>
	Гранатовые	<b>Гранат-альмандин, пироп</b> , шпинель, корунд, циркон
		<b>Демантоид</b>
	Жадеитовые	<b>Жадеит, золото</b>
	Нефритовые	<b>Нефрит</b> , гроссуляр, диопсид-гроссуляр
Агатовые	<b>Агат-сердолик</b> , золото	
Янтареносные	<b>Янтарь</b>	

Примечание. Жирным шрифтом выделены основные минералы, обычным - показаны полезные минералы-спутники.

формационной принадлежности, определены россыпеобразующие свойства всех золоторудных и золотосодержащих рудных формаций и установлены количественные критерии продуктивности россыпей золота в зависимости от типа коренного источника.

Основные россыпеобразующие золоторудные формации принадлежат к мезотермальному типу плутогенных гидротермальных месторождений. Уверенно можно говорить о четырех основных россыпеобразующих золоторудных формациях: золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной и золото-адуляр-кварцевой, различающихся размерами выделений золота, формами его нахождения, геотектоническими обстановками локализации золотого оруденения, глубиной его формирования и вертикальным размахом (С.Д.Шер, Н.В.Петровская, Н.А.Шило, М.С.Сахарова и др.). Правда, в определенных литогенетических условиях и другие типы золоторудной минерализации могут поставлять золото в рыхлые осадки.



**Рис. 1.1.** Сырьевые группы и минеральные типы россыпей (Патык-Кара, 2005)

Оруденение золото-кварцевой формации, являющееся источником подавляющего большинства россыпей золота, наиболее широко развито в складчатых областях, почти в равной мере размещается в мио- и эвгеосинклинальных зонах, в песчано-сланцевых толщах, реже - в дайках и в интрузивных массивах гранитоидов, базитов и гипербазитов. Менее характерно оно для областей древней консолидации (кристаллических щитов), а также областей тектоно-магматической активизации. Оруденение локализуется в жилах, минерализованных зонах, штокверках. Вертикальный размах жильного оруденения достигает 4-5 км, максимальную продуктивность

имеют территории, где вскрываются коренные источники, сформировавшиеся на глубинах 2-3 км. Проявления золото-кварцевой формации характеризуются в целом крупными выделениями золота (до мм и более), часты самородки. Золото высокопробное (обычно выше 900 пробы), главным образом свободное, не связанное с сульфидами, в ранних продуктивных ассоциациях часто тонкодисперсное, в поздних - более крупное. Например, типичные представители этого типа - месторождения Яно-Колымского пояса, с одной стороны, характеризуются тонкодисперсным золотом, связанным с ранними пиритом, антимонитом и арсенопиритом, а с другой - с видимым золотом в кварцевых жилах и прожилках. Размеры последнего достигают 5 мм, составляя в россыпи от 5 до 24%. Как правило, размеры выделений золота в рудах не совпадают с размерами его в россыпях, что связывается с обогащением крупным золотом в результате выноса мелких фракций. Россыпи, связанные с источниками этого типа, характеризуются значительной продуктивностью (запасы отдельных россыпей достигают нескольких десятков тонн при содержании золота от первых граммов до десятков г/м<sup>3</sup>), крупными размерами (протяженность первые десятки - 100-150 км, ширина до 2-3 км), что обусловлено свойствами именно этой формации, в частности, обычно высокой насыщенностью области питания рудными телами. Совпадение с ними долин унаследованного развития способствует особо высокой продуктивности россыпей. Крупнейшие россыпи данного типа в нашей стране располагаются в Яно-Колымской, Чукотской и Ленской золотороссыпных провинциях.

Вторая по своей россыпеобразующей роли золото-сульфидно-кварцевая формация распространена весьма широко, доминируя на древних щитах, в эвгеосинклинальных зонах и в областях тектоно-магматической активизации. Она характеризуется постоянным присутствием как мелкого золота (менее 0.1 мм) пробностью 750-900, ассоциирующего с сульфидами, так и более крупными выделениями (0.5-1 мм и более). В России проявления этой формации являются основными источниками питания россыпей Урала, Западной Сибири, Забайкалья, Алдана. Так, на Березовском и Кочкарском месторождениях Урала размеры выделений золота колеблются от тысячных долей до нескольких мм. Для формации характерны и самородки золота, но встречаются они значительно реже, нежели в источниках золото-кварцевой формации. Например, на месторождении Дарасун в Забайкалье золото в целом мелкое (частицы меньше 0.1 мм составляют 70%, размером 0.2-0.8 мм - 5%), однако в россыпях золото крупностью менее 0.1 мм составляет около 10%, а от 0.2 до 0.8 мм - 60%. Руды же Куранахского месторождения (Алдан) характеризуются еще более мелким золотом: на долю шлихового золота, питающего россыпи, приходится всего 1.3-2.3% золота, размеры остального золота менее 0.25 мм. В Алтае-Саянской провинции известно много россыпей, образованных за счет наложенного на скарны золото-сульфидно-кварцевого оруденения, с которым оно связано единым прерывистым постмагматическим процессом. Золото имеет разные размеры. Золото, выделяемое с сульфидами, тонкодисперсное; более позднее, локализованное в бессульфидных рудах, достигает нескольких миллиметров.

Группы и классы коренных источников россыпей различных минеральных типов

Группа месторождений	Класс месторождений	Породы, их тип	Минералы россыпей
Магматогенная	Ликвационный	Ультрабазиты	МГГ, хромшпинелиды, титаномагнетит, демантоид
		Гранитоиды и щелочные гранитоиды	Редкометалльные (циркон) и редкоземельные минералы (монацит, ксенотим)
	Раннемагматический Позднемагматический	Кимберлиты и лампроиты	Алмаз, хризолит, пироп
Пегматитовая		Гранитоиды	Титаномагнетит, ильменит, сфен, хромшпинелиды, лопарит, апатит
			Танталит-колумбит, касситерит, пирохлор-бастнезит, монацит, ЮПК (топаз, берилл, морион и др.), горный хрусталь
		Щелочные породы Базиты и ультрабазиты	Танталониобаты Титаномагнетит, магнетит, сфен
Карбонатитовая	Флюидно-магматический карбонатитовый		Титаномагнетит, магнетит, гаттчетолит-пирохлор, циркон, бадделейт, монацит, бастнезит
Скарновая	Известковистый		Касситерит, андалузит, силлиманит, кордиерит
	Магнезиальный		Магнезит
Гидротермально-метасоматическая (пневматолитово-гидротермальная)	Силикатный	По нормальным, субщелочным и щелочным гранитам	Шпинель, корунд
			Колумбит-танталит, пирохлор, бастнезит, ферусонит, касситерит
	Грейзеновый	По нефелиновым сиенитам	Циркон, пирохлор, сфен, апатит, ильменит Касситерит, вольфрамит, самородный висмут
			Жадеит, нефрит, корунд, рубин, демантоид

Продолжение таблицы 1.2  
 Группы и классы коренных источников россыпей различных минеральных типов

Группа месторождений	Класс месторождений	Породы, их тип	Минералы россыпей
Гидротермальная	Плутонический	Высокотемпературный	Золото, касситерит, вольфрамит
		Мезотермальный	Золото.
	Вулканический	Телетермальный	Золото, касситерит, киноварь
		Щелочно-базальтоидный	Титаномагнетит, ювелирный корунд, циркон
Метаморфогенная	Метаморфогенный	Андезитовидный	Золото, касситерит, вольфрамит, висмутин, киноварь, титаномагнетит, агаты
		Эклогиты	Рутил
		Гранулиты	Рутил, магнетит, гранаты
		Породы эпидот-амфиболовой и амфиболовой фации	Кианит, силлиманит, андалузит, корунд, в т.ч. ювелирный, ильменит
		Породы зеленосланцевой фации	Монацит-куларит, сфен, золото, корунд-наждак
		Метаморфизованный	Конгломераты, кварциты и кварцитопесчаники (ископаемые россыпи)
Осадочная	Биогенный		Окаменелое дерево
			Янтарь, ископаемая мамонтовая кость

Вертикальный размах оруденения и крупность золота в рудах золото-сульфидно-кварцевой формации меньше, чем в проявлениях золото-кварцевой формации, что отразилось на продуктивности связанных с ней россыпей, которая в среднем в 3-5 раз меньше. При этом россыпи, связанные с жильным оруденением, вертикальный размах которого составляет более 1.5 км, имеют в два раза большую продуктивность по сравнению с россыпями, которые связаны с оруденением скарнового типа со средним вертикальным диапазоном до 500 м.

В ряду сульфидных золотосодержащих формаций различаются собственно золоторудные проявления прожилково-вкрапленного типа, принадлежащие к золото-сульфидной формации, и комплексные золотосодержащие медные и полиметаллические месторождения. Для прожилково-вкрапленной минерализации, локализующейся в черносланцевых толщах, характерны два типа золота: резко преобладающее тонкодисперсное, заключенное в ранних сульфидах (пирите и арсенопирите), и более крупное, наложенное на сульфиды и сопутствующую им кварцевую минерализацию. Это золото, как правило, имеет размеры, достаточные для образования россыпей, класс "более 0.5 мм" составляет 40-50%. Золото первичных сульфидных руд - золотосодержащих медно-порфировых, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений - очень мелкое: преобладает золото крупностью 0.02-0.08 мм, в некоторых месторождениях встречаются участки с крупными выделениями золота. Вместе с тем, россыпеобразующие свойства золото-сульфидного, отчасти и золото-сульфидно-кварцевого оруденения улучшаются при наложении на них процессов глубокого химического выветривания. В корях выветривания латеритного, в меньшей мере каолинового, профиля наблюдается укрупнение золота до размеров, благоприятствующих образованию россыпей промышленного значения (россыпи района Балларат-Бендиго и другие в Австралии, Бьют в США, большинство россыпей в районах латеритного выветривания на древних щитах Гондваны и др.). В отечественных месторождениях этот процесс в наибольшей мере проявлен в элювиально-карстовых россыпях древнего пенеплена Южного Урала и гор Южной Сибири.

Месторождения и рудопроявления золото-адуляр-кварцевой формаций, образование которых связано с вулcano-плутоническими формациями областей орогенного вулканизма, в основном содержат мелкое и тонкое золото пробностью 600-900. Золото размером менее 0.1 мм составляет в этих рудах более 70%, но вместе с тем встречаются и крупные выделения, как было показано Н.В.Петровской, возникающие в результате позднейшей перекристаллизации рудного вещества.

Таким образом, все перечисленные типы золоторудных и золотосодержащих формаций могут формировать россыпи. Обладая различной россыпеобразующей способностью, обусловленной характером и размерами выделений золота в рудах и минеральными парагенезисами последних, эти формации образуют следующий ряд (в порядке снижения их продуктивности): золото-кварцевая ---> золото-сульфидно-кварцевая ---> золото-сульфидная ---> золото-адуляр-кварцевая, причем россыпеобразующая роль двух последних формаций заметно возрастает при



воздействии процессов глубокого химического выветривания, способствующего гипергенному преобразованию и укрупнению золота. При этом золото размером менее 0.25 мм, вне зависимости от того, в каких рудах оно присутствует, формирует только россыпи мелкого и тонкого золота со специфическими особенностями концентрации металла, требующие специальной методики обогащения рудных песков.

Все без исключения коренные источники **платинометаллических россыпей (россыпей МПГ)** относятся к ликвационному классу магматогенной группы месторождений, или плутогенной группе, по Н.А.Шило (2002), и представляют собой рудоносные массивы мафит-ультрамафитового состава с преобладанием минерализации оксидного типа, отличительной особенностью которых является преобладание среди МПГ самородных форм, сплавов и твердых растворов с размером зерен более 0.1 мм (т.н. "россыпеобразующих классов"). Они представлены двумя группами: 1) зональными мафит-ультрамафитовыми плутонами: габбро-клинопироксенит-дунитового, клинопироксенит-дунитового состава, типичными для подвижных поясов; клинопироксенит-дунитовыми с щелочным габбро и дунит-пироксенит-щелочно-каронатитовыми (УЦК), типичными для кратонов; 2) гипер-базитовыми массивами дунит-верлит-габбрового, дунит-гарцибургитового, дунит-перидотиового состава, образующими плутоническую составляющую офиолитов и, соответственно, характерными исключительно для подвижных поясов. С этих позиций представляет интерес типизация моделей россыпеобразующих платиноносных массивов (Модели..., 2006), в которой, вслед за А.Г.Мочаловым (2001), компактно обобщены основные свойства таких массивов и обстановки их нахождения.

Первая из перечисленных групп рудоносных массивов производит крупнейшие и уникальные россыпи (более 100 т металла), располагающиеся как в областях активизированных кратонов (Кондер), так и в пределах древних палеозойских (Платиноносный пояс Урала), молодых мезозойских (районы Туламин и Гудньюс в Северной Америке) и кайнозойских (Сейнава-Гальмознанский узел в Корьякии) орогенных покровно-складчатых поясов. Массивы этого типа характеризуются отчетливым зональным строением, что определяет зависимость состава "шлиховой платины" и продуктивности россыпей от уровня среза рудоносного массива. При малой глубине среза, вскрывающего внешнюю зону клинопироксенитов и габбро, формируются небольшие россыпи палладистой платины и изоферроплатины с пониженным содержанием Fe, вплоть до самородной Pt; по мере же достижения срезом дунитового ядра, одновременно с укрупнением шлихового металла и доминированием в нем т.н. "дунитового" и "хромитового" типов МПГ, возрастает общий россыпеобразующий потенциал массивов.

Особым подтипом зональных платиноносных массивов, свойственных зонам рифтогенной активизации щитов, являются дунит-пироксенит-щелочно-каронатитовые массивы (УЦК) со своеобразным составом россыпеобразующей МПГ-минерализации, в составе которой доминируют сопровождаемые золотом расплавы Os-(IrOs) (самородный осмий, иридосмин) в дунитах, а также перовскит и ильменит в оливинитах (Гулинский и Бор-Юряхский массивы Маймеча-Котуйской зоны).

Типичными представителями россыпеобразующих расслоенных гипербазитовых массивов офиолитовой формации являются Верхне-Нейвинский и Тагило-Невьянский на Урале. Они характеризуются отчетливой хромитовой специализацией, тесной ассоциацией МПГ с хромитом и преобладанием среди них самородных форм, сплавов и твердых растворов Fe-Pt и Os-Ir-Ru, продуцируют богатые, но в основном не крупные россыпи, а также служат источником МПГ в комплексных золотоносных россыпях. С дунит-верлит-габбровыми породами в составе офиолитовой формаций связаны также небольшие россыпи и россыпные проявления Ru-Ir-Os (Верхняя Хатырка и др. в Корьякии, Туламин в Британской Колумбии, на о.Хоккайдо), Ru-Pt-Ir-Os в хр. Пекульней на Чукотке и Rd-Pt-состава в Кузнецком Алатау и др.

**Россыпеобразующие формации цветных металлов** - оловянные, вольфрамовые, киноварные - весьма разнообразны и принадлежат частично к пегматитовой (касситерит), грейзеновой (касситерит, вольфрамит), скарновой (касситерит, вольфрамит) группам формаций, но в большей мере к гидротермальной группе месторождений, будучи представлены как мезотермальными (касситерит, вольфрамит), так и телетермальными формациями (киноварь).

В общем случае главнейшая роль в образовании оловоносных россыпей принадлежит трем оловоносным формациям: пегматитовой (редкометалльно-оловоносные пегматиты), касситерит-(вольфрамит)-кварцевой, касситерит-силикатной, второстепенная роль - щелочным олово-редкометалльным гранитам и метасоматитам, скарновой, касситерит-сульфидной, риолитовой формациям, причем значение каждой из перечисленных формаций может существенно меняться в зависимости от особенностей тектоно-геоморфологической эволюции территории и типа литогенеза. Однако во всех случаях признаками, определяющими россыпеобразующие свойства оловорудных формаций, являются крупность выделений касситерита, особенности сопровождающих его минеральных рудных парагенезисов, влияющие на характер его высвобождения, вертикальный диапазон, площадь и положение оруденения относительно формы-коллектора, обеспечивающие устойчивые связи в системе "коренной источник-россыпь", которые, как нами было показано ранее (Патык-Кара, 1979, 1991), являются определяющими для формирования оловоносных россыпей. Не вдаваясь в обсуждение принципов выделения оловорудных формаций и их россыпеобразующей роли, поскольку этот вопрос детально рассмотрен в работах О.Д.Левицкого, Е.А.Радкевич, Н.А.Шило, Г.Ф.Павлова, С.Ф.Лугова и коллектива отдела олова ВИМСа (Геология оловянных..., 1979), напомним лишь главные особенности развития и проявления россыпеобразующих свойств оловорудных формаций. В структурах древней консолидации (кратонах), особенно в условиях доминирования длительного выравнивания территории и корообразования, первое место по своей россыпеобразующей роли, безусловно, занимают оловоносные (олово-редкометалльные) пегматиты крупных батолитовых массивов, с которыми, как известно, связаны крупнейшие редкометалльно-оловоносные россыпи платформ Гондваны (Бразильский щит, Центрально-Африканская мегапровинция), тесно ассоциирующие с металлоносными

корами выветривания. В пределах складчатых поясов, в том числе на площади входящих в их состав древних террейнов, эта оловоносная формация также может сопровождаться россыпями, но занимает подчиненное место. Вместе с тем на участках тектоно-магматической активизации древних структур важнейшую россыпеобразующую роль играет также оруденение пневматолито-гидротермальной группы, в составе которой важнейшую роль играют редкометалльно-(Nb-Ta-Zr)-оловоносные щелочные граниты и метасоматиты, влияние которых в наиболее яркой форме проявилось в оловоносных россыпях Плато Джос (Нигерия).

В пределах складчатых поясов, как древних, палеозойских, так и молодых, в особенности мезозойских, важнейшая россыпеобразующая роль принадлежит касситерит-(вольфрамит)-кварцевой формации в составе грейзенового и гидротермального классов месторождений, а также касситерит-силикатной формации, причем последняя, за счет значительного вертикального диапазона оруденения, играет важную роль в формировании россыпей во врезающихся долинах горных районов. Нередки также случаи телескопирования оруденения обоих типов, за счет которого возникают особенно богатые и крупные россыпи, как это имеет место в Северо-Ляховском районе Восточноарктической шельфовой россыпной провинции. Проявление обоих типов оруденения в районах развития карбонатных пород (оруденение скарнового типа), помимо некоторых специфических свойств руд (мелко- и тонкозернистый характер выделения касситерита, своеобразие сопровождающих его минеральных парагенезисов), определяет также условия высвобождения и последующей концентрации касситерита, зависящие от особенностей карстового литогенеза.

Россыпеобразующее оловянное оруденение касситерит-сульфидной формации (в чистом виде), равно как и оруденение риолитовой формации с присущим им мелко-тонкозернистым касситеритом и деревянистым оловом, распространено в молодых складчатых поясах Тихоокеанского кольца с характерным для них кислым и средним вулканизмом. Как правило, эти типы оруденения не сопровождаются крупными россыпями, но, накладываясь на оруденение касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формации, как это имеет место в ряде россыпных узлов Центральной и Восточной Чукотки, участвуют в формировании достаточно масштабных россыпных месторождений. С.Ф. Лугов (Геология..., 1979), суммируя данные по сравнительной россыпеобразующей роли оловорудных формаций разного типа и возраста, указывает, что на долю россыпей, связанных с касситерит-кварцевой формацией, приходится более половины всего добываемого олова. На долю россыпей, имеющих своим источником оловоносные пегматиты и касситерит-силикатные руды, соответственно, приходится около 10% и около 4%; остальное добываемое олово приходится на коренные месторождения. Главными эпохами проявления россыпеобразующего оловянного оруденения пегматитовой формации в истории Земли являются докембрий (ранний-средний протерозой) и средний-поздний палеозой, касситерит-кварцевой - средний мезозой и средний-поздний палеозой, касситерит-силикатной - поздний мел, поздний карбон-ранняя пермь, олигоцен-миоцен, касситерит-сульфидной и риолитовой формаций - ранний палеоген.

Главными провинциями развития *россыпеобразующего вольфрамового оруденения* являются складчатые пояса мезозой и альпид Тихоокеанского кольца и связанные с ними области тектоно-магматической активизации Восточной Азии, а также герциниды Восточно-Австралийского пояса и Мезоевропы. Среди коренных источников вольфрамовых россыпей наибольшим распространением и наилучшими россыпеобразующими свойствами обладают названные выше грейзеновые и жильные вольфрамит-(касситерит)-кварцевые месторождения и проявления, в составе которых касситерит и вольфрамит встречаются в различных соотношениях, преимущественно при значительном преобладании касситерита над вольфрамитом. Собственно вольфрамовые россыпи, связанные с вольфрамит-кварцевыми коренными (гюбнеритовые россыпи Джидинского месторождения в Забайкалье), а также со скарновыми (золото-шеелитовыми) источниками, достаточно редки и не образуют крупных месторождений, но могут вносить существенный вклад в формирование комплексных вольфрамит-золотых и шеелит-золотых россыпей.

Большинство известных кинварных россыпей связано с ртутными месторождениями телетермального (прежде всего джаспероидного и листовитового) и вулканогенного (карбонатно-полиаргиллитового типа) классов (Металлогения..., 1976; Федорчук, 1983).

**Россыпеобразующие формации черных металлов** (титаномагнетитовые, ильменитовые, лейкоксеновые, хромитовые) связаны с различными группами и классами месторождений. Многообразие этих формаций подробно рассмотрено Н.А.Шило (2002). Здесь мы кратко перечислим основные комплексы магматических, вулканических и метаморфизованных пород, с которыми связаны главнейшие минеральные и промышленные типы россыпей ильменита, титаномагнетита, хромита, лейкоксена (Россыпные..., 1997).

Коренные источники титановых и титано-железистых россыпей представлены формациями, относящимися к позднемагматическому классу месторождений магматогенной группы, вулканогенному классу (вулканогенно-осадочному классу гидротермальной группы) и к метаморфогенной группе (таблица 1.2). Наиболее крупные титановые и титано-железистые россыпи ближнего сноса ассоциируют с магматическими породами базитового ряда. В области кратонов наиболее крупные собственно ильменитовые россыпи связаны с оруденением в анортозитовых и габбро-анортозитовых массивах крупных многофазных плутонов, представленных рудами апатит-ильменитового состава, иногда с примесью титаномагнетита. В складчатых поясах палеозойского и мезозойского возраста в качестве основных источников титано-железистых россыпей выступают ильменит-магнетитовое и ильменит-титаномагнетитовое оруденение в массивах габбро-диабазовой формации и ильменит-титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных габбро-норитах. Своеобразным источником питания титановых россыпей в области древних складчатых поясов (байкалид) являются ильменит- и сфен-содержащие метапелиты зеленосланцевой фации метаморфизма, с которыми связаны, например, крупнейшие в мире лейкоксеновые россыпи Яреги на Среднем Тимане, а также рутил-содержащие метаморфические породы гранулитовой и эклогитовой фаций.

На активных континентальных окраинах и на вулканических островах доминирующим типом россыпеобразующей титано-железистой минерализации являются молодые (меловые-раннекайнозойские) вулканы андезитовой формации и их пирокласты (базальты, андезиты дациты, риолиты при преобладании кислых разностей пород), дающие начало крупнейшим прибрежно-морским "железистым" россыпям (Айнемер, Коншин, 1982). Их ископаемые аналоги известны также в составе пород палеозойских эвгеосинклинальных поясов (Таймыр, Восточный Казахстан). Платформенные толеитовые базальты и связанные с ними туфогенно-осадочные породы также выступают в качестве россыпеобразующих источников ильменитовых и титаномагнетитовых россыпей (Россыпные..., 1997).

**Редкометалльные россыпеобразующие формации** чрезвычайно разнообразны и принадлежат к различным генетическим группам и классам месторождений. При этом россыпеобразующие редкометалльные минералы встречаются как в виде концентрированных рудных скоплений, так и в виде вкрапленной и рассеянной минерализации. Первые дают начало редкометалльным россыпям ближнего сноса, вторые играют ведущую роль в формировании комплексных редкометалльно-титановых россыпей (россыпей тяжелых минералов).

Ведущими россыпеобразующими формациями россыпей ближнего сноса являются (Месторождения..., 1980; Россыпные..., 1997):

1. Редкометалльные мусковит-микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты и сопровождающие их пегматиты с тантал-ниобиевой минерализацией, представленной преимущественно танталит-колумбитом, микролитом, касситеритом, стюверитом, которым могут сопутствовать редкоземельные тантало-ниобаты группы фергусонит-самарскита, поликраз-эксенита, джалмаит, а также торит, тапиолит, вольфрамит и некоторые ювелирные камни, например, полихромный турмалин. Месторождения данного типа группируются в пределах крупных пегматитовых поясов в области щитов, а также в антиклинорных поднятиях байкалид, реже палеозойских и мезозойских складчатых поясов, где они приурочены к выступам кровли гранитных массивов.

2. Нормальные граниты архейско-протерозойского возраста с редкоземельной минерализацией в виде монацита; характерны для кратонов, структур древней консолидации, ядер антиклинорных поднятий палеозойских складчатых поясов.

3. Редкометалльные щелочные граниты и гранитоподобные метасоматиты биотит-микроклин-альбитового и арфведсонит-рибекит-альбитового состава с колумбитом, пироксеном, касситеритом, цирконом, фергусонитом, эксенитом, поликразом, самарскитом, ксенотимом, локализующиеся в зонах дейторогенной тектоно-магматической активизации щитов, древних складчатых поясах (преимущественно байкалид), краевых частях срединных массивов.

4. Редкометалльные пегматиты и метасоматиты в связи с миаскитами с пироксеном-цирконовой минерализацией, локализованные в выступах древних пород герцинид и мезозойских, а также в краевых частях консолидированных структур байкалид и каледонид.

5. Аппаитовые нефелиновые сиениты в составе многофазных интрузий центрального типа в зонах палеозойской тектоно-магматической активизации кратонов, россыпеобразующая минерализация которых представлена лопаритом, отчасти апатитом и эвдиалитом.

6. Черносланцевые толщи миогеосинклинальных комплексов герцинид и мезозоид, содержащие россыпеобразующую минерализацию в виде европийсодержащего монацита (т.н. "серого монацита"), поступающего в россыпи часто вместе с золотом.

К этому перечню следует добавить комплексы пород, выступающие в качестве региональных источников россыпных редкометалльных минералов, накапливающихся в россыпях дальнего переноса (в комплексных прибрежно-морских россыпях тяжелых минералов), - циркона, ксенотима, монацита, а также с другими минералами повышенной миграционной способности - рутилом, ильменитом, кианитом, ставролитом, силлиманитом, андалузитом, гранатом, формируя "новые" минеральные парагенезисы, состав которых отражает куммулятивное влияние различных типов пород, развитых в области сноса. В качестве таковых, как известно, весьма часто выступают регионально развитые магматические и метаморфические породы с рассеянной россыпеобразующей минерализацией, а также осадочные комплексы, играющие роль промежуточных осадочных коллекторов.

Не менее разнообразны **россыпеобразующие формации ювелирно-поделочных камней (ЮПК) (таблица 1.2)**. Особое место среди них занимают коренные источники магматогенной группы, к которым принадлежат щелочно-ультраосновные кимберлитовые и лампроитовые породы - главные источники алмазов, формировавшиеся в обстановках тектоно-магматической активизации кратонов, пики которой приходится на протерозой, средний палеозой, ранний и поздний мезозой и даже ранний кайнозой (Зинчук и др., 2005); из этих же пород попутно извлекаются некоторые ювелирные камни (хризолит). Резко подчиненную роль играют ударно-метаморфогенная и контактово-метаморфогенная формации, поставляющие в россыпи алмазы весьма малой размерности, способные концентрироваться в комплексных россыпях тяжелых минералов в качестве попутного компонента. Неизмеримо важнее роль метаморфизованных осадочных пород ("алмазоносных конгломератов"), возраст которых варьирует от докембрия до мезозоя, в некоторых провинциях и районах выступающих в качестве главного, иногда единственного установленного источника питания алмазоносных россыпей (Россыпи алмазов..., 2005).

Несмотря на многообразие видов камнецветного сырья (ювелирных и ювелирно-поделочных камней), способного концентрироваться в россыпях, общее число таких минералов приближается к 15 (таблица 1.1), напомним, что главным классификационным признаком таких россыпеобразующих формаций, согласно Я.П.Самсонову и А.П.Туринге (1984), является их тектоническая позиция (в пределах платформ и складчатых поясов) и лишь потом их разделение по минерально-генетическому признаку, чем

подчеркивается их тесная связь с особенностями тектоно-магматической эволюции территорий.

Согласно этому принципу, в пределах структур древнейшей консолидации определяющую россыпеобразующую роль играют пегматитовая формация - как источник комплексных (топаз-берилл-морионовых) россыпей ЮПК, а также метаморфогенные породы гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций - в качестве источников россыпных концентраций рубина, сапфира, граната-альмандина, кианита и др. С этапами тектоно-магматической платформенной активизации связано формирование щелочно-базальтоидной вулканогенной россыпеобразующей формации, с которой могут ассоциировать корунд-сапфир, циркон, шпинель, а также агаты щелочно-ультраосновной магматогенной формации, продуцирующей россыпи оливина-хризолита и пиропы.

В пределах орогенно-складчатых областей и областей тектоно-магматической активизации в качестве ведущих россыпеобразующих формаций ЮПК выступают: 1) формация магнезиальных и силикатных скарнов, с которой могут быть связаны крупные россыпи рубина, сапфира, шпинели; 2) метасоматиты альпинотипных ультрабазитов офиолитовых поясов - источники крупных жадеитовых и нефритовых россыпей, а также россыпей хризолита и демантоида; 3) миароловые гранитные пегматиты, являющиеся источником богатейших комплексных россыпей ЮПК (берилла, топаза, аметиста, мориона, цветного турмалина), и апогранитные грейзены как источники небольших аквамариновых россыпей - в ядрах антиклинорных поднятий и выступах древнего основания; 4) гидротермальные плутогенные и телетермальные месторождения, за счет которых формируются россыпные скопления аметиста, цитрина, редко изумруда; 5) андезито-базальты и андезит-дацит-риолиты андезитоидной формации - источники богатых агатовых россыпей; 6) щелочные базальты, продуцирующие россыпи корунда-сапфира, циркона и хризолита.

В мезозое и кайнозое в пределах складчатых областей местами возникали условия для формирования первичных янтареносных и костеносных россыпеобразующих формаций, содержащих скопления сырья биогенного происхождения. С кайнозойскими - палеогеновыми и плейстоценовыми осадками чехла древних и молодых платформ связаны специфические биогенные россыпеобразующие формации. Таковыми являются древние почвы и торфяники площадей распространения таксодиевых лесов с первичными скоплениями янтаря (Трофимов, 1974), а для остаточных россыпных скопления ископаемой мамонтовой кости - ледово-лессовидные образования "едомной свиты", содержащие костные остатки мамонтовой фауны (Смирнов, 2004).

## 1.2. Миграционная способность минералов россыпей и граничные условия среды россыпеобразования

Кластогенная (обломочная) природа россыпей и их принадлежность к седиментогенной серии, по классификации В.И.Смирнова (1989), заставляет рассматривать их как составную часть общего миграционного потока вещества на поверхности Земли от источника сноса в конечные бассейны седиментации. Процесс формирования россыпей, в основе которого лежит разделение обломочного материала по крупности, плотности и гипергенной устойчивости, представляет собой отбор и относительную концентрацию минералов (обломков), характеризующихся низкими уровнями энергии кристаллических решеток (по А.Е.Ферсману), или энергетическими константами минералов (по Н.А.Шило). Такой подход к объяснению россыпеобразующих процессов удовлетворяет одному из общих принципов физики твердого тела, согласно которому наиболее устойчивым является состояние вещества с максимальными энергиями кристаллической решетки.

Разными авторами (А.А.Кухаренко, Г.С.Момджи, Н.В.Разумихин и др.) предлагались различные способы сравнительной оценки миграционной способности и сохранности россыпеобразующих минералов. Представления об их миграционной способности, под которой понимается способность минералов сохраняться в россыпях в условиях переноса и переотложения, составляет одно из базовых понятий геологии россыпей (Словарь..., 1985). А.А.Кухаренко (1961) одним из первых сделал попытку обосновать миграционные свойства минералов и предложил считать сравнительной мерой миграционной способности последних максимальное расстояние, на которое минерал может быть перенесен потоком, сохраняясь в пределах песчаной размерности ( $> 0.1$  мм). Забегая вперед, обратим внимание на то, что этот параметр, как и многие другие понятия геологии россыпей, учитывает свойства и закономерности миграции минералов преимущественно псаммитовой размерности, оставляя вне поля зрения крупнообломочные и дисперсные выделения россыпеобразующих компонентов. Согласно А.А.Кухаренко, миграционная способность минерала  $L$  прямо пропорциональна его абразионной прочности  $H$  и устойчивости к выветриванию  $W$  и обратно пропорциональна плотности  $d$ , а также зависит от формы зерна, в частности его анизометричности  $\phi$ , и смачиваемости  $\alpha$ , что выражается эмпирической формулой:  $L=f(HW\phi\alpha/d)$ .

Прочное место в отечественной литературе занял предложенный Н.А.Шило показатель гипергенной устойчивости минералов:  $K_{gy}=lg(\rho H)$ , представляющий собой безразмерную величину, исчисляемую как логарифм произведения двух основных свойств минерала: твердости ( $H$ ), отражающей энергетическое состояние структуры минерала, и плотности ( $\rho$ ), т.е. упаковки атомов в кристалле (Шило, 1985, 2002).

Указанные показатели позволяют установить и некий обобщенный миграционный ряд минералов в россыпях ближнего сноса: гатчеттолит-микролит-киноварь-пироксид-танталит-вольфрамит-шеелит-малакон-колумбит-поликраз-касситерит-ильменит-самарскит-фергусонит-лопарит-



эксенит-золото-платина (Словарь..., 1985; с использованием данных С.И.Гурвича, Н.А.Солодова и др.).

Большинство эмпирических показателей устойчивости и миграционной способности, в том числе и приведенные выше (равно как и миграционный ряд), основаны лишь на свойствах самих минералов, но не учитывают динамических параметров транспортирующей среды, которые только в условиях руслового потока, как показал Н.В.Разумихин, варьируют в широких пределах (Транспортировка..., 1975. С. 12). Еще существеннее меняется миграционная способность минералов при переходе к другой транспортирующей среде (например, в условиях ламинарного потока или в воздушной среде). Широкий диапазон условий, в которых реализуется миграционная способность россыпеобразующих минералов, подтверждается также многочисленными экспериментальными исследованиями в лабораторных и природных условиях (Н.И.Разумихин, Н.И.Маккавеев, Н.В.Хмелева, С.Е.Сакс, С.В.Колесов и др.). Новые экспериментальные данные получены в последнее десятилетие и для моделей, "воспроизводящих" условия формирования ископаемых россыпей типа Витватерсранд (James, Minter, 1999).

Картина еще более усложняется под влиянием типа литогенеза: хрупкие и химически неустойчивые минералы (характеризующиеся низкими значениями константы гипергенной устойчивости  $K_{гн}$ , по Н.А.Шило), например, киноварь, оливин, демантоид, не способны формировать россыпи в обстановке теплого гумидного климата, но зато проявляют свои россыпеобразующие свойства в криогенных и аридных обстановках (Шило и др., 1994).

В результате различные россыпеобразующие минералы по-разному ведут себя в процессах переноса и переотложения (рис. 1.2) и накапливаются в том или ином динамическом типе россыпей (рис. 1.3). В дополнение к рис. 1.2 можно привести следующие цифры. Например, содержания киновари и вольфрамита в россыпях резко падают уже на расстоянии 0.5-1.5 км от коренного источника. Большинство россыпеобразующих минералов класса тантало-ниобатов сохраняются в россыпях в промышленных концентрациях на расстоянии не более 1.5-3 км от локального источника питания. Касситерит выдерживает транспортировку до 5-10 км, причем его концентрации быстро падают при переотложении, если при этом не происходит подпитки россыпи из коренного источника. Как ни парадоксально, минералы платиновой группы, несмотря на весьма высокую плотность, разносятся от коренного источника дальше, нежели золото, формируя россыпи протяженностью в несколько десятков километров, примером чего является россыпь рек Кондер-Уоргалан протяженностью более 30 км, значительная часть которой лежит за пределами питающего кольцевого массива. Устойчивые минералы умеренной плотности (3.2-4.7) и малой размерности (0.04-0.16 мм), накапливающиеся в комплексных россыпях тяжелых минералов, выдерживают более 10 циклов переотложения и формируют промышленные концентрации на расстоянии в десятки-сотни и более километров от области питания, практически теряя связь с породами-первоисточниками.

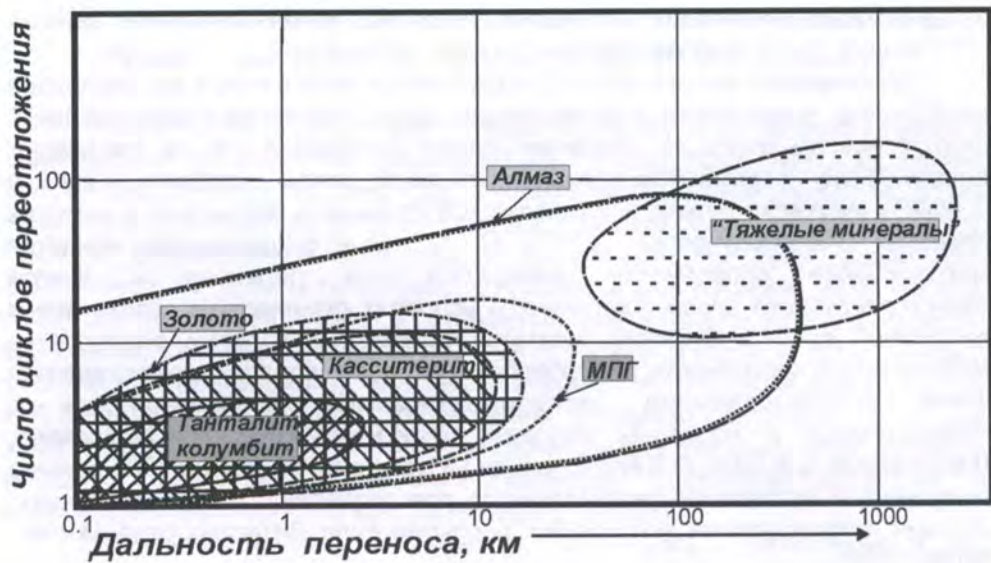


Рис. 1.2. Поведение некоторых россыпеобразующих минералов в процессах транспортировки и переотложения

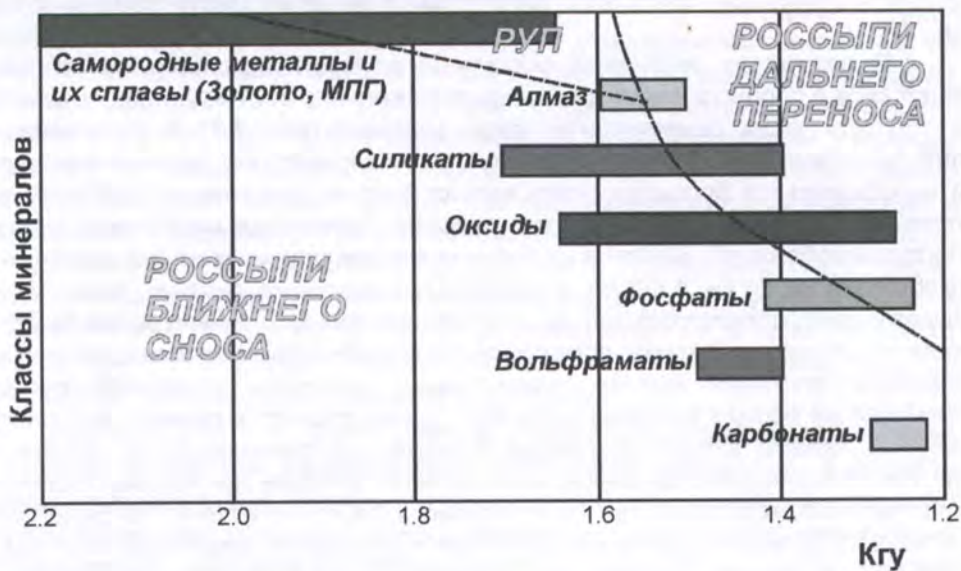


Рис. 1.3. Динамические классы россыпей

## Представление об оптимальном уровне высвобождения россыпеобразующих минералов

Под высвобождением минералов, которое является важнейшей составной частью россыпеобразовательного процесса (Н.А.Шило, Ю.В.Шумилов, И.Б.Флеров, С.И.Гурвич, Н.Г.Патык-Кара, В.Левсон, Т.Р.Гильс, Д.Элс, П.Карлинг, Р.Брэкспир, Р.Гарнетт, Н.Баскетт и др.), понимается совокупность процессов дезинтеграции вмещающих пород, приводящих к сосредоточению полезного компонента в определенных классах крупности и обеспечивающих возможность его дальнейшей гравитационной сепарации в различных литодинамических средах, а также при применении определенных схем обогащения россыпей. Иначе говоря, высвобождение - это прямой показатель того, какая часть полезного компонента перейдет в россыпь, а какая будет рассеяна в обломках породы или в дисперсном виде, а также какова степень извлекаемости полезного компонента при отработке россыпи.

Высвобождение россыпеобразующих минералов складывается из: 1) обособления "рудных" обломков из вмещающей породы; 2) обособления россыпеобразующих минералов и их сростков из рудной массы; 3) дробления и химических изменений самих россыпеобразующих минералов в процессе выветривания и транспортировки. Первый из этих процессов обычно является начальной стадией процесса высвобождения, но только в том случае, если речь идет о россыпеобразующих минералах псаммитовой и алевритовой размерности, но при образовании россыпей валунного класса он сам по себе обеспечивает необходимый уровень высвобождения полезного компонента. Кроме того, как было показано Н.А.Шило (1956), И.С.Рожковым (1959), Р.М.Файзуллиним (Проблемы..., 1970), Н.Г.Патык-Кара (Быховский и др., 1981. С. 7), эта стадия высвобождения обеспечивает более значительный латеральный разнос полезного компонента в валунно-галечной фракции, которая выступает как "резерв" дополнительной подпитки россыпей на удалении от коренного источника и за счет конгломератов промежуточных коллекторов. Для хрупких и химически неустойчивых россыпеобразующих минералов (киноварь, вольфрамит, танталит, пирохлор-гатчеттолит), наоборот, нежелательной является третья стадия.

Поэтому, вводя понятие об оптимальном уровне высвобождения как показателе степени обособления россыпеобразующих минералов, обеспечивающей наилучшие условия его концентрации и сохранности в россыпях, мы тем самым подчеркиваем, что высокая степень дезинтеграции пород (с участием кор химического выветривания) далеко не всегда является необходимым условием россыпеобразования. Например, для вольфрамит оптимальным уровнем высвобождения на склонах и в русловом потоке является дезинтеграция руды до стадии сохранения вольфрамит-кварцевых сростков гравийной и крупнопсаммитовой размерности, что предохраняет вольфрамит от быстрого истирания и рассеяния, но является достаточным для его гравитационной сепарации. Высокая степень высвобождения касситерита в окисленных рудах касситерит-сульфидной формации, отличающегося малой размерностью частиц, обеспечивает его концентрацию в элювиально-склоновых россыпях, но не благоприятна для формирования аллювиальных

россыпей; вместе с тем, она способствует концентрации этого минерала в ореолах рассеяния, оторванных от коренного источника (Безродных, 1978).

### Механизмы концентрации россыпеобразующих минералов

Россыпеобразующие свойства минералов по-разному реализуются в зависимости от их плотности и крупности, а также свойств и параметров транспортирующей среды. Ю.В.Шумилов (1981, 1986) выделяет следующие механизмы концентрации россыпеобразующих компонентов в водно-аллювиальной среде: (1) Гравитационно-диффузионный механизм (без существенного горизонтального перемещения россыпеобразующих частиц); суть его - проседание тяжелых частиц под влиянием колебательно-пульсационных движений в водно-аллювиальной среде. Наиболее близок процессу сепарации обломочных частиц в отсадочной машине. (2) Сегрегационный механизм - высвобождение рудных минералов непосредственно из пород плотика с одновременным удалением водным потоком более легких частиц, формирующее плотиковые россыпи, глубоко погруженные в трещины плотика. (3) Миграционно-остаточный механизм, при котором относительная концентрация тяжелых частиц в базальном горизонте активного слоя аллювия происходит за счет более быстрого удаления из него легких частиц. Этот механизм протекает в массе аллювия, приводимого в движение во время паводков; он обеспечивает продольное перемещение россыпеобразующих минералов (обычно плотностью менее  $8-5 \text{ г/см}^3$  - вольфрамит, касситерит, киноварь, тантало-ниобаты) и сопровождается постепенным уничтожением россыпи и рассеянием полезного компонента. (4) Миграционный механизм концентрации характерен для минералов умеренной плотности (обычно менее  $4-5 \text{ г/м}^3$ ); его формальными условиями, согласно Ю.В.Шумилову (1981), являются малая разница между размером частиц матрицы и россыпеобразующих минералов и меньшая гидравлическая крупность последних по отношению к вертикальной составляющей скорости течения водного потока. R.Slingerland (1984) также предложил различать четыре основных механизма сортировки кластогенных частиц, приводящие к формированию россыпей (рис. 1.4), которые, по своей сути, являются аналогами механизмов, описанных Ю.В.Шумиловым, а именно: 1) сортировка "извлечением" (entrainment sorting) (ср. миграционный механизм); 2) сортировка "отсадкой" (shear sorting) (ср. гравитационно-диффузионный механизм); 3) сортировка в процессе транспортировки ("transport sorting") (ср. миграционный механизм); 4) сортировка при выпадении из взвеси (suspension sorting).

Из последних работ, в которых рассматриваются процессы транспортировки и сортировки тяжелых кластогенных частиц в водном потоке, следует особо отметить обобщение П.Карлинга и Р.Брэкспира (Carling, Breakspear, 2006), посвященное механизмам и факторам концентрации тяжелых минералов и россыпеобразования в гравийно-галечном аллювии, в частности, стадиям этого процесса при различном динамическом состоянии руслового потока.

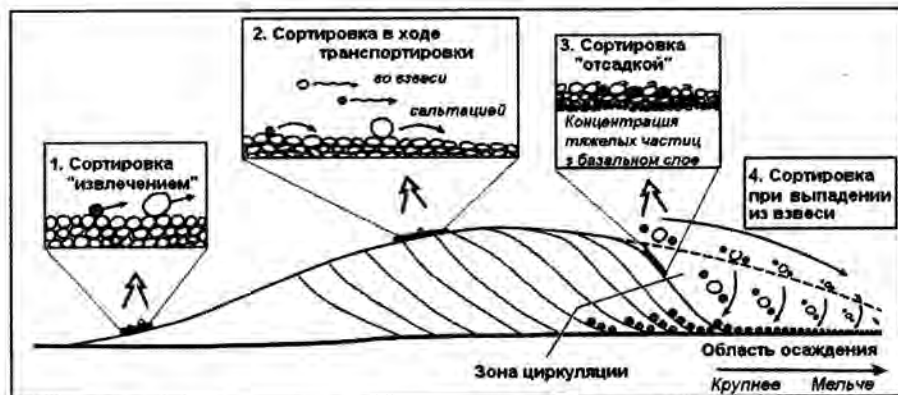


Рис. 1.4. Типы сортировки тяжелых и легких частиц на поверхности гряд донного рельефа (по R.Slingerland (Carling, Breakspear, 2006))

Условия концентрации кластогенных минералов меняются и при переходе от одной транспортирующей среды к другой, например в воздушной среде, плотность и вязкость которой многократно отличается от соответствующих параметров водной среды (Friedlander, 1977), что приводит к вторичной "рассортированности" ассоциаций шлиховых минералов и нарушению в дюнных комплексах корреляционных связей между минералами, сложившимися в пляжевых и донных россыпях, за счет которых они образовались. Именно меньшая плотность и вязкость воздушной среды обеспечивает возможность образования остаточных россыпей золота ("россыпей выдувания") мелко-псаммитового класса крупности (по данным З.В.Никифоровой и В.Е.Филиппова (Природные..., 2000. С. 262-263)), что практически невозможно в водно-аллювиальной среде.

### Концентрация и рассеяние минералов при образовании россыпей

Концентрация и рассеяние россыпеобразующих минералов чаще всего рассматриваются в литодинамическом аспекте в крупном масштабе - "channel-scale" (Carling, Breakspear, 2006) - с учетом свойств конкретной транспортирующей среды. Совершенно иной подход требуется для оценки процесса концентрирования при переходе к среднему масштабу, например к речным долинам, развитие которых, как было показано В.И.Кленовым (1981), "запускает" те или иные механизмы концентрации россыпеобразующих минералов в геологически более значимые отрезки времени, отвечающие периоду развития данной долины. Важно подчеркнуть, что струйчатость (или гнездовая структура) россыпи, как исторически сложившегося геологического тела, отражает уже не особенности транспортирующей среды, а влияние факторов иного порядка, а именно пульсационный характер развития врезающейся долины, в процессе которого происходит изменение ширины и

положения днища долины относительно питающего источника, а также особенности распределения россыпеобразующих минералов в эродируемом объеме (Кленов, Патык-Кара, 1986).

Главным недостатком большинства попыток описать условия концентрации россыпеобразующих минералов, как справедливо указано еще в работе В.Ю.Шумилова (1981), является стремление оценить этот процесс с позиций транспортировки в водно-аллювиальной среде, а также, добавим, на примере достаточно узкого класса минералов (обычно золото, алмазы, касситерит, иногда минералы платиновой группы). Расширение спектра анализируемых россыпеобразующих минералов и минеральных типов россыпей, равно как и выявление "нетрадиционных" типов россыпей, неизбежно вскрывают ограниченность этих представлений, на что обращалось внимание ранее (Россыпные..., 1997; Патык-Кара, 2002).

Проблема рассеяния и концентрации россыпеобразующих минералов имеет два аспекта - геохимический и седиментологический (литогенетический). С геохимических позиций, в узком смысле, россыпи представляют собой разнородность механических ореолов и потоков рассеяния. Большинство из них, согласно классификации В.В.Поликарпочкина (1976), относится к крупнообломочным и псаммитовым (шлиховым), а меньшая, но также весьма существенная, часть - к дисперсным ореолам и потокам рассеяния, образованным частицами алевритовой размерности. Процессами геохимической трансформации вещества, протекающей в россыпях на стадии их формирования и в пострудный период, обусловлены также потоки и ореолы рассеяния, образованные подвижными формами элементов. Они не только парагенетически связаны с самими россыпными концентрациями и являются их индикаторами (Григорян, Патык-Кара, 1984), но и, как показал А.Д.Коноплев с соавторами, при определенных условиях участвуют в формировании рудного профиля россыпного месторождения (Минералогия..., 1992).

В более широком аспекте процесс формирования россыпей подчиняется общему закону энтропии - стремлению элементов (минералов) к упорядоченному состоянию, которым является состояние равномерного рассеяния в окружающем пространстве и, как частный случай, увеличение их дисперсности. Поэтому процессы механической концентрации россыпеобразующих минералов в осадочных породах в денудационно-аккумулятивных циклах следует рассматривать как отклонение от закона энтропии<sup>1</sup>, вызванное стремлением минералов, обладающих близкими геохимическими и физико-химическими свойствами, занять близкую позицию в определенных обстановках и при определенных параметрах транспортирующей среды (по данным И.Б.Флерова и В.С.Трофимова (Транспортировка..., 1975) и (Шумилов, 1981)). Это заставляет нас рассматривать россыпеобразование как частное проявление общего геохимического закона противостояния двух противоположных тенденций - рассеивания и концентрирования элементов в геохимическом цикле.

<sup>1</sup> Действие закона энтропии в распределении россыпеобразующих минералов проявляется, в частности, в "выравнивании" шлиховых минеральных ассоциаций и в нарастании значений энтропийных полей от 10-40 до 100 с удалением от источника питания россыпи (Шур, Патык-Кара, 1983).

С этих позиций главную тенденцию процесса формирования россыпей в ходе эволюции земной поверхности можно охарактеризовать как *концентрацию на пути рассеяния*. Эта тенденция особенно хорошо проявляется при совместном рассмотрении всего спектра россыпеобразующих минералов, обладающих различной способностью сохраняться в условиях переноса и переотложения и концентрироваться в россыпях в промышленных количествах. Как указывалось выше, число таких минералов сегодня оценивается как близкое к 40 (см. **таблицу 1.1**), причем, как указывалось выше, более 20 из их числа формируют собственные месторождения, а около 15 минеральных видов россыпей относятся к главным промышленным типам россыпных месторождений.

Напомним, что именно рассмотрение широкого круга редкометаллических россыпеобразующих минералов, концентрирующихся в россыпях при разных параметрах транспортирующей среды и в разных структурно-седиментационных обстановках, и позволило С.И.Гурвичу (1978) выделить два типа россыпей: а) россыпи относительной концентрации - редкометаллические россыпи ближнего сноса, содержания полезного компонента в которых в несколько (5-10 и более) раз ниже такового в коренных источниках; б) россыпи абсолютной концентрации - комплексные россыпи тяжелых минералов, где содержания полезных компонентов в десятки(циркон)-сотни(монацит) раз превышают исходное их содержание в материнских породах.

Далее мы постараемся показать, что отклонения от общего закона энтропии, обеспечивающие формирование промышленных россыпей разного масштаба, достигаются за счет влияния факторов, нарушающих процесс рассеяния, из которых главными являются локальные *структурно-седиментационные ловушки*.

### **Граничные условия концентрации россыпеобразующих минералов**

Рассматривая граничные условия концентрации россыпеобразующих минералов, следует помнить, что основные положения геологии россыпей были первоначально разработаны преимущественно для россыпей шлихового класса, в которых полезные россыпеобразующие минералы присутствуют в основном в виде зерен гравийной и крупно-среднепесчаной размерности (золото, минералы платиновой группы, алмаз, касситерит, вольфрамит и др.), реже в виде более крупных обособлений ("самородков")<sup>2</sup>. Между тем, если рассматривать весь минеральный спектр россыпных месторождений, нетрудно видеть, что крупность частиц обломочных минералов в россыпях колеблется в весьма широких пределах (**рис. 1.5**).

При этом диапазон крупности россыпеобразующих частиц определяется двумя не связанными между собой группами факторов. С одной стороны, это свойства самих россыпеобразующих минералов, которые, в свою очередь, определяются: а) исходными особенностями их выделения в рудах и породах, т.е. особенностями россыпеобразующих рудных формаций; б) их

<sup>2</sup> Это видно из приведенного выше определения миграционной способности минералов (А.А.Кухаренко, 1961).



Рис. 1.5. Технологические классы крупности основных россыпеобразующих минералов

миграционной способностью, которая (как было показано В.И.Вернадским, А.И.Ферсманом, Ф.Петиджоном, А.А.Кухаренко, Н.А.Шило и другими исследователями) зависит от энергетического состояния структуры и плотности упаковки атомов в минерале. Оба этих фактора подробно рассмотрены в многочисленных работах, посвященных как отдельным минеральным типам россыпей, так и общей теории россыпеобразования, и обобщены Н.А.Шило (1985 и др.).

Но, с другой стороны, от внимания исследователей зачастую ускользает тот факт, что оценка крупности россыпеобразующих минералов отражает также *требования промышленности*, предъявляемые к тому или иному виду сырья. Для большинства металлов крупность частиц россыпеобразующих минералов, в состав которых они входят, не имеет значения; определенные ограничения накладывают только возможности технологических схем обогащения и извлечения обогатительных установок (это особенно отчетливо проявляется при оценке россыпей, сложенных мелкими и тонкими классами минералов, - МТЗ, касситерит и др.). В других случаях крупность выделений россыпеобразующих компонентов играет определяющую роль. Например, для россыпей пьезооптического сырья, ювелирных и ювелирно-поделочных камней достаточно крупные выделения минералов являются необходимым условием их возможного использования и, следовательно, основанием для рассмотрения данного скопления в качестве возможного россыпного месторождения. Для россыпей агатов, жадеита, янтаря основным продуктивным классом является класс +2 см (галька), а для россыпей нефрита, а также ископаемой мамонтовой кости - даже валунный класс.



Поэтому при оценке граничных условий промышленных концентраций того или иного минерала в россыпях должны учитываться требования промышленности. Характерно, что один и тот же россыпеобразующий минерал может формировать промышленные концентрации в совершенно разных условиях. Одним из первых, кто обратил на это внимание, был С.И.Гурвич (1978), показавший на примере ильменита, что последний образует две разобщенные области концентрации в общем потоке миграции обломочного вещества. Ильменит рудоносных габбро-анортозитовых массивов, формирующий элювиальные и аллювиальные россыпи ближнего сноса (Иршанская группа в области Коростенского плутона в Украине, россыпи бассейна р. Ай на Урале, Катэнской группы на хр. Сихоте-Алинь), сохраняется в промышленных концентрациях на расстоянии первых километров от источника питания, после чего его содержание в россыпях заметно снижается за счет истирания самого минерала и разбавления аллювия "пустой породой". Совершенно иные граничные условия определяют возникновение промышленных концентраций ильменита крупностью  $-0.16+0.04$  мм в прибрежно-морских россыпях дальнего переноса. Как известно, для них многократное переотложение рудных минералов не только не препятствует концентрации, но и является одним из главных факторов россыпеобразования.

Еще более отчетливо эта особенность выступает при оценке граничных условий концентрации кварца, который в виде зерен гравийно-песчаной размерности сохраняется в условиях многократного переотложения, формируя в конечном итоге олигомиктовые и даже мономиктовые псаммитовые формации, представляющие собой финальные парагенезисы на пути миграции обломочного вещества псаммитовой размерности. То же можно сказать о гальке кварца и кварцита, доминирование которой в осадочных формациях является указанием на образование последних за счет кор выветривания и/или высокозрелых осадочных промежуточных коллекторов. Однако эти свойства минерала теряют свой смысл, если объектом изучения и промышленной оценки являются россыпи пьезокварца или аметиста, для которых имеют значение размер, сохранность и масса моноблоков (от 0.1 до 1 кг и более). Известно, что эти россыпи локализуются в самых верхних звеньях долинной сети, обычно в логах I-II порядка в непосредственной близости от питающих их камерных пегматитов и кварцевых жил (ложковые россыпи пьезокварца Южного Урала).

Необходимо также учитывать, что россыпи одного и того же класса (по крупности выделения полезного компонента) могут возникать на разных отрезках общего миграционного потока обломочного вещества: как непосредственно на месте разрушения коренного месторождения или вблизи него, так и на значительном удалении. Например, валунно-галечные россыпи далеко не всегда представляют собой элювиальные и элювиально-склоновые концентрации, тесно связанные с локальным коренным источником, как, например, элювиальные хромитовые "валунные руды" Саранского месторождения или курумные развалы нефрита в элювиальных россыпях Оспинского и Улан-Ходинского месторождений. К остаточным скоплениям относят также валунные россыпи хромитов на абразионных платформах и

пляжах Орегона или остаточные россыпи ископаемой мамонтовой кости на ветровых осушках Арктики. Многие из валунных россыпей формируются и на значительном удалении от источника сноса, часто за счет переотложения из более древних осадочных формаций, которые являются для них промежуточными коллекторами. Примерами могут быть галечно-валунные россыпи жадеита в неогеновых конгломератах аллювиального генезиса Бирмы, косовые россыпи агатов (р. Норы в Амурской области, Тулдунская и др. в Бурятии и др.), бечевниковые россыпи рисунчатых кремней, возникающие при перемыве морены на Русской платформе (Россыпные..., 1997). В качестве важнейшего агента формирования россыпей валунного класса на значительном расстоянии от их первоисточника обычно выступают ледники. Большинство протяженных аллювиальных россыпей нефрита сформировано при участии ледового и водно-ледового переноса, обеспечивающего в зависимости от масштаба горно-долинного оледенения разнос нефритовых валунов массой в несколько тонн (первые десятки тонн) на расстояние в десятки и сотни километров от материнского массива ультрамафитов (Восточный Саян).

То же можно сказать о "тонкодисперсных" россыпях, т.е. о россыпях, образованных частицами полезного компонента крупностью менее 0,1 мм. Для них также характерна определенная бимодальность распределения на общем пути миграции обломочного вещества. Это видно на примере россыпей мелкого и тонкого золота (МТЗ). Среди последних выделяются два основных типа скоплений, формирующие промышленные россыпи или рассматриваемые в качестве потенциальных россыпей: а) россыпи МТЗ в высокоглинистых образованиях переотложенной коры выветривания, которые представляют собой типичные россыпи ближнего сноса (например, россыпь Куранах на Алдане); б) концентрации МТЗ в дальнепереносных флювиогляциальных гравийно-галечных толщах и в тонкопесчано-алевритовых формациях долин высокого порядка и конечных бассейнов седиментации, где золото накапливается вместе с минералами титано-циркониевых россыпей.

Ранее мы обращали также внимание на различия гидродинамических режимов малых озер и крупных бассейнов (Патык-Кара, 1996), которые определяют области концентрации редкометалльных минералов малой размерности, обладающих разной миграционной способностью. Эти минералы накапливаются, с одной стороны, в низкоэнергетических обстановках малых водоемов в непосредственной близости от источника питания (пироклор, лопарит и др.), а с другой - на значительном удалении от источников питания в высокоэнергетических обстановках крупных рек, береговой зоны и литорали (монацит и ксенотим в комплексных россыпях тяжелых минералов).

В целом, вообще следует подчеркнуть неоднозначное влияние такого фактора, как многократное переотложение материала, которое в одних случаях ведет к "разубоживанию" россыпей (касситерит, вольфрамит, киноварь, пироклор и др.), а в других - наоборот, повышает промышленную ценность россыпей за счет улучшения качества сырья. Это свойственно россыпям алмазов и других ювелирно-поделочных камней, где в процессе

переноса за счет разрушения дефектных кристаллов происходит естественное "облагораживание" сырья. Некоторые виды сырья, встречающиеся в россыпях, вообще приобретают ценные свойства только при переотложении в определенной среде. Это характерно, например, для янтаря, который приобретает необходимые свойства только в прибрежно-морских россыпях, поскольку именно в морской среде в янтаре происходит накопление свободной янтарной кислоты, повышающей его качество как ювелирного сырья (Трофимов, 1974). Многократное переотложение минералов повышает также качество цирконовых концентратов, получаемых из комплексных редкометалльно-титановых россыпей, поскольку способствует истиранию и преимущественному удалению метамиктных радиоактивных цирконов. Можно привести и противоположный случай, характерный для ильменитовых россыпей анортозитовых массивов; так, по данным Л.Б.Зубкова, вынос железа из ильменитов с постепенным повышением содержания диоксида титана от 54-57% до 60-63% сопровождается снижением магнитной восприимчивости минерала, что усложняет технологию обогащения рудных песков (Россыпные..., 1997).

Таким образом, рассмотрение широкого спектра минеральных типов россыпей показывает, что возникновение промышленно ценных концентраций россыпеобразующих компонентов может осуществляться в широком диапазоне условий и на разных отрезках денудационно-аккумулятивного цикла.

### **1.3. Трансформация минеральных парагенезисов россыпей**

С учетом отмеченных различий в поведении россыпеобразующих минералов в процессах седиментогенеза различаются две главные тенденции в формировании минеральных парагенезисов россыпей, отражающие соотношение процессов миграции и концентрации полезных минералов. Целесообразно напомнить, что эта важнейшая особенность процесса россыпеобразования впервые была отмечена более 40 лет назад Н.П.Херасковым, К.В.Потемкиным и А.Н.Спицыным в 1959 г. именно при изучении обширного класса редкометалльных россыпей, которые включают весьма широкий спектр минералов, обладающих различной миграционной способностью.

Первая из этих тенденций - это постепенное разрушение, истирание минеральных зерен, уменьшение их крупности, рассеяние минералов и, как частный случай, выпадение из минеральных ассоциаций наименее прочных компонентов. На фоне этого рассеяния может иметь место относительная концентрация минералов, но в геологически значимые отрезки времени эти скопления все равно разрушаются, сохраняясь лишь в локальных структурно-седиментационных ловушках. К данной категории россыпей относятся россыпи золота, минералов платиновой группы, олова, редких металлов и многие другие. С.И.Гурвич (1978) на примере редкометалльных россыпей подчеркивал, что суммарная масса заключенных в таких россыпях полезных минералов всегда меньше их суммарной массы, заключенной в объеме

удаленных пород коренного источника. Это - россыпи денудационного рельефа, они редко сохраняются в процессе геологической эволюции территорий и, как правило, редко встречаются в составе ископаемых россыпных формаций, хотя имеются и исключения (россыпь Томтор).

Вторая тенденция заключается в постепенном "очищении" минеральных ассоциаций от неустойчивых компонентов на пути переноса и переотложения и в формировании новых минеральных ассоциаций, которые складываются по признаку высокой устойчивости, невысокой плотности минералов (менее 4.5) и малой размерности их зерен, ограниченной узким диапазоном (0.04-0.16 мм). Это - россыпи конечных бассейнов седиментации, а именно комплексные редкометалльно-титановые россыпи, называемые также "россыпями тяжелых минералов" (heavy mineral placers), чем подчеркивается их полиминеральный состав. Концентрация полезных рудных минералов в них в десятки (до 100) раз превышает их исходные содержания в породах первоисточников, где они часто присутствуют в весьма малых количествах, часто в виде аксессуариев. Эти россыпи представляют собой продукт абсолютной концентрации ценных минералов. Обычно они хорошо сохраняются в составе ископаемых осадочных формаций.

Обе тенденции отчетливо проявляются в процессе формирования и трансформации минеральных парагенезисов россыпей, которые складываются под влиянием многих факторов и соответственно представляют собой многофакторные системы.

Минеральные ассоциации россыпей первой группы (россыпей ближнего сноса, proximal placers) формируются, прежде всего, в процессе смешения исходных минеральных ассоциаций пород и руд области питания и лишь в последующую очередь под влиянием сортировки минералов и их концентрации на тех или иных структурных, фациальных и динамических барьерах. Даже если в подготовке материала участвовали процессы химического выветривания, способствующие "очищению" минеральных ассоциаций от неустойчивых минералов, эти ассоциации, как правило, крайне неупорядочены. Можно даже утверждать, что формирование минеральных ассоциаций россыпей ближнего сноса само по себе не имеет прямого отношения к россыпеобразующему процессу в долинах, эффективность которого определяется суммарным объемом (массой) поступившего в долины рудоносного материала и условиями остаточной концентрации рудных минералов на локальных барьерах.

Эта особенность минерального состава россыпей ближнего сноса отчетливо проявляется в статистических параметрах их минерального поля, которое является крайне неупорядоченным, например, находит отражение в значениях главных компонент (Патык-Кара, Шевелев, 2000). Первая главная компонента, доля которой указывает на степень упорядоченности минерального поля, в россыпях ближнего сноса обычно не превышает 10-18%. При этом главные рудные минералы, так же, как и их минералы-спутники, могут вообще не входить в состав этой компоненты. Например, в комплексной алмазо-редкометалльно-золотоносной россыпи Ичет-Ю на Среднем Тимане, представляющей собой образование континентальной дельты (Константиновский, 2000), полезные минералы и их спутники входят в состав

разных главных компонент, ассоциируя с минералами, указывающими на состав пород первоисточников. С учетом сказанного выше, возможной мерой направленной изменчивости минеральных ассоциаций в россыпях ближнего сноса, например, в оловоносных, может служить также энтропия минерального поля (Шур, Патык-Кара, 1983), значения которой закономерно возрастают от минимальных (менее 15) - в долинах, расположенных в непосредственной близости от коренных источников в пределах рудно-россыпных узлов, к средним (15-30) - в контуре рудно-россыпных зон, до высоких (60-75) - за пределами последних. Фоновые ("безрудные") площади характеризуются значениями энтропии более 70. Это позволяет рассматривать энтропию минерального поля в качестве одного из возможных прогнозно-поисковых показателей для оценки потенциально россыпеносных площадей.

Противоположная тенденция формирования минеральных парагенезисов россыпей - по принципу подбора минералов, обладающих сходными миграционными свойствами, при менее заметном влиянии состава пород области питания, характерна для россыпей дальнего переноса (distal placers) и определяет достаточно высокую упорядоченность минеральных ассоциаций россыпей. Причем, чем совершеннее динамическая сортировка минералов по гидравлической крупности, тем более эффективным является собственно рудный процесс, и, если оценивать его эффективность статистическими методами, например, с помощью метода главных компонент, тем выше доля первой главной компоненты, в состав которой входят все полезные минералы - ильменит, циркон, рутил, лейкоксен, дистен, ставролит. Иными словами, в россыпях дальнего переноса упорядоченность минерального поля, отраженная в корреляционных связях главных минералов и в высокой доле 1-ой главной компоненты (1 ГК), является показателем эффективности рудного (в данном случае, россыпного) процесса (Патык-Кара, Шевелев, 2000) (таблица 1.3). Поэтому, так же, как и в выше описанном случае, значения 1 ГК могут служить прогнозно-поисковым критерием при оконтуривании россыпных площадей: отдельные рудные залежи характеризуются значениями 1 ГК=65-70, россыпное поле в целом - значениями более 50-55, а потенциально-россыпной район - значениями 40-45 (Природные..., 2000). Безусловно, определенный вклад в структуру минеральных ассоциаций россыпей дальнего переноса вносит также влияние источников сноса, которое максимально в непосредственной близости от области развития пород-первоисточников (в частности, в районах развития комплексных титано-циркониевых россыпей I типа, по С.И.Гурвичу и А.М.Болотову) и резко снижается с удалением (в районах II типа). Например, в Зауральской зоне Западно-Сибирской россыпной провинции, где влияние области сноса Урала проявляется в тесной корреляционной связи в паре минералов базитового происхождения "магнетит(титаномагнетит)-хромит" в противовес остальным минералам рудного парагенезиса. Точно так же в минеральных парагенезисах титано-циркониевых россыпей Ставропольского района проявляется влияние Кавказской суши, несмотря на то, что значительная доля минералов имеет транзитное происхождение.

Изменение внутренней структуры минеральных парагенезисов, в частности, нарушение корреляционных связей между минералами россыпей,

Таблица 1.3

Состав и "веса" главных компонент, характеризующие структуру ассоциаций рудных минералов комплексных россыпей Обуховской группы (Кокчетавский р-н, Северный Казахстан) (Патык-Кара, Шевелев, 2000)

ГК	участок Горьковский		участок Северный
	Горизонт 1 (нижний)	Горизонт 2 (верхний)	Горизонт 2
1	<b>ilm,rut,leu,zir</b> (68.9%)	<b>ilm,rut,leu,zir</b> (70.0%)	<b>ilm,zir,rut,leu</b> (68.8%)
2	leu / rut (23.3%)	leu / rut (17.6%)	leu / zir (19.8%)
3	ilm / zir,leu (5.6%)	ilm / zir,rut (7.7%)	rut / ilm,zir (9.2%)
4	zir / rut (2.2%)	zir / rut (4.7%)	zir / ilm (2.2%)
<b>участок Обуховский</b>			
	Горизонт 1 (нижний)	Горизонт 2 (средний)	Горизонт 3 (верхний)
1	<b>ilm,rut,zir,leu</b> (65.8%)	<b>ilm,rut,zir,leu</b> (83.5%)	<b>ilm,zir,rut,leu</b> (67.5%)
2	leu / zir (23.9%)	leu / zir,rut (13.9%)	leu (24.3%)
3	zir / rut (6.8%)	rut / zir (2.3%)	rut / zir (7.5%)
4	rut / ilm (3.5%)	zir,rut / ilm (0.3%)	zir / ilm (0.7%)
<b>Россыпь Славянская</b>			
	Чеганская свита, 3 этап		Челкарнуринские слои
	по 7 минералам	по 4 минералам	по 4 минералам
1	<b>ilm,rut,leu,sta,mon,zir</b> (72.7%)	<b>ilm,rut,zir,leu</b> (81.5%)	<b>rut,ilm,zir,leu</b> (72.3%)
2	dis,zir / mon (13.1%)	leu / zir (12.6%)	leu / zir (17.9%)
3	dis / zir (7.2%)	rut / zir,leu (4.7%)	ilm / zir (7.5%)
4	sta / leu,mon (2.9%)	zir / ilm (1.2%)	rut / leu (2.3%)
<b>Россыпь Летовочная (данные по 7 минералам)</b>			
	Горизонт 1 (нижний)	Горизонт 2 (верхний)	
1	<b>zir,leu,ilm,mon,rut,dis</b> (41.7%)	<b>ilm,rut,zir,leu,mon,dis</b> (61.6%)	
2	sta (14.7%)	sta (14.3%)	
3	rut,dis / leu,mon (12.5%)	dis / mon (10.8%)	
4	ilm,dis / mon,rut (10.0%)	leu / mon,dis (6.4%)	
5	ilm,rut / dis (9.7%)	leu / rut (4.1%)	

Примечание. ilm - ильменит, rut - рутил, leu - лейкоксен, zir - циркон, dis - дистен, mon - монацит, sta - ставролит. Жирным шрифтом выделены значения 1-й, "рудной" главной компоненты (ГК). Дробная черта разделяет конкордатные и дискордатные элементы в пределах ассоциации. В скобках указан весовой процент каждой ГК.

происходит также под влиянием привходящих факторов, каковыми могут быть локальный размыв и ветровая деструкция рудоносных осадков или наложение эпигенетических процессов. Например, изменение структуры минеральных парагенезисов выражено в вертикальном разрезе рудоносных песков Центрального титано-циркониевого месторождения (Европейская территория России), верхняя часть которого представлена палеодюнным комплексом. В этой части пласта наблюдается вторичная "рассортированность" минеральных парагенезисов по сравнению с весьма упорядоченными ассоциациями подстилающей части россыпи. Это явление отражает различные условия транспортировки минералов в воздушной среде, менее плотной и менее вязкой по сравнению с водной средой, в которой происходила сортировка минералов подстилающей прибрежно-морской сублиторальной россыпи.

#### **1.4. Региональный морфоструктурный и геоморфологический контроль**

Основы регионального морфоструктурного и геоморфологического анализа в отечественной геоморфологии заложены В.А.Обручевым и И.С.Щукиным, а затем, в 1960-70-е годы, получили развитие в работах И.П.Герасимова, Ю.А.Мещерякова, С.С.Воскресенского, Н.В.Думитрашко, Н.А.Флоренсова, Б.А.Федоровича, Ю.Г.Симонова, Н.В.Башениной, З.А.Сваричевской, О.А.Кашменской, Д.А.Тимофеева, С.С.Коржуева и других отечественных исследователей (Герасимов, Мещеряков, 1964; Рельеф..., 1967; Герасимов, 1970; Симонов, 1972; Флоренсов, 1975; Структурная..., 1975; Проблемы..., 1976) и впоследствии успешно развивались геоморфологической школой Института географии РАН (Чичагов, 1996; Геоморфологические..., 2006), МГУ (Ананьев, 1986; Ананьев, Бредихин, 2007) и сибирской геоморфологической школой (Уфимцев, 2002). Следует отметить при этом, что в зарубежной литературе, в отличие от классических работ В.Пенка, В.М.Дэвиса и Л.Кинга, в последние десятилетия аналогичный региональный морфоструктурный и геоморфологический подход практически не реализован, а региональные закономерности развития земной поверхности рассматриваются в основном в контексте современных тектонических концепций.

С учетом предмета настоящих исследований мы считаем необходимым выделить несколько ключевых положений, которые определяют региональный морфоструктурный и геоморфологический контроль в минерагии россыпей.

Поскольку рельеф есть результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, направленность его развития определяется балансом масс на поверхности Земли, в конечном итоге приводящим к проявлению двух тенденций - поднятию и понижению уровня поверхности и взаимодействию противоположно направленных процессов морфогенеза - расчленению (увеличению контрастности) и выравниванию (снижению контрастности), которые по-разному сочетаются в различных типах структур и морфоструктур. Соотношение этих факторов морфогенеза обеспечивает направленность развития геоморфологических систем. Для целей динамической

классификации последних Н.А.Флоренсовым (1964), а затем и О.В.Кашменской (Структурная..., 1975) было введено понятие *геоморфологических формаций*, характеризующих динамическое состояние региональных геоморфологических систем и их частей, определяемых как "...естественное и исторически обусловленное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенных тектонических и климатических режимах, порождающих тот или иной способ их (т.е. форм рельефа) подвижного равновесия" (Флоренсов, 1976, С. 411). Указанными авторами были выделены четыре типа геоморфологических формаций: 1) формация растущих гор (характеризуется положительным балансом земной коры и отрицательным балансом рыхлого материала); 2) формация снижающихся гор; 3) формация пенеплена (характеризуется равновесным балансом масс в земной коре и масс рыхлого материала, близким к равновесному состоянию геоморфологической системы); 4) формация впадин (соответственно, растущих, равновесных и заполняющихся). Как будет показано в **главе 2**, этот подход, наряду с совокупностью факторов, определяющих минеральный спектр россыпепеобразующей минерализации, может составлять основу типизации территорий по условиям россыпепеобразования.

В результате сочетания названных эндо- и экзогенной составляющих рельефообразования, выделяемых как "морфоструктура" и "морфоскульптура", часто с оттенком их противопоставления в силу определенных различий масштаба создаваемых форм, образуются парагенезисы форм, которые не только дифференцированы в пространстве, но и развиваются, сменяя друг друга во времени, что находит отражение в истории развития рельефа. В связи с этим важнейшим элементом регионального геоморфологического анализа, применяемого в минерации россыпей, является представление о "*геоморфологическом этапе*" развития Земли (Герасимов, Мещеряков, 1964) как этапе, характеризующем современное состояние земной коры. Именно геоморфологический этап определяет возраст наблюдаемого рельефа земной поверхности и его пространственно-временные соотношения с рельефом предшествующих этапов, что особенно важно при определении возраста россыпей и их пространственно-временных соотношениях с россыпями предшествующих этапов развития территории.

С позиций тектоно-геоморфологического анализа весьма важным является существование различных тенденций развития площадных региональных континентальных морфоструктур, конформных определенным типам структур земной коры (Структурная..., 1975), или "...двух взаимосвязанных и противоборствующих процессов - геоморфологической интеграции и дезинтеграции", по Н.А.Флоренсову (Эндогенное..., 1976, С. 65). Геоморфологическая интеграция свойственна коллизионным поясам и аккреционным террейновым областям, а в более масштабном виде проявлена в "обрастании" кратонов разновозрастными складчатыми поясами. Геоморфологическая дифференциация в наиболее полном виде проявлена в областях континентального рифтогенеза и на пассивных континентальных окраинах, а еще более масштабно - в распаде континентов.



В самое последнее время комплексный эволюционный подход в геоморфологии, в том виде, в котором он применяется в минерагии россыпей, реализован в концепции *геоморфологических режимов* как синтезирующих характеристик развития рельефа. Под геоморфологическим режимом той или иной территории понимается "...совокупность (парагенезис) процессов рельефообразования и форм земной поверхности, определяющая тип состояния (в том числе морфологию и морфологическую структуру), ход истории и тренд развития геоморфологических систем за определенный отрезок времени" (Геоморфологические..., 2006. С. 16). В цитируемой коллективной работе на примере Евразии обоснованы принципы выделения континент-формирующих морфосистем, время их заложения и взаимоотношение древних и новообразованных морфосистем, а также показаны примеры реализации этих представлений в различных геоморфологических мегарайонах Евразийского континента.

Определяющими составными частями геоморфологических режимов являются парагенезисы эндо- и экзогенных процессов (и форм), состояние земной поверхности и особенности ее развития во времени, т.е. развитие историко-эволюционный подхода, заложенного в геоморфологических формациях Н.А.Флоренсова. Существование на той или иной территории определенного геоморфологического режима означает более или менее устойчивое состояние соответствующих типов рельефа и рельефообразующих процессов. Пока изменения остаются в рамках данного режима, они принципиально его не меняют; смена же режимов, происходящая в силу изменившихся внешних условий или в результате самоэволюции геоморфологического ландшафта (например, от гор к пенеплену), знаменует новый этап в развитии рельефа и приводит к возникновению его качественно нового типа. Например, смена платформенного режима режимом тектонической активизации сопровождается сменой геоморфологического режима платформенной равнины на режим горного рельефа (рельеф типа "возрожденных гор") через промежуточную стадию, например, стадию предорогенного режима.

В классификации геоморфологических режимов существует система иерархических признаков: 1) по типу состояния - равнинный, горный, переходный; 2) по тренду и типу развития - восходящий и нисходящий; 3) по истории развития - унаследованный, новообразованный; 4) по организации пространства - режим дезинтеграции (дифференциации, расчленения) и режим интеграции (выравнивания, объединения); 5) по парагенезису процессов (морфодинамике) - денудационный и аккумулятивный режимы.

Эволюционный подход при анализе геоморфологических режимов позволяет не только проследить смену во времени региональных обстановок россыпеобразования, но и выделить разнородные по типу и времени возникновения типы геоморфологических режимов со свойственными им иерархическими признаками, определяющими направленность россыпеобразующих процессов в пределах россыпных субпровинций, провинций и тем более россыпных мегапровинций. В цитируемой выше работе (Геоморфологические..., 2006) этот процесс прослежен на примере суперконтинента Евразии, развитие которого в мезо-кайнозое, как известно,

происходило на фоне таких глобальных событий, как распад Пангеи, сопровождавшийся раскрытием Тетиса (Мезо- и Неотетиса), а затем распад Лавразии и Гондваны с одновременным замыканием Тетиса и раскрытием современных океанов. В цепи этих событий новейший тектонический этап, создавший облик современной поверхности, не представляет собой принципиально новую стадию развития, а лишь закономерно продолжает процессы, начало которых относится к позднему мезозою и палеогену.

В истории Евразии выделяются три общематериковые эпохи активизации эндогенных и экзогенных геоморфологических процессов, когда абсолютно преобладала тенденция расчленения и дезинтеграции земной поверхности. Наиболее древняя из них – докембрийская, проявленная на древних платформах. Последующие охватывают вторую половину палеозоя и кайнозой, причем в последней проявилась тенденция "омоложения" территории в восточном направлении, характерная как для области древних структур, так и прослеживаемая вдоль оси Альпийско-Гималайского пояса.

Смена во времени геоморфологических режимов интеграции и дезинтеграции, возникновение и закрытие "геоморфологических коридоров" имеют такие важные последствия, как наращивание, перестройка, дезинтеграция и даже отмирание целых долинных систем, возникновение асимметрии бассейнов (как это имеет место в Североамериканских Кордильерах, Южноамериканских Андах и по северо-восточной периферии Евразии), возникновение новых центров материковых оледенений, крупные отклонения в проявлении климатической и литогенетической зональности.

## 1.5. Литогенез и россыпеобразование

Согласно теории россыпеобразования, основы которой заложены в работах В.Лингрена, К.Рейборна, Г.Милнера, Е.Дана, Ю.А.Билибина, И.С.Рожкова и др., предполагалось, что безусловным приоритетом в формировании россыпей обладают гумидные обстановки, которые обеспечивают глубокое химическое выветривание пород и возможность транспортировки, сортировки и накопления россыпеобразующих минералов в водной среде. Эти воззрения претерпели существенную трансформацию в середине 1960-х годов с появлением работ Н.М.Страхова (1963), выделившего и обосновавшего типы континентального литогенеза, и в особенности, благодаря литогенетической концепции россыпеобразования, сформулированной Н.А.Шило (1956, 1985, 2002). Само появление этой концепции было стимулировано тем, что по мере открытия и освоения крупнейших россыпных провинций севера Евразии, Северной Америки, Центральной Азии в сферу внимания исследователей попали россыпи, формирующиеся в условиях существенного дефицита тепла и влаги, а именно россыпи областей перигляциального и аридного (и семиаридного) литогенеза. Отсылая читателя к работам Н.А.Шило, а также Ю.В.Шумилова (1986), Н.Г.Патык-Кара (1995, 2002) и других исследователей, в работах которых подробно рассмотрены различные аспекты влияния зональных типов литогенеза на формирование и строение россыпей, выделим в настоящем

разделе те литогенетические аспекты россыпеобразования, которые представляются наиболее важными в региональной минерагении россыпей, в том числе при оценке ископаемых россыпных формаций.

Среди зональных типов литогенеза, выделенных Н.М.Страховым (1963), *гумидный литогенез*, протекающий при преобладании метеорных вод над испарением и положительных среднегодовых температурах, допускающих существование воды в жидкой фазе в течение всего (или большей части) годового цикла и практически исключающих участие льда в литогенетических процессах, безусловно занимает важнейшее место, поскольку, в общем случае, обеспечивает наиболее благоприятные условия высвобождения россыпеобразующих минералов из пород-первоисточников и их транспортировку и концентрацию в водно-аллювиальной среде. Области развития гумидного литогенеза, в котором различаются тропический, субтропический и умеренный зональные подтипы, занимает в настоящее время около половины суши.

Роль гумидного литогенеза в россыпеобразовании подробно описана в соответствующей литературе (Трофимов, 1965; Нестеренко, 1977; Быховский и др., 1981), в том числе в фундаментальных работах Н.А.Шило (1985, 2002), к которым мы и отсылаем читателя. Вместе с тем, считаем целесообразным остановиться на некоторых особенностях *тропического гумидного лито- и морфогенеза*, распространенного в современной экваториальной области и фактически определяющего черты россыпеобразования на громадных пространствах россыпных провинций Гондванского ряда, а именно возникновение специфических морфогенетических (что особенно характерно для золота) и даже минеральных (россыпи бадделеита-калдасита) типов россыпей. Как показано в работах (Зинчук и др., 2005, 2007; Кору..., 2007), важнейшее значение для общей эволюционной минерагении и для россыпной минерагении, в частности, имели также прошлые эпохи гумидного тропического литогенеза (Синицын, 1980), определившие многие важнейшие особенности состава и строения россыпей ископаемых формаций, характерных как для структур древней консолидации (Сидоренко, Чайка, 1970; Константиновский, 2000), так и сохранившихся фрагментарно в пределах разновозрастных орогенно-складчатых поясов.

Среди особенностей тропического литогенеза особенно следует подчеркнуть специфику миграции и концентрации золота в корях выветривания латеритного типа с образованием золотоносных кор выветривания и сопряженных с ними генетически и пространственно остаточных элювиальных россыпей. Латериты, под которыми понимаются тропические коры аллитного и сиаллитного типа с ожелезнением в верхних горизонтах, характерны для регионов со среднегодовой температурой выше 18-20°C и осадками в диапазоне 500-2000 мм в год при значительной амплитуде сезонного хода уровня грунтовых вод. Они, как правило, характеризуются присутствием четырех зон: красноцветной, пятнистой, осветленной (каолинизированной) и подстилающего сапролита. Верхние горизонты, как правило, не сохраняют структуру первичных пород и обладают вторичной стратифицированностью, ярким элементом которой часто выступает "каменная линия". Верхнюю часть разреза коры выветривания с

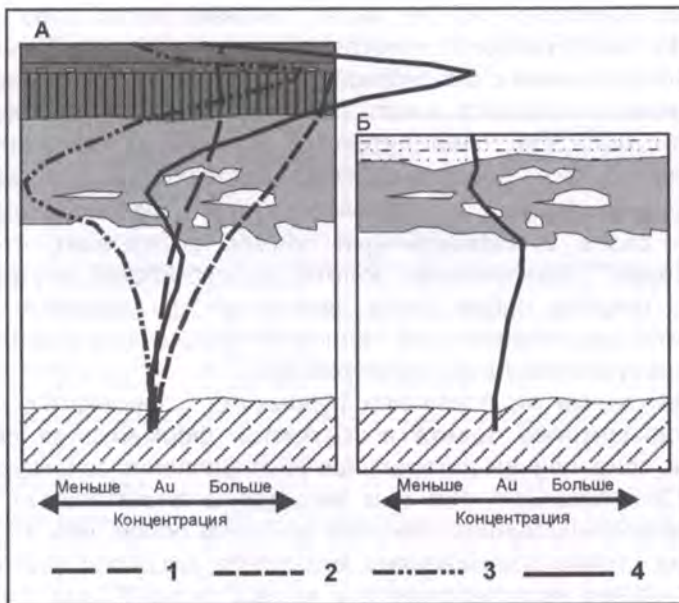
характерной мощностью 7-15 м в практике геологической разведки обычно называют просто латеритом, однако ряд авторов продолжает называть латеритом только однородную красноцветную пористую породу в верхней части разреза (конечный латерит).

Характерным показателем зрелости латеритной коры выветривания является её плотность. Она обычно составляет 1.5-1.6 для красноцветной зоны, 1.45-1.5 для пятнистой и осветленной зоны и нарастает с глубиной от 1.5 (у поверхности) до исходной плотности коренных пород (обычно 2.3-2.9) в сапролитовой зоне. Это описано, например, для латеритного месторождения Поссе в Бразилии (Porto, Hale, 1995). Мощность коры выветривания, включая сапролитовую зону, как правило, сохраняющую следы структуры и элементы залегания исходной породы (структурный элювий), значительно больше. При разведке месторождений руда обычно делится на окисленную и первичную по уровню окисления 50% сульфидов; этот уровень в тропиках обычно наблюдается на глубине в 40-90 м. Первые окисленные сульфиды отмечаются на глубине 100-150 м, где плотность породы уже практически не отличается от плотности неизменной породы. Этим в определенной мере объясняется разнотой в оценке мощности тропической коры в литературе, тем более, что нижняя граница вторичных изменений практически не регистрируется прямыми наблюдениями вне шахт или скважин.

Обогащение латеритов золотом с последующим образованием остаточных элювиальных россыпей происходит в результате нескольких процессов (рис. 1.6).

Первый ("весовое обогащение") связан с тем, что плотность зрелой латеритной коры выветривания (1.45-1.6) значительно меньше плотности первичных пород (обычно 2.3-2.9). При условии сохранения в коре исходного количества золота это приводит к обогащению в расчете на тонну горной массы при сохранении примерно той же концентрации на единицу объема. Предельный  $K_{\text{обог.}}$  составляет около 1.5-1.7. Второй процесс - "миграционное перераспределение" золота с его концентрацией в определенных горизонтах коры выветривания - происходит в результате миграции золота из горизонтов выщелачивания в горизонты осаждения при сезонных колебаниях уровня грунтовых вод. Третьим процессом является остаточное гравитационное накопление в коре выветривания устойчивых минералов, в том числе золота, за счет выноса растворенных форм и тонких частиц при плоскостном смыве. В то же время, эрозия и склоновые процессы (крип) разрушают геохимическую целостность коры выветривания, прекращая процессы остаточного и миграционного обогащения, сопровождающие формирование стратифицированной коры выветривания. Эрозия же формирует россыпи пролювиально-аллювиального ряда, имеющие иной, уже исключительно гравитационный, механизм сортировки и обогащения.

Активная, если не определяющая роль в процессах миграционного обогащения золота, как известно, принадлежит живым организмам, продуктам их метаболизма и металлоорганическим соединениям (Самама, 1989; Амосов, Васин, 1995). Ж.-К.Самама указывает, что при оптимальных природных условиях двухметровый слой коры выветривания на породах с содержанием золота 0.1 г/т при просачивании  $1 \text{ м}^3/\text{м}^2$  в год будет полностью выщелочен за



**Рис. 1.6. Схема взаимодействия процессов обогащения золотом тропической коры выветривания (А) и остаточное распределение золота в реликтовой коре выветривания с размытым красноцветным горизонтом (Б) (по Б.В.Малкину)**

1-3 - механизмы обогащения: 1 - весовой, 2 - остаточный, 3 - миграционный; 4 - суммарный эффект обогащения.

2000 лет. Мобилизованное золото частично выносится, частично задерживается в горизонтах вторичного миграционного обогащения, где его осаждение обусловлено сорбцией на гидроксидах железа, легких частицах, микроорганизмах и др.

Важно подчеркнуть, что процесс миграционного обогащения в тропических корах выветривания протекает и на породах с низким, околосларковым содержанием тонкодисперсного золота, причем в этих условиях практически все золото оказывается мобилизованным. Подобный процесс описан в работе (Davies et al., 1989) для территории Сьерра Леоне в пределах Западно-Африканской провинции на амфиболитах зеленокаменного пояса с низким исходным содержанием золота (10 мг/т, или около 3 кларков). Опробование коры выветривания выявило следующую динамику изменения его содержания по профилю коры: в измененных амфиболитах (сапролитовая зона) и в осветленной зоне - 10 мг/т, в пятнистой зоне - 30 мг/т, в прослое железистых конкреций красноцветной зоны - 50 мг/т, в верхней части красноцветной зоны - 10 мг/т Au. Пробность золота в латеритах составляет 982-984 при пробности первичного золота 500-826. Характерный размер золота в коре выветривания 10-200 мкм, при единичных частицах до 4 мм,

причем практически все золото имеет признаки роста либо растворения. Поскольку плотность латерита значительно ниже, чем исходных амфиболитов, результаты опробования с балансовой точки зрения можно интерпретировать как выщелачивание и вынос золота по всему профилю коры выветривания, кроме 3-5-ти метрового слоя пятнистой и части красноцветной зон, где вторичное золото сформировало горизонт обогащения.  $K_{обог}$  составляет более 3, а за вычетом эффекта уменьшения плотности непосредственно за счет миграции - около 2. Приведенный пример показывает, что даже при околосларковых содержаниях золота в субстрате внутри обычного латеритного покрова наблюдается двукратное миграционное обогащение, которое можно рассматривать как "фоновый" процесс для верхних горизонтов региональных тропических кор выветривания.

Над выходами же локальных рудных тел с высоким содержанием и присутствием крупного золота в латеритах формируются своеобразные грибовидные тела, причем латеральное распределение золота зависит от его крупности. Для фракции - 60 мкм характерны значительные по площади ореолы с латеральным миграционным разносом более, чем 100 м и плавно убывающими к краям содержаниями, в то время, как ореол золота крупностью +500 мкм тяготеет непосредственно к выходу рудного тела (Lecompt, Colin, 1989). Такие ореолы над локальными рудными телами, иногда сливаясь друг с другом, дополнительно подпитывают региональные коры выветривания, золотоносность которых в целом определяется региональными донорными формациями (Экзогенные..., 1990), формируя таким образом залежи двух типов: пластовые региональные и грибовидные локальные (Риндзюнская и др., 1995).

Процесс остаточного обогащения тропических кор выветривания россыпеобразующими минералами в наиболее "чистом виде" можно наблюдать на примере высокоустойчивого минерала - алмаза, для элювиальных россыпей которого Б.И.Прокопчуком по платформам Гондванского ряда приводятся следующие обобщенные характеристики (таблица 1.4). Оценка остаточного обогащения по минералу-реперу, каковым можно считать алмаз, показывает реальность четырех-, семикратного и более высокого остаточного обогащения в условиях поднятых пенепленов и двух-, трехкратного - на низких пенепленах тропической зоны.

Следует подчеркнуть также некоторые специфические черты морфогенеза - "геоморфогенеза", по Г.Ф.Уфимцеву (2007), - в тропических областях, определяющие особенности транспорта и концентрации россыпеобразующего материала, и, соответственно, позицию и морфологию россыпей. Г.Ф.Уфимцев выделяет следующие важнейшие черты зонального морфогенеза тропических горных областей: а) мощную эрозионную деятельность на фоне крайне невыработанного продольного профиля рек, изобилующих водопадами; б) своеобразие рельефа междуречных пространств, обусловленное сочетанием островных гор куполовидной формы с практически вертикальными, иногда нависающими склонами-стенками (например, "тепуи" Гвианского нагорья), с наклонными пьедесталами, образующими нижний уровень планации рельефа; в) мощную тропическую солифлюкцию на пологих склонах и резкое ослабление склоновых процессов

Таблица 1.4

Обогащение алмазами элювия алмазоносных пород  
(Прокопчук, 1979)

Месторождение	Тип пород	Геоморфологическая позиция	Мощн. гор-та «желтой земли», м	Содержание алмазов, кар/м <sup>3</sup>		К <sub>обог.</sub>
				в исходной породе	в элювии	
Премьер (ЮАР)	Трубка	Высокий пенеплен	11	0.51	3.0	6
Робертс-Виктор (ЮАР)	– «»–	Высокий пенеплен	40	0.1	1.0	10
Бульфонтейн (ЮАР)	– «»–	Высокий пенеплен	22	0.7	1.5	2
Луомза (ЮАР)	– «»–	Высокий пенеплен	8	0.024	0.25	10
Кимберли (ЮАР)	– «»–	Высокий пенеплен	–	0.67	3.0	4.5
Марсфонтейн (ЮАР)	– «»–	Высокий пенеплен	10	2.0	22	11
Бонанкоро (Гвинея)	– «»–	Низкого-рье	3–25	–	–	4–7
Катока (Ангола)	– «»–	Погребенная КВ	–	0.8	1.69	2
Лунда (Конго)	Промеж. коллектор Mz	Низкий пенеплен	20–30	0.3	0.5–1.0	2–3
Кванго-Калонда (Конго, Ангола)	– «»–	Низкий пенеплен	23–35	0.2	0.6–0.8	3–4
Гран-Могол (Бразилия)	Промеж. коллектор PR	Высокий пенеплен	5–15	0.1–0.2	около 1.0	5–8
Агуа-Сути (Бразилия)	– «»–	Высокий пенеплен	16	0.1–0.3	0.6–1.1	4–6

Примечание. Прочерк - нет данных.

на отвесных склонах останцовых гор; г) широкое проявление поверхностного и глубинного карста, развивающегося не только по карбонатным (знаменитый башенный карст ЮВ Азии), но и по силикатным породам (Гвианское нагорье).

Признание за гумидным литогенезом ведущей роли в процессах россыпеобразования привело к тому, что его условия зачастую безоговорочно экстраполируют на древние россыпи, для которых выводится тесная временная связь с эпохами формирования кор выветривания латеритного и каолинового профиля. Этот подход, вполне обоснованный и доказанный многочисленными примерами, вместе с тем выводит за рамки эволюционно-минерогенетического анализа другие типы литогенетических обстановок, в том числе перигляциальный, аридный и ледовый, которые вносят существенные коррективы в формирование россыпей, "запуская" специфические механизмы

россыпеобразования и создавая особые морфогенетические и минеральные типы россыпей.

Главной отличительной особенностью *перигляциального* (или криогенного) типа *литогенеза* является тот факт, что процессы энерго- и массообмена, определяющие высвобождение россыпеобразующих минералов, свойства транспортирующих сред и особенности трансформации минеральных парагенезисов, протекают при отрицательных среднегодовых температурах (со значительной амплитудой колебания) и постоянном сосуществовании воды в твердой и жидкой фазах. Эти воздействия проявляются как на молекулярном и ионном уровне, определяя, помимо гравитационной миграции, специфические механизмы обмена вещества (диффузия, осмос, электроосмос, перемещение к фронту промерзания, сублимация и др.) в криогенных массивах (Шило, 1985, 2002), так и более масштабно, определяя динамические фазы склоновых и флювиальных процессов (по данным (Шумилов, 1981, 1986; Минералогия..., 1992), Л.В.Спорыхиной, Г.А.Постоленко, Т.Т.Тайсаева и др.).

География перигляциального литогенеза общеизвестна; она определяется границами распространения "вечной мерзлоты", из чего вытекает, что даже на протяжении четвертичного периода эта область резко меняла свои границы, существенно разрастаясь в периоды оледенений, охватывая и значительные пространства шельфа, осушенные в периоды гляциоэвстатического понижения уровня океана. По данным В.И.Величко (2002), только в Северном полушарии площадь криолитозоны в период последнего оледенения (18 тыс. лет назад) увеличивалась более, чем в 2 раза. Необходимо также учитывать, что аналогичные условия возникали в истории Земли и ранее - в периоды более древних глобальных похолоданий и великих оледенений (в раннем протерозое, в позднем протерозое-венде, в ордовике, в пермо-карбоне).

Следует подчеркнуть еще одну важную особенность перигляциального литогенеза. Ранее мы указывали, что существует подавленность процессов химического выветривания в криолитозоне, точнее, в ней действуют процессы, определяющие возможность сохранности в россыпях минералов, характеризующихся низкими значениями  $K_{ey}$ , которые, как правило, не образуют промышленных россыпных концентраций в условиях гумидного климата. Характерным примером которых являются россыпи киновари, граната-демантоида, оливина-хризолита (Патык-Кара, 2002). М.Д.Дорфман, а вслед за ним и Г.С.Рубинраут на примере Кольского полуострова обосновали роль низкотемпературного гипергенно-метасоматического преобразования кристаллических пород для высвобождения рудных минералов и формирования россыпей (VIII Совецание..., 1987). Согласно М.Д.Дорфману, разложение породообразующих минералов массивов нефелиновых сиенитов протекает в условиях низких температур весьма интенсивно не только с поверхности, но и на глубине, причем, чем ниже температура (в пределах положительных значений), тем энергичнее осуществляется процесс диссоциации минералов, таких как эвдиалит, нефелин и других минералов комплекса. Насыщение поверхностных и трещинных вод продуктами растворения, в том числе активными ионами и неорганическими

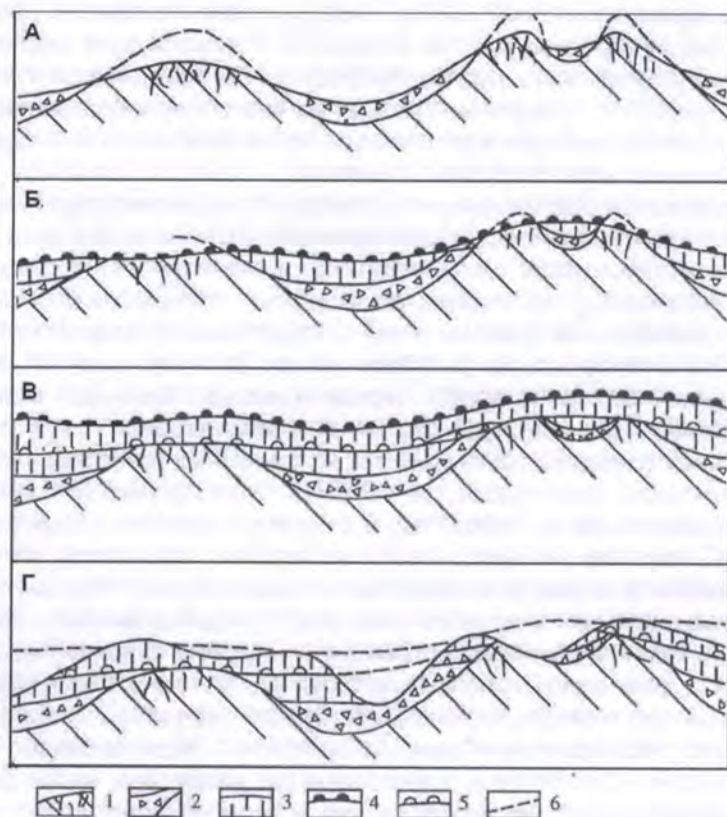


комплексообразователями, резко увеличивает скорость разложения алюмосиликатов (полевых шпатов и эгирина) и способствует высвобождению и остаточному накоплению рудных минералов. По аналогичной схеме за счет низкотемпературного гипергенно-метасоматического преобразования фенитов и карбонатитов происходит остаточное накопление магнетита и бадделейта в элювиальных россыпях Ковдорского массива.

Другой особенностью криогенных обстановок, вызывающей появление в ископаемых криогенных формациях признаков, сближающих их с аридными обстановками, является значительная литогенетическая роль ветра в условиях беслесных пространств холодных степей, характерных для внутриконтинентальных районов Азии и арктических тундростепей древней Берингии. Некоторые авторы (С.В.Томирдиаро, В.В.Колпаков, В.Е.Филиппов и др.) придают этому фактору исключительно важную, может быть, необоснованно завышенную роль в формировании как остаточных дефляционных (с ветрогранниками), так и транзитных (лессовидные суглинки) литогенетических комплексов, а также в трансформации минеральных парагенезисов криогенных областей. В любом случае, при анализе древних, в том числе ископаемых, россыпей необходимо принимать во внимание специфические признаки перигляциальных (криогенных) обстановок, такие как псевдоморфозы по ледяным жилам, дефляционные отмостки с ветрогранниками и "псевдопустынным" загаром, обилие лессовидного материала с реликтами криогенных структур, а также особенности самих минеральных парагенезисов россыпей. Среди последних особого внимания заслуживают минералогическая "незрелость" парагенезисов (за счет присутствия малоустойчивых минералов) и вторичная их дефляционная "рассортированность", а также свойства самих минералов, например, тороидальная форма золотин "золотого" происхождения (Важнейшие..., 1997; Никифорова и др., 2005).

Области распространения *аридного литогенеза* (вместе с семиаридными областями) сегодня занимают почти 23% поверхности суши. Россыпи, формирующиеся в этих областях, имеют много общего с россыпями областей перигляциального литогенеза (Патык-Кара, 1995), что определяется дефицитом влаги и значительной амплитудой температурных колебаний с переходом через 0°C (в том числе краткосрочных). Как следствие, в аридных обстановках создаются условия для высвобождения и относительной концентрации минералов, мало устойчивых в гумидных обстановках (Россыпи..., 1991). С другой стороны, на высвобождение россыпеобразующих минералов в аридных условиях отрицательное влияние оказывают цементирующие свойства пустынных кор выветривания.

Значительная часть собственно аридных россыпей связана с начальными стадиями эволюции и перемещения обломочного материала и локализована на склонах и в верхних звеньях речной сети (Cooke et al., 1993). Именно эта группа россыпей отличается наибольшим минеральным разнообразием; наряду с золотыми, алмазоносными, оловянно-редкометалльными и вольфрамowymi россыпями, среди них известны такие "экзотические" минеральные типы, как ложковые россыпи пьезокварца, бокситов, корунда-наждака, барита и др. Другую специфическую группу



**Рис. 1.7.** Эволюция денудационных поверхностей в аридных областях, позволяющая проследить условия концентрации россыпеобразующих компонентов в обломочных россыпях: А - врезание, Б - выравнивание, В - аккумуляция и захоронение денудационных поверхностей, Г - эрозия и частичное откапывание погребенного рельефа (Патык-Кара, 1995)

1 - коренные источники; 2 - скопление полезного компонента в склоново-пролювиальных отложениях; 3 - перекрывающие песчано-лессовые осадки; 4 - ветровая "отмостка": дефляционные остаточные скопления рудных обломков и гальки, покрытые пустынным загаром; 5 - то же, в погребенном состоянии; 6 - реконструированные поверхности предшествующих этапов.

образуют россыпи эолового (в том числе дефляционного) и, чаще, смешанного дефляционно-склонового обогащения, как по первичным коренным источникам (рис. 1.7), характерным, в частности, для долинных педиментов аридных и семиаридных областей, так и по террасовым аллювиальным россыпям либо по промежуточным осадочным коллекторам. В группе флювиальных россыпей областей аридного литогенеза, с учетом сезонности процессов, преобладают пролювиальные россыпи сухих дельт (фанов,

конусов выноса), а аллювиальные россыпи несут следы влияния сезонных катастрофических паводков.

Как указывалось в работе Н.А.Шило и др. (1994), для литогенеза аридных и перигляциальных обстановок характерен целый ряд общих признаков, а именно: а) важнейшая роль температурного фактора и фазовых переходов воды в процессах высвобождения и миграции россыпеобразующих минералов, определяющая не только условия их высвобождения, но и специфические черты их распределения в разрезе активного слоя (Corte, 1981); б) более строгая, по сравнению с гумидной зоной, сезонная обусловленность всех россыпеобразующих процессов, действующих в условиях абсолютного (или относительного) дефицита влаги; в) важная россыпеобразующая роль деятельного слоя (и его аналога - слоя температурно-влажностных колебаний в аридной зоне) на начальной стадии трансформации минеральных парагенезисов; г) более значимый, по сравнению с гумидной зоной, вклад склоновых и пролювиальных фаций в общий баланс генетических типов континентальных осадков; д) важная роль ветра в процессах конечной дифференциации минералов. Поэтому для россыпей перигляциальных и аридных обстановок свойственны некоторые общие признаки, отличающие их от россыпей гумидной зоны: 1) относительно высокая доля полигенетичных россыпей; 2) повышенная мощность рудных пластов; 3) преобладание многоярусных (2-3-пластовых) и погребенных россыпей; 4) повышенная протяженность аллювиальных россыпей при сходных условиях питания (Шило и др., 1994).

Некоторые авторы (W.E.L.Minter, В.Е.Филиппов, З.В.Никифорова, А.А.Котов и др. (Россыпи..., 1991, 1994)) высказывают точку зрения, что именно в аридных и криогенно-аридных условиях формируются специфические плащеобразные остаточные склоново-дефляционные скопления тяжелых минералов - современные аналоги рифов древних металлоносных конгломератов. К числу специфически "аридных" типов россыпных концентраций относятся, по-видимому, большеобъемные россыпи мелкого золота в пролювиальных конусах выноса горных долин. По данным В.М.Погодаева, "...только Дондушканский неогеновый конус выноса р. Палео-Пяндж включает, по самым скромным подсчетам не менее 0.1-0.2 части запасов Витватерсранда" (Шило и др., 1994. С. 498).

С позиций минерагенического анализа важно иметь в виду, что эпохи преимущественного формирования рудных пластов в обоих типах обстановок совпадали с периодами глобального потепления климата (относительно плювиальные эпохи), а затухание флювиального россыпеобразования и погребение рудных пластов в целом приходилось на периоды глобального похолодания.

С точки зрения региональной минерагении россыпей, помимо влияния глобальной циркуляции атмосферы, весьма важна также тектоническая приуроченность областей аридного и семиаридного литогенеза (включая холодные пустыни и полупустыни). Наиболее обширные области его распространения находятся в пределах структур древней консолидации (кратонов и плит), а также во внутренних бассейнах (внутригорных и межгорных впадинах) крупных орогенных поясов, в том числе зон тектоно-

магматической активизации Центральной и Восточной Азии. В целом же, при прочих благоприятных условиях, приоритетом в существовании аридного литогенеза, по-видимому, обладали эпохи относительной тектонической стабилизации и выравнивания территории. Сегодня области криогенного и аридного литогенеза занимают в сумме около половины (более 46%) площади суши. Учитывая их значительное расширение в плейстоцене, а также, по-видимому, и в более отдаленные эпохи глобальных похолоданий и оледенений, можно предположить, что оба типа обстановок в той или иной мере контролировали образование почти всех известных континентальных россыпей.

*В рамках ледового (или гляциального) литогенеза*, впервые выделенного Н.М.Страховым (1962, 1963), а рассмотренного с позиций россыпеобразования Н.А.Шило (1985, 2002), в качестве главного фактора деструкции горных пород и транспортировки обломочного материала выступают ледники. В настоящее время площадь, занятая горными и покровными ледниками, составляет немногим более 16 млн. км<sup>2</sup> (Гляциологический..., 1984), но, как известно, она значительно возрастала в периоды плиоцен-четвертичных, а также более древних оледенений<sup>3</sup>. Оставляя в стороне до сих пор однозначно не решенный вопрос о масштабах плейстоценовых оледенений, следует напомнить, что и литогенетическая роль ледников, несмотря на почти полуторавековую историю их изучения, трактуется неоднозначно: от признания ледников в качестве мощного фактора деструкции (Р.Флинт) до практически противоположной точки зрения, когда ледникам отводится роль пассивного консервирующего фактора. В действительности деструктивно-аккумулятивная и, как частный случай, россыпеобразующая роль ледников может варьировать в широких пределах, в зависимости от стадии (фазы) развития оледенения, термодинамики самих ледовых масс, рельефа постилающих пород и других факторов (Гляциологический..., 1984)<sup>4</sup>. Конкретные примеры свидетельствуют о широком диапазоне условий россыпеобразования в районах покровного оледенения: от глубокой деструкции, в результате которой сохраняются только образования завершающих стадий последнего оледенения (Фенноскандия, область Лаврентийского шита в Северной Америке), до пассивного воздействия, при котором россыпеобразование происходит у самого края ледникового купола (россыпи золота рр. Лагерная, Голышева, начинающиеся непосредственно в краевой части ледникового купола о-ва Большевик)

<sup>3</sup> Например, площадь Патагонского ледникового комплекса в Южной Америке в период последнего оледенения (19 Ка), по некоторым оценкам, превышала площадь современных ледников в 18 раз.

<sup>4</sup> Эти факторы учитываются в динамической классификации ледников (П.А.Шумский, В.М.Котляков и др.), основанной на соотношении двух главных сил, вызывающих движение ледников: силы стока, обусловленной уклоном ложа и вызывающей преимущественно ламинарное течение льда, и силы растекания, обусловленной наклоном поверхности ледника по отношению к его ложу и обуславливающей преимущественно глыбовое их скольжение. Движение горно-долинных ледников имеет ламинарный характер и происходит исключительно под воздействием силы стока, горно-покровных - ламинарный характер, при участии глыбового скольжения, покровных - за счет доминирования глыбового скольжения, когда ледники полностью независимы от подстилающего рельефа, а их динамика определяется исключительно климатическими условиями.

(Кузьмин и др., 1999). Е.И.Тищенко на примере Ленского золотоносного района, подвергавшегося воздействию полупокровного оледенения, показал многообразие влияния на формирование и сохранность россыпей. Верховья долин, где располагались местные центры горного оледенения карового типа, часто лишены сколько-либо значительных концентраций золота. В то же время в долинах более высоких порядков, заполнение которых льдом шло в направлении от устьев за счет опережающего движения ледников по магистральным долинам, происходило подпруживание водотоков и накопление обломочных масс значительной мощности. Перемыв последних в межледниковье способствовал концентрации золота и увеличению его крупности, что наблюдалось в течение нескольких эпох. В результате, как указывает Е.И.Тищенко, в интегральном выражении в течение четвертичного периода произошло увеличение продуктивности россыпей в 2.5-3 раза, а медианного размера золота - в 2 раза (Россыпи..., 1991. Ч. 2).

За последнее десятилетие получен огромный фактический материал по золотоносности отложений внешней зоны области покровного оледенения Восточно-Европейской платформы. Высвобожденное мелкое и тонкое золото переносится ледниками на расстояние многих сотен километров и образует повышенные, иногда близкие к промышленным, концентрации в песчано-гравийных толщах краевой зоны московского оледенения (на территории Смоленской, Московской, Ивановской, Костромской областей), а также валдайского оледенения и его стадий (Ленинградская область) (Мигачев и др., 1995; Природные..., 2000). Подвергаясь переотложению в межледниковье и за границами оледенения, эти золотоносные осадки послужили источниками небольших аллювиальных россыпей в современных долинах (Костромская и Калужская области) (Важнейшие..., 1997), а также дальнепереносных концентраций МТЗ во внеледниковых районах.

Как уже отмечалось, глубокое выветривание и высокая степень дробления пород и высвобождения россыпеобразующих минералов - далеко не всегда положительный фактор для формирования россыпей. Если качество и ценность сырья зависит от крупности обломков (размеров моноблоков), то именно валунные россыпи представляют наибольший промышленный интерес, а ледовый литогенез не только не противопоказан, но и даже "необходим" для их формирования. Например, многие крупные россыпи рисунчатых кремней связаны именно с районами покровного оледенения, а россыпи нефрита - с районами горно-долинного оледенения: крупные блоки-будины нефрита легко высвобождаются из рыхлого серпентинита, накапливаются в морене и в дальнейшем дают начало флювиогляциальным валунным россыпям (Восточный Саян, Британская Колумбия).

Влияние оледенения, в частности покровного, на формирование россыпей проявляется также через действие других факторов. Широко развитые в районах былого развития материкового оледенения гляциоизостатические процессы стимулируют дифференцированное поднятие рудоносных массивов и их избирательную денудацию, чем достигается определенная последовательность процессов россыпеобразования. Убедительные примеры этого описаны в пределах Фенноскандии. Воздымание Хибинского и Ловозерского массивов совпадает с периодами сокращения

покровного оледенения и снятия нагрузки; именно в эти периоды в них формируются местные центры горно-долинного оледенения и активизируется избирательная ледниковая экзарация пород массивов. В Ловозерском массиве, как было отмечено С.А.Лихачевым и В.Я.Евзеровым, именно в эти периоды происходила интенсивная денудация массива, в том числе пород "лопаритового комплекса" (луявритов и уртитов), и формирование богатых ледниковых, флювиогляциальных и озерных лопаритовых россыпей. Иными словами, можно утверждать, что пульсация покровного оледенения запускает механизм изостазии, а тот, в свою очередь, стимулирует вскрытие коренных источников и формирование россыпей.

Несколько слов стоит сказать и о морском ледовом литогенезе, который, в зависимости от продолжительности ледового покрова, в большей или меньшей мере подавляет процессы сортировки обломочного материала в береговой зоне, что не способствует формированию масштабных прибрежно-морских россыпей, даже при прочих благоприятных условиях. Не изученной остается возможность волновой сепарации и концентрации тяжелых минералов тонкопсаммитовой размерности, поступающих в покрытые льдом бассейны при размыве промежуточных коллекторов. Установленные в последние годы повышенные содержания минералов типичной для комплексных титано-циркониевых россыпей ассоциации (ильменита и циркона) - до 30 и более кг/м<sup>3</sup> на мощность рудного интервала 3-3.5 м в ледово-морских осадках марресальской свиты нижнего плейстоцена в низовьях р. Оби<sup>5</sup> - свидетельствуют о возможной сепарации тяжелых минералов в зоне действия придонных течений, однако промышленные перспективы таких концентраций пока не определены.

Вместе с тем, в отличие от рассмотренных выше россыпей, сформированных в условиях перигляциального и аридного литогенеза, россыпеобразующее значение ископаемых ледниковых формаций (тиллитов) вряд ли может оспариваться. В истории Земли, помимо позднекайнозойского, или "современного", ледникового периода (начавшегося в неогене и достигнувшего максимума в позднем плейстоцене), известны еще, по крайней мере, четыре периода великих оледенений продолжительностью не менее 20-30 млн. лет каждый, в свою очередь насчитывающие по несколько самостоятельных оледенений и стадий (Лунгерсгаузен, 1957; Джон и др., 1982): 1) нижнепротерозойское оледенение (2300 Ma), один из центров которого (Гуронский) располагался на юге Канадского щита, а второй - в районе Трансвааля (тиллиты Грикватаун); 2) позднепротерозойское оледенение с максимумом в венде (на севере Европы); 3) ордовикское оледенение (480-500 Ma), главный центр которого находился в Северо-Западной Африке (плоскогорье Ахаггар, где располагался Южный полюс), а другой - в области современной ЮВ Бразилии и восточной Намибии; 4) "Великое пермо-карбонное оледенение", с максимумом похолодания около 300 Ma, охватившее весь юг Гондваны, с главным центром, располагавшимся в Южной Африке (рис. 1.8). Это оледенение оказало громадное влияние на

<sup>5</sup> По данным ОАО "Ямальская горная компания" (Проект на проведение поисковых работ на титано-циркониевые россыпи на Салехардской площади, 2006 г.).

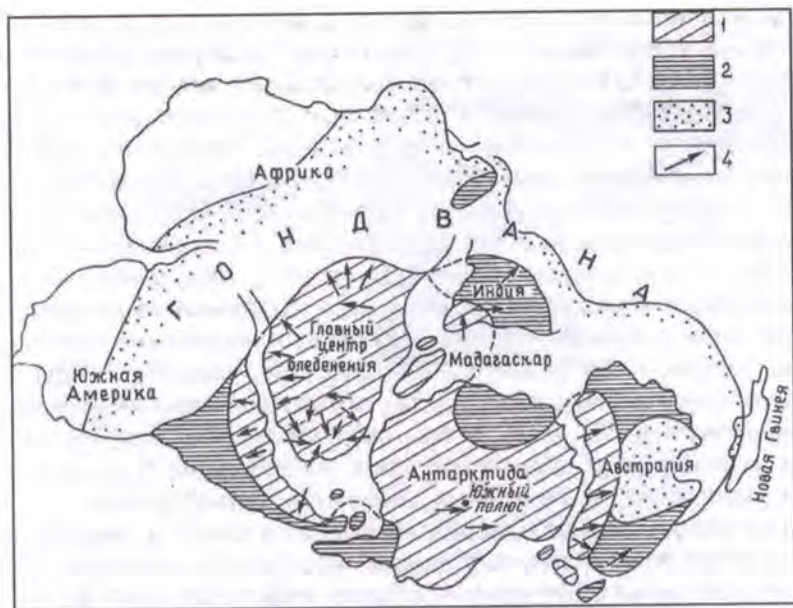


Рис. 1.8. Общее направление дрефта ледников и разноса обломочного материала на Южной Гондване в период "Великого пермо-карбонového оледенения" (Джон и др., 1982)

1 - области распространения ледниковых покровов; 2 - прочие области оледенения; 3 - районы распространения ископаемых папоротникообразных рода *Glossopteris*; 4 - направления движения льда.

формирование россыпей на платформах Гондваны, обусловив широкий разнос россыпеобразующих минералов и оставив мощные толщи ледниковых и водно-ледниковых отложений широкого генетического диапазона: от истинных тиллитов до ленточных глин приледниковых озер, которые сыграли важнейшую роль в качестве промежуточных золото- и алмазоносных коллекторов для более молодых россыпей (алмазоносные и металлоносные конгломераты свиты Итатаре в бассейне р. Параны в Бразилии, серии Двайка в Южной Африке и на Мадагаскаре, серии Лукулу в области кратона Конго) (Дю Тойт, 1957; Казн, 1958; Трофимов, 1967; Прокопчук, 1979; Россыпи..., 2005).

Особое место в ряду континентальных литогенетических обстановок занимает *карстовый морфолитогенез*, особенности которого, в отличие от перечисленных выше "зональных" типов литогенеза, определяются свойствами субстрата коренных пород. Сочетаясь с зональными типами литогенеза, карстовый морфолитогенез определяет специфические механизмы концентрации рудных минералов, придает особые черты составу рудных залежей и определяет чрезвычайно сложную структуру россыпных месторождений "карстовой фациальной области" (Цыкин, 1984).

Как отмечалось исследователями карста И.С.Щукиным, Н.М.Гвоздецом, Р.А.Цыкиным и др., карстовые процессы протекают во всех климатических

зонах, однако наиболее ярко они выражены в области гумидного тропического и субтропического климата. Классическим районом тропического и субтропического карста и связанных с ним россыпей является Юго-Восточная Азия. Соответственно, в условиях умеренных и высоких широт наибольшая рудоносность, в том числе и россыпная, присуща ископаемому, преимущественно мезозойскому карсту, наиболее ярким выражением которого являются переотложенные коры выветривания в карстовых полостях и протяженные эрозионно-карстовые долины, заключающие наиболее масштабные россыпные месторождения. Карстовые россыпи, формировавшиеся в условиях бореального и субполярного климата, обычно составляют лишь фрагмент россыпей нормальных эрозионных долин. В силу этого все сколько-либо значительные россыпи, несущие следы влияния карста, в умеренных и высоких широтах, в том числе на территории России, имеют дочетвертичный, чаще всего мезозойский, возраст (Сигов, 1969). Признаки влияния карстовых процессов установлены и в палеозойских россыпях, например, в базальных горизонтах алмазоносных песчаников такатинской свиты среднего девона на Урале, а также в редкометалльной россыпи Томтор, где они отвечают за формирование вмещающей россыпную залежь озерной ванны структурно-карстового происхождения.

На развитие и сохранность карстовых россыпей большое влияние оказывает морфоструктурный контроль (Прокопчук и др., 1985), состоящий в том, что все масштабные карстовые россыпи связаны с формацией современного или древних, обычно погребенных, пенепленов, на которых процессы карстообразования протекают параллельно с формированием площадных кор выветривания и накоплением высокоглинистых элювиально-делювиальных, пролювиальных и аллювиальных толщ. Во воздымающихся морфоструктурах карстовые процессы развиваются параллельно с эрозией и имеют, как известно, существенный вертикальный диапазон, однако эти формации в целом имеют меньшее значение в развитии россыпей, связанных с тропическим карстом, поскольку практически не сохраняются в ископаемом состоянии.

На примере россыпей Юго-Восточной Азии удастся проследить генетический ряд россыпей областей карстового морфолитогенеза, который включает: а) остаточные элювиальные россыпи мощностью 5-10 м, обычно в виде выдержанных покровов или изолированных карманов; б) коллювиально-пролювиальные россыпи, накапливающиеся в карстовых полостях и депрессиях у перегибов склонов и в уступах педиментов; в) пролювиально-аллювиальные россыпи, характерные для малых долин; г) аллювиальные и озерные россыпи, свойственные карстовым долинам среднего порядка, в том числе и подземным (Патык-Кара, Спорыхина, 2004) (рис. 1.9). В качестве характерных черт россыпеобразования в карстовой фациальной области следует также отметить формирование своеобразных "косых пластов" золотоносных россыпей, формирующихся в структурно-карстовых депрессиях на границе гранитных куполов с карстующимися породами (Южный Урал), а также озерных россыпей ближнего сноса в структурно-карстовых депрессиях. При этом оба названных типа россыпей встречаются и в составе ископаемых россыпных формаций.



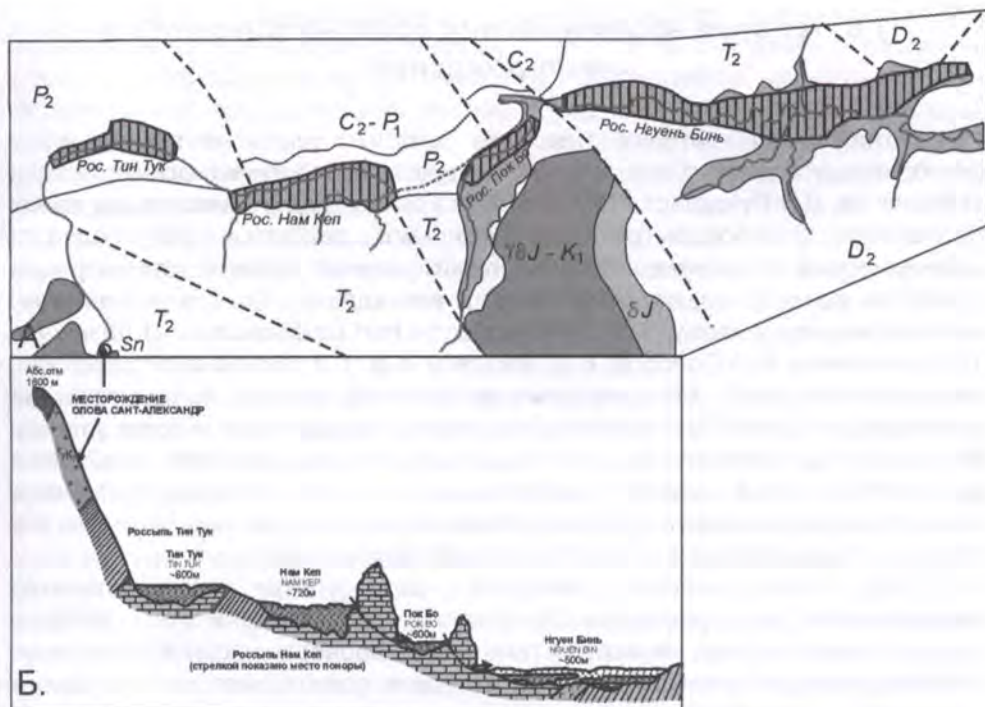


Рис. 1.9. Строение аллювиально-карстовых россыпей в области тропического карста. Россыпи олова Тин Тук - Нгуен Бинь (каскад россыпей) в Северном Вьетнаме: А - план, Б - продольный разрез (Патык-Кара, Спорыхина, 2004)

Таким образом, анализ влияния разных типов литогенеза на процессы формирования россыпей показывает, что каждый из них вносит свои специфические черты в эти процессы. Иногда они придают россыпям конвергентные признаки, как это имеет место в россыпях перигляциальной и аридной областей, что важно при реконструкции палеообстановок древних эпох россыпеобразования. Однако ни один тип континентального литогенеза, включая гипераридные обстановки пустынь и обстановки областей покровного континентального оледенения, не является "запретным" для формирования россыпей, что значительно расширяет перспективы поисков ископаемых россыпных формаций и возможный потенциал россыпных провинций и районов.

## 1.6. Условия возникновения крупных россыпных месторождений

Устоявшиеся критерии отнесения того или иного месторождения к категории крупных и суперкрупных, как указывают многие исследователи (П.Лазничка, Д.В.Рундквист, Я.Кутина, Пей Ронгфу и др.), в настоящее время отсутствуют. Наиболее распространенными являются два подхода: геохимический, в основе которого лежит оценка уровня концентрации полезного компонента по отношению к его кларку и/или региональному геохимическому фону (А.Е.Ферсман, Н.И.Сафронов, П.Лазничка, Л.Н.Овчинников, Н.А.Солодов, Е.В.Плющев и др.), и геолого-экономический, учитывающий долю месторождения в мировых запасах и производстве данного вида сырья (Орлов, 1991). При втором подходе учитываются уровень освоенности минерально-сырьевой базы и потребность народного хозяйства в данном виде сырья, поэтому критерии динамичны во времени. Например, крупные месторождения по своим запасам ориентировочно соответствуют 0.5 годовой добычи страны и около 0.1-0.15 мировой добычи.

Еще более неясным является часто употребляемое понятие "уникальности" месторождения (Крупные..., 1996; Уникальные..., 1996), в котором соединены две характеристики: неординарность масштабов (запасов и пр.) и уникальность генетическая (структурная, позиционная, минеральная и пр.). Хотя все месторождения-гиганты возникают в условиях "аномальной" геологической среды и по совокупности условий формирования отличаются от аналогичных рядовых месторождений, уникальные обстановки далеко не всегда приводят к возникновению аномально крупных месторождений.

В современном учении о крупных и суперкрупных рудных концентрациях важнейшее место уделяется структурному фактору, глубинной неоднородности литосферы, мантийным очагам-плюмам, влиянию долгоживущих линейных и концентрических структур (Я.Кутина, М.А.Фаворская, П.Лазничка и др.). Для экзогенных месторождений, в том числе для месторождений седиментогенной природы, к которым принадлежат россыпи, влияние этих факторов либо проявляется опосредственно, либо полностью затушевывается другими факторами.

При оценке критериев формирования крупных и суперкрупных россыпных месторождений следует учитывать следующие позиции:

1. В силу относительной дешевизны освоения россыпей, оценочные параметры, определяющие масштабы и богатство этих месторождений могут существенно, иногда на порядок, отличаться от таковых для коренных месторождений соответствующего вида сырья. Соответственно меняются и оценочные показатели, основанные на геохимическом подходе.

2. Важнейшее отличие россыпей от других месторождений седиментогенной серии состоит в том, что они представляют собой продукт переотложения материала коренных месторождений (или рудоносных массивов), и, таким образом, в большей или меньшей степени испытывают влияние эндогенной металлогении, подчиняясь глобальным и региональным закономерностям распределения рудных месторождений.

3. Для образования достаточно объемных россыпей, как подчеркивалось выше, необходима соответствующая (с учетом значительного рассеяния россыпеобразующих минералов) масса рудного вещества, заключавшегося в первоначально эродированном объеме пород. Для различных минеральных типов россыпей это могут быть: а) масштабные коренные источники и рудоносные массивы; б) значительные по площади и уровню среза объемы минерализованных пород, заключающие достаточную массу россыпеобразующих минералов, в том числе и в рассеянной форме. Оба эти варианта реализуются лишь при условии, что коренные месторождения и рудоносные массивы принадлежат к россыпеобразующим формациям (Шило, 1985), и в зависимости от особенностей тектоно-геоморфологической эволюции территорий.

4. Любые (неоднократно предпринимавшиеся) попытки установить количественные соотношения между масштабами (запасами и содержаниями полезных компонентов) коренных и россыпных месторождений выдерживаются только в узком диапазоне обстановок и не могут служить общими критериями для оценки крупности россыпного месторождения по коренному источнику, и наоборот. В рамках россыпной провинции (района) с определенным типом и уровнем минерализации возникновение достаточно масштабных и, в особенности, аномально крупных россыпей возможно лишь при сочетании условий, в которых, во-первых, наилучшим образом реализуются россыпеобразующие свойства коренных источников (далеко не всегда "аномальных"), во-вторых, достигается оптимальный уровень высвобождения, переноса и концентрации россыпеобразующих минералов и, в-третьих, имеются условия для сохранности возникших рудных (россыпных) залежей в геологически значимые отрезки времени.

Формирование месторождений-гигантов, в том числе россыпей, может осуществляться по двум схемам: *экстенсивной* и *интенсивной* (Башкиров, Попов, 1983). Первый путь обеспечивает образование большеобъемных месторождений при невысоких коэффициентах концентрации полезного компонента; второй - реализуется в возникновении уникально богатых россыпей при относительно небольших запасах рудных песков.

Типичные примеры россыпей первого типа - россыпи золота приразломных впадин, где запасы металла рассредоточены по всему разрезу выполняющих впадину осадков. К ним же можно отнести также россыпи мелкого и тонкого золота во впадинах (россыпи куранахского типа), большеобъемные россыпи в пролювиальных конусах выноса (Дондушканский неогеновый конус выноса р. Палео-Пяндж), концентрации МТЗ в песчано-гравийных месторождениях. Россыпные месторождения второго типа возникают исключительно в условиях унаследованного развития формы-коллектора при наличии структурных, седиментационных и прочих ловушек.

Нетрудно видеть, что эти две схемы предполагают существенно разные механизмы концентрации полезного компонента. В первом случае должны существовать условия, обеспечивающие стабильное накопление значительных объемов металлоносного материала; во втором действуют механизмы остаточной концентрации полезного компонента в достаточно ограниченном объеме формы-ловушки на фоне выноса (удаления) слабо



**Рис. 1.10.** Природная модель прибрежно-морского россыпеобразования, демонстрирующая позицию двух типов россыпей: пляжевых (а) и донных (б), относящихся к месторождениям, формирующимся, соответственно, по интенсивной и экстенсивной схемам (фото А.В.Лаломова)

металлоносного или безрудного материала. Иными словами, россыпи-гиганты первого типа - это преимущественно аккумулятивные образования второго типа, россыпи гиганты второго типа - это продукт избыточной концентрации россыпеобразующих минералов на пути их рассеяния в едином денудационном цикле.

Соотношение рассмотренных типов россыпей может быть проиллюстрировано на примере двух типов прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов (рис. 1.10), с которыми связаны наиболее крупные россыпные месторождения во многих россыпных провинциях, например, в районе Марри-Бейсин (Австралия). Это, с одной стороны, - богатые, но небольшие по запасам линейные пляжевые залежи (strand placers), а с другой, менее богатые, но характеризующиеся громадными запасами рудных песков пластовые залежи (sheet placers), формирующиеся на подводном склоне (Murrey..., 1999; Патык-Кара и др., 2006).

Хотя обстановки формирования россыпей, принадлежащих к двум основным категориям россыпей, - россыпям ближнего сноса (автохтонным) и россыпям дальнего переноса (аллохтонным) - принципиально различны, в обоих случаях формирование крупномасштабных россыпей может идти по двум названным схемам.

К крупным и суперкрупным россыпям, как и ко всем другим месторождениям-гигантам, не применимы в полной мере модели, описывающие обстановки формирования и статистические параметры распределения "рядовых" месторождений. Известно, что распределение месторождений по крупности (size-grade distribution) имеет разный характер для рядовых и крупных объектов. В работе (Agterberg, 1995) указано, что, если общее распределение месторождений того или иного типа по крупности подчиняется логнормальному закону, то часть кривой, на которую ложатся крупные объекты (high-value tail of curve), описывается гиперболой или подчиняется еще более сложному распределению Парето (1995). Б.Г.Башкиров и Ю.В.Попов (1983) также указывают, что мелкие-средние месторождения распределяются по логнормальному закону, в то время как крупные объекты описываются параболой, а уникальные - кубической параболой. Наши данные показывают, что такая обособленная позиция месторождений-гигантов характерна и для россыпей (рис. 1.11); это лишний раз подчеркивает, что при переходе от рядовых к крупным и, особенно, к месторождениям-гигантам происходит не столько количественное, сколько качественное изменение параметров среды россыпеобразования. Аналогичная картина наблюдается и в распределении по крупности россыпей в пределах отдельно взятых провинций. В качестве примера могут быть приведены данные по россыпям олова Восточной Якутии (рис. 1.12).

На самом деле любые попытки статистически оценить частоту встречаемости россыпных объектов разного ранга весьма условны, поскольку относительно достоверная выборка их может быть организована только из числа месторождений, числящихся на балансе, что уже само по себе предполагает учет сугубо экономических параметров и степени изученности сырьевой базы. Поэтому и соотношение между крупными, средними и рядовыми (мелкими) россыпными месторождениями разных минеральных типов, которое выглядит для россыпей золота - 1:10:60, для россыпей олова - 1:2:10, для титановых и титано-циркониевых россыпей - 1:3:10<sup>6</sup>, является условным и отражает существующее на определенный момент времени состояние изученности сырьевой базы. Общеизвестно, что большое число мелких россыпных месторождений золота есть следствие быстрой окупаемости их освоения, а также особенностей геологической политики на местах, когда части единой россыпи ставились на баланс как самостоятельные месторождения. Достаточно вспомнить также, что резкое увеличение числа крупных россыпей олова произошло в связи с открытием "новых" геолого-промышленных типов россыпей в зонах тектонических уступов в 1970-х - начале 1980-х годов.

Вообще любое возрастание спроса на тот или иной вид сырья приводит к быстрому открытию многих, в том числе в основном мелких, месторождений. Можно вспомнить, что на ранних этапах создания отечественной сырьевой базы атомной промышленности, ориентированной на торий, общее число открытых и разведанных россыпей монацита в СССР составляло 130. Сегодня эти объекты считаются не заслуживающими внимания. Если исходить из

<sup>6</sup> БД "Россыпные месторождения России", ИГЕМ РАН

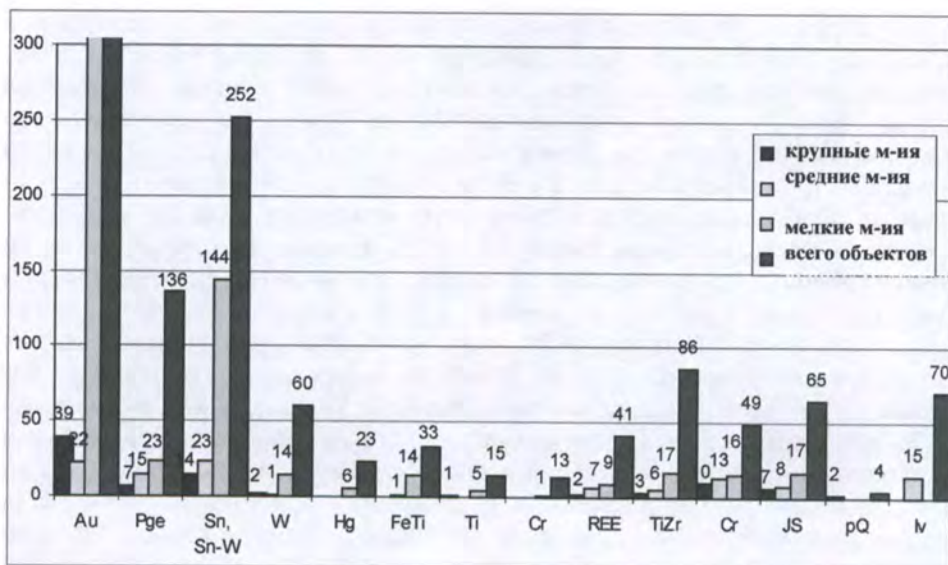


Рис. 1.11. Соотношение масштабов различных минеральных типов россыпей России по крупности (База данных "Россыпные месторождения России", ИГЕМ РАН, по состоянию на 01. 09. 2007 г.)

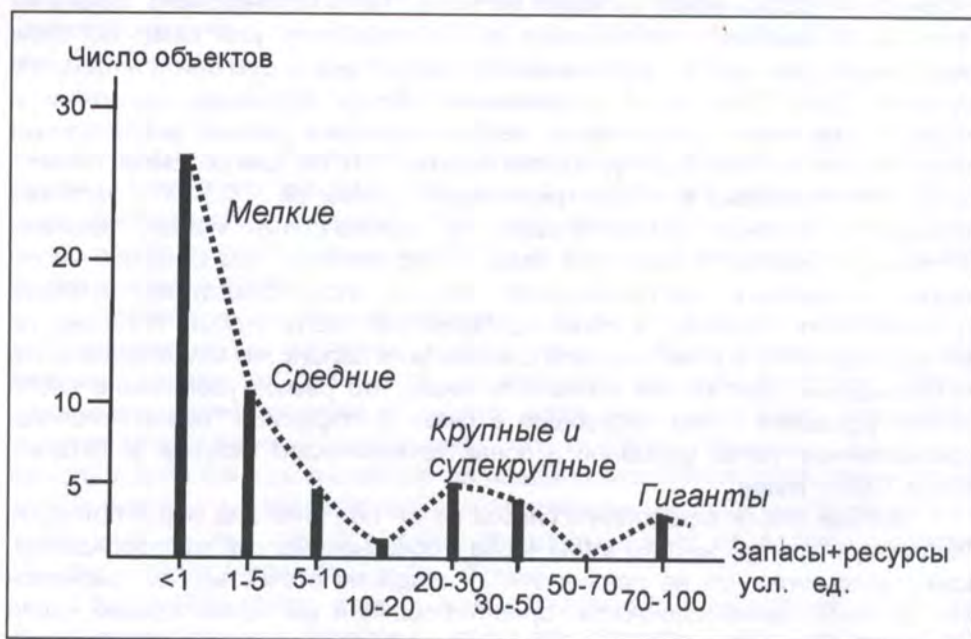


Рис. 1.12. Распределение разномасштабных оловянных россыпей Восточной Якутии

концепции, что отработка комплексных россыпей тяжелых минералов (титаноциркониевых россыпей) экономически эффективна в условиях их комплексного освоения, увязанного с потребностью местной строительной индустрии в нерудной составляющей песков (Россыпные..., 1997), то можно ожидать в ближайшем будущем "увеличение" числа мелких месторождений этого типа.

Значение региональных факторов в определении минерагенического профиля россыпеносной территории и уровня ее металлоносности в основном ограничивается рамками россыпных провинций и районов (зон), отчасти россыпных узлов. Для крупномасштабных россыпных месторождений эти факторы отходят на второй план, уступая место локальным обстановкам.

Вместе с тем, можно говорить об оптимальных региональных предпосылках, необходимых для возникновения суперкрупных россыпей. Очевидно, что они существенно различны для россыпей ближнего сноса и россыпей дальнего переноса. В региональном плане для первых важнейшую роль, наряду с общим минерагеническим профилем провинции (зоны, района), играют процессы пролонгированной, часто многократной тектономагматической активизации территории, обеспечивающие полиформационный характер россыпеобразующего оруденения, его последующее глубокое вскрытие в условиях непрерывно-прерывистого поднятия территории и общего восходящего развития в позднем мезозое-кайнозое. Положительным фактором являются условия, при которых поднятие прерывалось более мелкими фазами стабилизации и выравнивания, фиксированным накоплением промежуточных коллекторов, в дальнейшем участвующих в питании более молодых россыпей. Этот фактор особенно важен для россыпеобразующих минералов, возглавляющих ряд миграционной способности по значениям  $K_{2y}$  (Шило, 1985, 2003), - для самородных металлов (в отличие от минералов меньшей плотности и умеренной прочности, которые рассеиваются в процессе многократного переотложения). Поэтому для этих россыпей исходные благоприятные металлогенические предпосылки наилучшим образом реализуются в условиях чередования, стабилизации и погружения территории, которое обеспечивает слабое переотложение рудного материала, например, во внутриплитных областях с развитием пенепленов и циклических поверхностей выравнивания, на деструктивных границах (континентальные рифты), в краевых частях пассивных континентальных окраин.

В работе (Henly, Adams, 1979) проанализированы условия формирования гигантских россыпей золота района Отаго (Новая Зеландия) в сопоставлении с другими золотоносными районами мира. Авторы пришли к выводу, что крупнейшие золотоносные россыпи мира располагаются в краевых частях плит циркумтихоокеанского пояса, отличающихся повышенной тектонической активностью на протяжении позднего мезозоя-кайнозоя, что, помимо эндогенных предпосылок, способствовало глубокому вскрытию коренных источников и переработке значительных масс золотосодержащих пород, часто через промежуточные коллекторы. Подчеркивая роль последних, авторы отмечают, что "белые галечники" (White Channel Gravels) Юкона, "предвулканические галечники" (Pre-volcanic gravels) Калифорнии и

фангломераты Blu Spur Отаго являются по сути эволюционными эквивалентами. Как отмечено в работе (Craw et al., 2006), они отражают этап деградации раннекайнозойских горных сооружений мезозоид перед возобновлением глубинной эрозии и переработки рудоносного материала в конце кайнозоя. Предполагается, что позиция золотоносных узлов в области активных континентальных окраин, а также в области столкновения континентальных плит, в наибольшей мере обеспечивает эти условия. Не менее важным региональным фактором, обеспечивающим пролонгированное вскрытие коренных источников на фоне чередования этапов врезания и аккумуляции, авторы считают также колебания уровня океана, влияние которых охватывает значительные площади активных континентальных окраин.

Региональные факторы, определившие возникновение крупных комплексных прибрежно-морских россыпей (ПМР) тяжелых минералов, можно разделить на две группы. Первую группу составляют факторы, определяющие условия питания россыпей с прилегающей суши, вторую - определяющие условия концентрации тяжелых минералов в береговой зоне седиментационного бассейна.

Среди первой группы факторов необходимыми условиями, определяющими россыпной потенциал провинций и районов развития комплексных россыпей тяжелых минералов (комплексных ПМР), являются:

- присутствие, состав и соотношение в области сноса пород-первоисточников тяжелых минералов и промежуточных осадочных коллекторов (Россыпные..., 1997; Патык-Кара и др., 2006);

- высокая степень переработки пород области питания процессами химического выветривания;

- значительная площадь питания, которая не ограничивалась прибрежной сушей, а включала также внутриматериковые области, дренируемые реками не менее чем III-V порядка. По данным китайских исследователей (Тан Циксин, Ли Рихуи, 1996), площадь бассейнов питания крупных ПМР должна составлять не менее 1000 км<sup>2</sup>, в то время, как средние и мелкие месторождения формируются при площади питания соответственно 500-1000 км<sup>2</sup> и 100-500 км<sup>2</sup>, а меньшая площадь питания обеспечивает возможность возникновения лишь небольших россыпных проявлений.

Среди региональных факторов второй группы для формирования масштабных россыпей тяжелых минералов определяющее значение имеют:

- приуроченность к открытым палеоберегам пассивных континентальных окраин либо внутриплитных бассейнов;

- режим тектонического покоя и длительной стабилизации в области суши и медленных трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря;

- существование в палеобассейне устойчивого вдольберегового потока наносов и преобладание волнения типа зыби (на открытых океанических побережьях);

- приуроченность к высокозрелым (олигомиктовым) терригенным песчаным формациям плитного чехла.

Ранее мы подчеркивали (Патык-Кара, 1980), что в результате регионального минерагенического анализа можно определить профиль и



общий уровень россыпной минерализации, но нельзя однозначно оценить, каковы перспективы появления аномально крупных россыпных концентраций. Для возникновения крупных и суперкрупных россыпей, при прочих благоприятных условиях, только оптимальное сочетание локальных предпосылок имеет существенное значение.

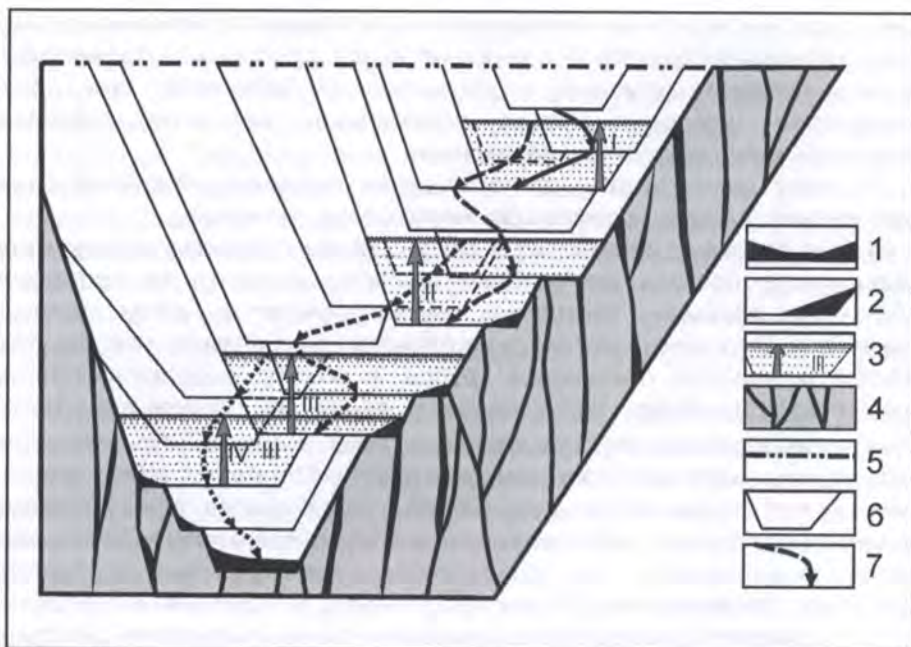
Поэтому можно считать, что локальными условиями, обеспечивающими формирование *крупных россыпей ближнего сноса*, являются:

1. *Унаследованное развитие системы "коренной источник-коллектор"*, определяющее стабильные условия подпитки россыпи на протяжении длительного периода времени, включая участие промежуточных коллекторов. Этот фактор является решающим при возникновении гигантских россыпей минералов платиновой группы и золота, возглавляющих ряд миграционной способности по значениям  $K_{cy}=1,66-2,17$ . По сути все золото- и платиноносные россыпи-гиганты отвечают этим условиям. При этом роль промежуточных коллекторов заключается не только в том, что они "консервируют" определенную долю металла, но и в том, что в них происходит дополнительное высвобождение самородных металлов, отчасти изменение их свойств. Немаловажно, что присутствие промежуточных коллекторов способствует формированию более протяженных и выдержанных россыпей. Общая тенденция к рассеянию полезных минералов в процессе денудации, свойственная всем россыпям ближнего сноса, для самородных металлов реализуется в формировании протяженных россыпей, простирающихся за пределы области питания. Например, платинометаллическая россыпь Кондер-Уоролган простирается за пределами Кондерского массива на расстояние более 25 км (Россыпные..., 1997), а россыпь Сэлмон-Ривер на расстояние более, чем 8 км за пределы дунитового массива Рэд Маунтин при общей протяженности (без притоков) около 15 км (Mertie, 1976). Это справедливо и для золотоносных аллювиальных россыпей в долинах унаследованного развития (Россыпные..., 2006).

Многочисленное переотложение золота в ходе врезания таких долин, как Чай-Юрья, Омчак и другие на Северо-Востоке Азии, способствовало концентрированию металла в выдержанной струйчатой россыпи, которая может быть описана предложенной В.И.Кленовым (Кленов, Патык-Кара, 1986) численной моделью, приведенной на рис. 1.13.

Еще более важна роль долин унаследованного развития для формирования крупных и суперкрупных алмазоносных аллювиальных россыпей, подобных Эбеляхской россыпи (Россыпи..., 2005) или алмазоносным россыпям системы рек Вааль-Оранжевая, протяженностью многие сотни километров (De Wit et al., 1997).

2. *Длительный возрастной диапазон* формирования. Практически все россыпи-гиганты формируются на протяжении нескольких этапов россыпеобразования, так, все кайнозойские россыпи-гиганты уходят своими корнями в эоцен-олигоцен, палеоцен и даже поздний мел. Например, в россыпной провинции Северо-Востока Азии возрастной интервал формирования крупных россыпей составляет, как правило, от 25 до 45 млн. лет, но может быть и больше (начиная с позднего мела). При этом следует иметь в виду, что металлоносные осадки всего указанного возрастного



**Рис. 1.13. Численная модель формирования россыпи золота в долине унаследованного развития (Кленов, Патык-Кара, 1986)**

1-2 - россыпные залежи: 1 - долинная, 2 - террасовые; 3 - стадии аккумуляции в долине (I, II, III, IV); 4 - рудные тела коренного источника на склонах и в днище долины; 5 - уровень исходной поверхности, по отношению к которой началось врезание долины; 6 - положение долины в отдельные фазы врезания; 7 - условные линии, означающие положение оси долины в стадии врезания, прерываемого аккумуляцией.

диапазона могут не сохраняться, а содержащиеся в них "порции" полезного компонента в значительной мере оказываются переотложенными в более молодые свиты, что особенно характерно для россыпей врезающихся долин унаследованного развития. Эта черта эволюции россыпей проявляется во многих россыпях благородных металлов, возраст металллоносных толщ которых часто ограничен средним-верхним плейстоценом-голоценом (как это имеет место в золотоносной россыпи Чай-Юрья или в платиновометалльной россыпи Кондер-Уоргалан), хотя вскрытие рудоносных минерализованных зон шло на протяжении всего существования (врезания) долины. При этом значительная масса частиц россыпеобразующего металла проектировалась на дно долины, формируя, в конечном счете, богатый рудный пласт, в котором сконцентрирована значительная доля металла, вскрытого за всю историю формирования долины (рис. 1.13). Характерным примером служит также богатая оловоносная россыпь руч. Крайний в хр. Полоусном, приуроченная к долине древнего облика, но выполненная позднечетвертичными-современными осадками. На древний возраст россыпи и унаследованный

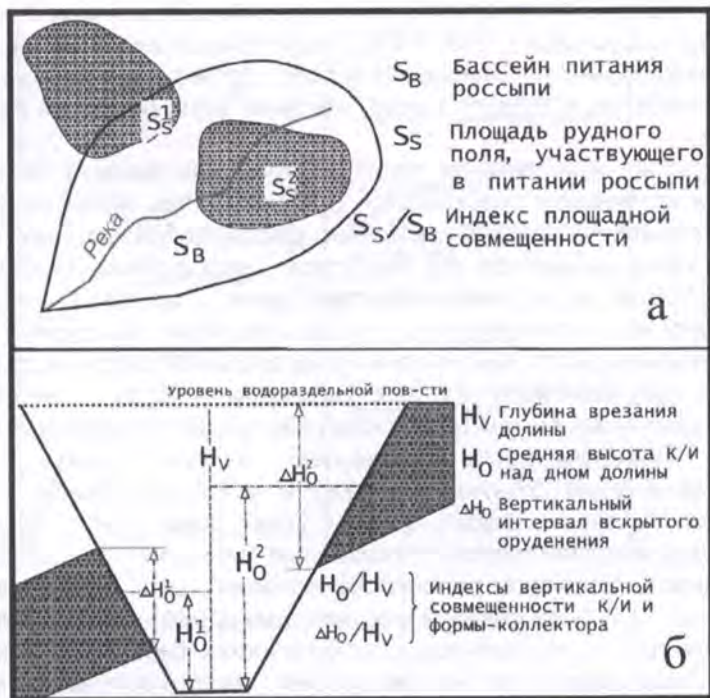


Рис. 1.14. Критерии пространственного соотношения коренного источника и долины-коллектора, определяющие условия концентрации в россыпях минералов средней гипергенной устойчивости (вольфрамит, касситерит): а - в плане, б - в разрезе (Патык-Кара, 1979)

характер ее развития указывало присутствие в спорово-пыльцевых спектрах переотложенной пыльцы, заимствованной из палеогеновых и неогеновых свит.

Иными словами, даже при условии, что вмещающие россыпь осадки имеют молодой (четвертичный) возраст, а металлоносные отложения более древнего возраста в ее составе не известны, общая реконструкция обстановки, особенности строения формы-коллектора, да и свойства самого металла часто указывают на пролонгированность процесса.

3. *Тесная пространственная совмещенность формы-коллектора и коренного источника.* Это условие особенно важно для россыпей минералов, характеризующихся средними значениями константы гипергенной устойчивости ( $K_{гy}=1.4-165$ ), таких как касситерит, вольфрамит, танталониобаты, киноварь. Подобная совмещенность обеспечивает стабильность подпитки россыпи с различных уровней и участков питающего коренного источника без слишком длительного переноса частиц, что особенно существенно для таких хрупких минералов как вольфрамит или киноварь, которые быстро разрушаются при транспортировке и переотложении (рис. 1.14). Например, если для основной массы промышленных россыпей олова коэффициент локальности превышает 0.3, а индекс пространственной

совмещенности - 0.1. Все крупные оловоносные россыпи характеризуются, при прочих равных условиях, значениями обоих показателей, равными 8 и более 0.8 (Патык-Кара, 1979). Столь же "жесткие" условия характерны для россыпей тантало-ниобатов, и гораздо более "жесткие" - для россыпей вольфрамита и киновари.

Известно, что по мере того, как пространственные связи россыпи с коренным источником разрываются (например, при врезании долины ниже гипсометрического уровня развития россыпеобразующего оруденения), россыпи таких минералов как касситерит, вольфрамит, киноварь, тантало-ниобаты быстро истощаются. Соответственно, промежуточные коллекторы (металлоносные конгломераты) довольно редко выступают в качестве самостоятельного источника питания этих россыпей, а если и присутствуют, то не дают сколько-либо крупных россыпей (меловые конгломераты и конгломерато-брекчии Ары-Булакского района в Восточном Забайкалье).

4. Приуроченность россыпей к *локальным структурно-седиментационным "ловушкам"*. Р.Хенли и Р.Адамс (Henly, Adams, 1979) определяют такого рода формы как "geomorphic thresholds" - геоморфологические пороги. Указанные ловушки представляют собой разновидность "барьеров россыпеобразования", суть которых в свое время была раскрыта А.И.Айнемером с соавторами (1984), которые определили их как разновидность механических геохимических барьеров, резко меняющих условия миграции и концентрации осадков. Типы структурно-седиментационных ловушек россыпей многообразны (рис. 1.15). Из них в качестве наиболее типичных для россыпей ближнего сноса выступают долины унаследованного развития, тектонические уступы и приразломные впадины, эрозионно-карстовые либо эрозионно-структурно-карстовые депрессии, малые озерные ванны. Причем роль ловушек того или иного типа различна для минералов, обладающих разной миграционной способностью. Как указывалось выше, для самородных благородных металлов, обладающих наибольшими значениями  $K_{2y}$ , главнейшее значение имеют долины унаследованного развития, заключающие крупнейшие россыпные объекты; на втором месте стоят эрозионно-структурно-карстовые ловушки (Маракан, россыпи Южного Урала). Для тех же россыпей, но формирующихся по экстенсивному типу, важную роль приобретают долины-грабены (Куранахская россыпь) и приразломные впадины (Петровская, Нагиминская россыпи и др.) (Шило и др., 2006).

Самым эффективным типом ловушек для россыпей олова бесспорно следует считать тектонические уступы (россыпи Тирехтях, Западная и др.) (Россыпные..., 1997). Структурные ловушки аналогичного типа весьма ценны и для формирования относительно крупных вольфрамовых россыпей; в частности, они присутствуют в губнеритовой россыпи Инкур, во многих оловянно-вольфрамовых россыпях Модотинского района Монголии. Эрозионно-структурно-карстовые ловушки определяют морфологию многих крупных и весьма богатых россыпей в районах развития карстующихся пород (Южный Китай, Северный Вьетнам). Тот факт, что многие из них приурочены к зонам активных разломов, придает ловушкам смешанные черты,



**Рис. 1.15.** Типы структурно-седиментационных ловушек

В правой части перечислены типы структурно-седиментационных ловушек, в левой - соотношение факторов, определяющих возникновение ловушек.

свойственные, с одной стороны, карстовым формам, а с другой - тектоническим уступам.

Малые озерные ванны как тип ловушек имеют особое значение для концентрации малоустойчивых минералов невысокой плотности и малой гипергенной устойчивости с  $K_{эу}$  менее 1.4, способных накапливаться лишь в условиях низкоэнергетических обстановок (пирохлор, гатчеттолит, апатит, магнезит) (Патык-Кара, 1996) (рис. 1.16). Слабая гидродинамическая активность, подавленность волновых процессов и господство альтернативных механизмов сепарации минералов - выпадение частиц из взвеси и гравитационно-диффузная сепарация материала при взмучивании наносов придонными течениями - обеспечивают возможность концентрации в осадках озер минералов малой плотности (менее 4) и малой абразивной прочности, занимающих крайнее положение в рядах миграционной способности и гипергенной устойчивости. Поскольку перечисленные механизмы россыпеобразования не приводят к столь совершенной сепарации минеральных зерен, как, например, волновые процессы, для формирования крупных озерных россыпей ближнего сноса крайне важными условиями являются достаточная дезинтегрированность пород первоисточника (за счет процессов выветривания) и значительные объемы поступающего рудоносного материала.

Седиментационные ловушки гравитационно-диффузного и миграционно-остаточного типа, связанные с русловыми каналами,



Рис. 1.16. Схема дифференциации кластогенных минералов и формирования россыпей в малых озерных ваннах (Патык-Кара, 1996)

Зоны россыпеобразования: I - высокоэнергетическая зона перемещения грубозернистых осадков путем сальтации, перекачивания и волочения; возможны бедные остаточные валунные бенчевые и пляжевые россыпи; II - зона турбулентных движений воды и течений, выносящих наиболее тонкий материал в центральную область озерной ванны; III - область накопления наиболее тонких и однородных осадков; II и III представляют собой области, где в условиях низкоэнергетических обстановок возможно формирование озерных россыпей ближнего сноса.

эрозионными котлами, а также дистальной частью русловых аккумулятивных кос, наиболее характерны для алмазонасных россыпей. Именно они играют роль концентраторов алмазов, в том числе наиболее крупных кристаллов на пути их латерального флювиального разноса с многоступенчатым переотложением из промежуточных коллекторов и более древних аллювиальных свит (De Wit et al., 1997; Jacob et al., 1997).

Факторами локального контроля, обеспечивающими формирование крупных россыпей дальнего переноса, прежде всего, комплексных россыпей тяжелых минералов, являются:

1. *Локальные палеогеографические обстановки*, обеспечивающие многократную концентрацию тяжелых минералов по отношению к породам-первоисточникам. В литературе известен целый ряд показателей, количественно характеризующих этот процесс (например, коэффициент устойчивости  $K_y$ , предложенный Г.С.Момджи, палеогеографический коэффициент А.П.Сигова, коэффициент обогащения  $K_{обог}$  С.И.Гурвича, и др.), однако все они являлись инструментом для расчленения продуктивных формаций в целом, но не выделения конкретных площадей. Определенным исключением является так называемый "минерагенический коэффициент"

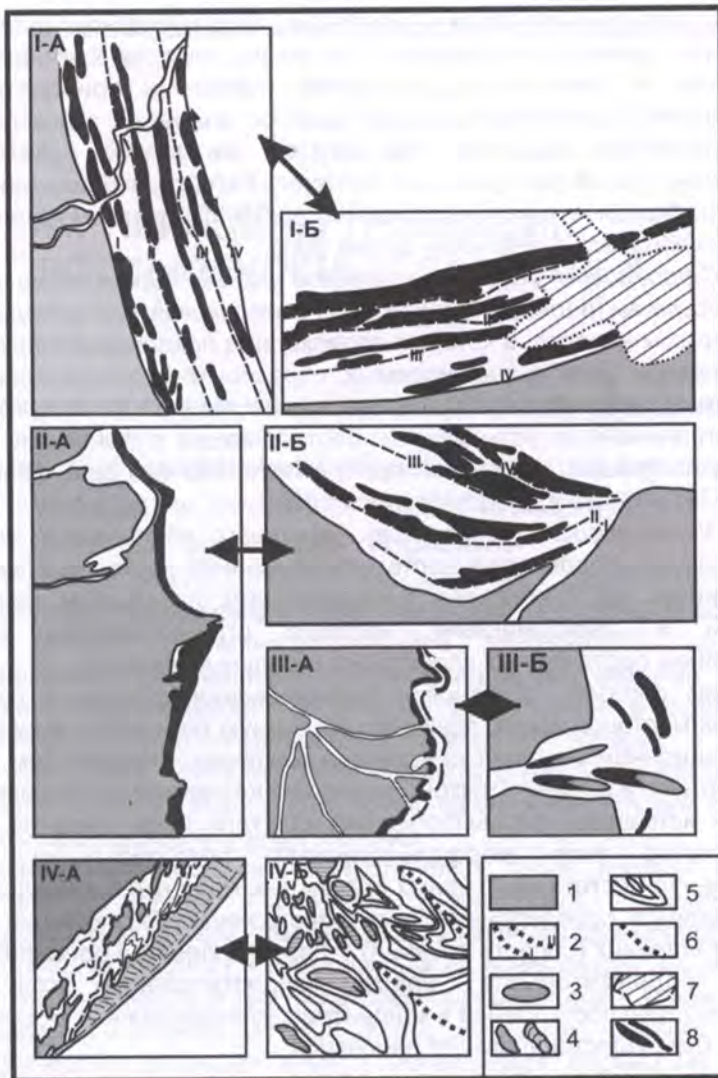


Рис. 1.17. Типы локальных обстановок формирования современных и ископаемых россыпей тяжелых минералов: А - современных побережий, Б - ископаемых формаций: I - выровненные аккумулятивные берега с регрессивной серией береговых линий (I-A - Атлантическое побережье США, I-B - Приднепровский р-н, Малышевское месторождение); II - выравниваемые абразионно-аккумулятивные берега (II-A - восточное побережье Австралии, II-B - Обуховская группа россыпей); III - дельты и эстуарии (III-A - дельта р. Нил; III-B - Караагашская россыпь, Казахстан); IV - прибрежные дюны (IV-A - месторождение Корридор Сэндс, Мозамбик, IV-B - верхняя часть рудного пласта Центрального м-ния) (Патык-Кара и др., 2007)

1 - суха; 2 - фазы стабилизации береговой линии (регрессивная серия); 3 - котловины выдувания; 4 - различные типы дюн; 5 - изогипсы поверхности палеодюнного комплекса; 6 - тальвеги эрозионных форм; 7 - область эрозионного размыва; 8 - рудные залежи.

китайских авторов (Тан Циксин, Ли Рихуи, 1996), учитывающий отношение содержания полезных минералов в питающих породах к минимальному их содержанию в оцениваемых россыпях. Авторами приводятся данные, показывающие достаточно широкий разброс значений этого показателя в разномасштабных россыпях, однако все же можно судить, что для анализируемой выборки (россыпи Восточно-Китайской провинции) значения данного коэффициента варьируют от 800 до 57000, при этом крупные россыпи характеризуются его значениями более 3000.

2. *Строение и гидродинамический режим динамически однородных участков/систем* (палео)береговой зоны с независимым от соседних участков берега потоком наносов, в которых происходила локализация россыпей. Это - аккумулятивные дуги выравниваемых абразионно-аккумулятивных берегов; выровненные аккумулятивные берега, а в пределах последних - секторы берега, ограниченные устьями рек, поставляющих рудоносный материал с суши; изобилующие отмелями прибрежные мелководья; авандельтовые области (Патык-Кара и др., 2006) (рис. 1.17).

3. *Устойчивость развития названных обстановок во времени*, определяющая продолжительность формирования россыпных залежей и их толерантность по отношению к позднейшим локальным перестройкам, размывам и деформациям, которые ограничивались эрозионным расчленением протяженных залежей на отдельные участки.

Таким образом, обстановки формирования крупных и суперкрупных россыпных месторождений, занимающих разную позицию в денудационном и седиментационном циклах, существенно различны. Вместе с тем, при прочих благоприятных условиях (тектоно-геоморфологическая обстановка, наличие питающих источников россыпеобразующего типа и их вскрытие в условиях определенного типа морфолитогенеза), обязательными факторами возникновения достаточно крупных россыпных концентраций являются:

- наличие определенных пространственных соотношений в системе "коренной источник (область питания) - форма-коллектор россыпи";

- продолжительное время существования этой системы, обеспечивающее поступление и концентрацию значительных объемов рудного вещества без существенного его рассеяния;

- присутствие локальных структурных, седиментационных и динамических ловушек, обеспечивающих максимальную концентрацию россыпеобразующих минералов, независимо от того, по какому механизму осуществляется эта концентрация (сегрегационный, гравитационно-диффузный, миграционно-остаточный или миграционный механизмы, роль которых меняется при транспортировке и концентрации минералов разной плотности и разной миграционной способности);

- определенные обстановки пострудного этапа, обеспечивающие сохранность сформированных ранее россыпных концентраций при перестройках гидросети, размыве, деформациях, происходящих в меняющихся тектоно-геоморфологических условиях.



---

---

## Глава 2.

# ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ РОССЫПЕНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

---

---

### 2.1. Тектоно-геоморфологическая эволюция как основа типизации россыпеносных площадей.

#### Россыпные формации

Многообразие минеральных типов россыпей, их связь с коренными источниками самого различного генезиса, глубинности, состава и распространенности, корреляция с определенными этапами тектоно-геоморфологической эволюции территории, проявленная в разной мере литоклиматическая предопределенность - все это говорит о сложной минерации россыпей, особенно, если говорить о них как о целом классе месторождений, не ограничиваясь каким-либо одним минеральным типом или сырьевым классом месторождений (таблица 1.1).

Россыпные месторождения представляют собой продукт сложного взаимодействия пород коренного субстрата, заключающих россыпеобразующие минералы, выступающих в качестве россыпеобразующих формаций (Шило, 1985, 2002) и действующих на поверхности Земли агентов денудации, направленность и темпы которых определяются в конечном итоге существующим состоянием земной коры. В связи с этим тектоно-геоморфологическая эволюция земной поверхности составляет главный отправной пункт минерогенетического анализа россыпеносных площадей любого ранга (Россыпные..., 1997). Н.А.Шило выразил эту мысль следующим образом: "...все варианты россыпеобразующего процесса обусловлены эволюцией континентального литогенеза, ход которого видоизменяется в различной физико-географической обстановке в зависимости от тектонического режима данного сегмента земной коры, рельефа, а также климатических условий. Детали этой зависимости фиксируются в геологических особенностях месторождений широкого спектра полезных ископаемых, представленных минеральным веществом с различной гипергенной устойчивостью" (Шило, 1985. С. 119).

В пределах отдельных россыпных месторождений такая морфоструктурная обусловленность находит отражение в *морфогенетических типах* россыпей, описанных в работах Ю.П.Казакевич, Е.Я.Синюгиной, И.Б.Флерова, Н.Н.Арманд, Н.М.Риндзюнской и многих других. Под морфогенетическими

Таблица 2.1

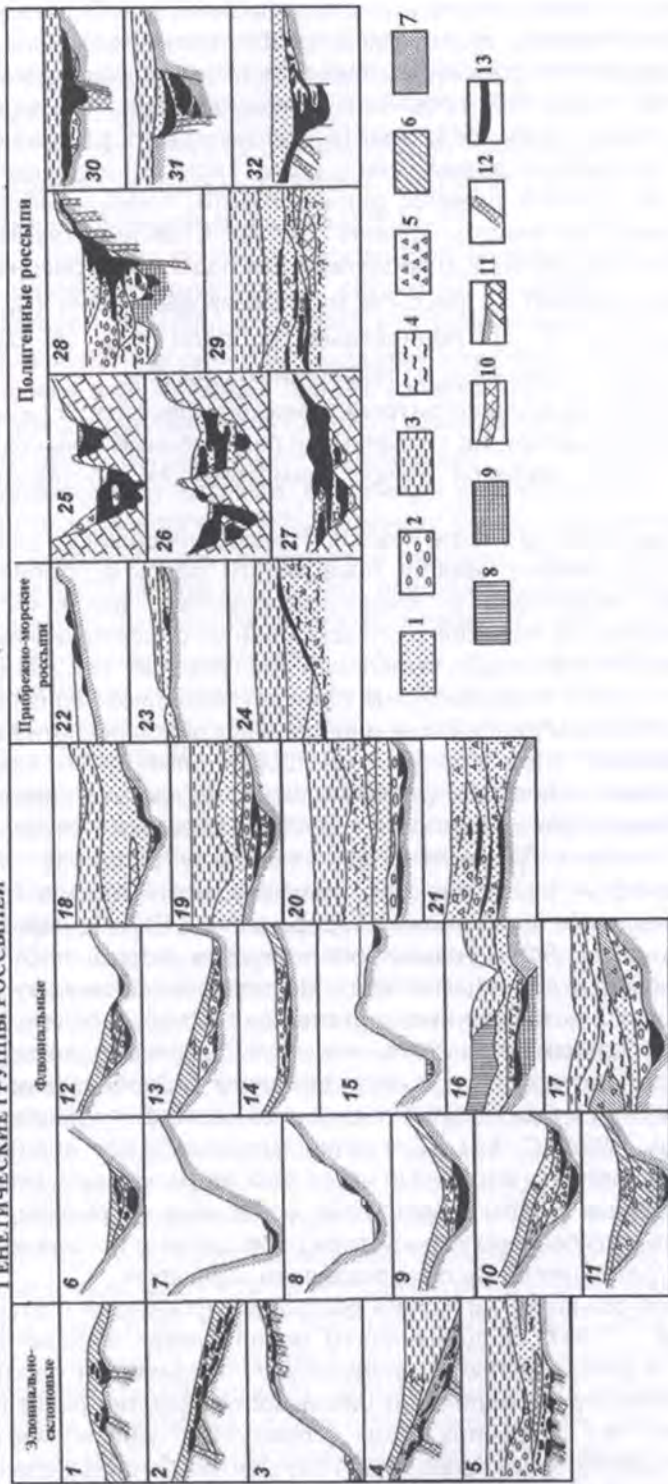
**Типы развития морфоструктур золотоносных площадей,  
определяющие единый геоморфологический ряд  
морфогенетических типов золотоносных россыпей**  
(по И.Б.Флерову с дополнениями (Россыпные..., 1997))

Орогенный	Эпиплатформенный	Платформенный	
I ЭТАП	II ЭТАП	III ЭТАП	IV ЭТАП
P <sub>Z</sub> -M <sub>Z</sub>	M <sub>Z</sub> -K <sub>Z1</sub> , K <sub>Z1</sub>	P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub> -Q
1. Поднятие	Стабилизация	А. Поднятие	1. Поднятие
			2. Стабилизация
			3. Опускание
		Б. Опускание	4. Поднятие
			5. Стабилизация
			6. Опускание
2. Опускание	Стабилизация	В. Поднятие	7. Поднятие
			8. Стабилизация
			9. Опускание
		Г. Опускание	10. Поднятие
			11. Стабилизация
			12. Опускание

типами россыпей понимаются исторически сложившиеся совокупности россыпей определенного генезиса (часто полигенные), характеризующиеся сходными условиями залегания, геоморфологической позицией, возрастом и строением рудного пласта (Словарь..., 1985). В рамках россыпеносных территорий ранга россыпных (рудно-россыпных) узлов и россыпных районов тектоно-геоморфологическая обусловленность россыпей отражена в закономерных сочетаниях их типов, которые отражают особенности развития рельефа за геоморфологический этап развития земной поверхности - в понимании И.П.Герасимова и Ю.А.Мещерякова (1964). Принципы такой типизации довольно полно разработаны для россыпей олова (рис. 2.1) (Геология..., 1979), а также для золотоносных россыпей (таблица 2.1) (Флеров, 1982).

Чисто морфоструктурный подход не учитывает, однако, влияния климатического и литогенетического факторов, которые, как известно, могут существенно моделировать влияние морфоструктурных условий и создавать специфические типы россыпей, присущие исключительно (или преимущественно) той или иной литогенетической обстановке (Шило, 1956, 1963; Шило и др., 1994; Шумилов, 1986; Белоусов, Спорыхина, 1994; Патык-Кара, 1995; Филиппов, Никифорова, 1998). Даже в рамках россыпных районов свойства россыпей, обусловленные влиянием климатических и литогенетических условий, часто выступают в качестве одного из руководящих при выделении морфогенетических (и промышленных) типов россыпей, особенно, если формирование последних охватывает длительный временной интервал. Это особенно характерно для территорий, подвергавшихся покровному оледенению, или россыпей, формировавшихся на фоне смены плейстоценовых и арктических эпох, что особенно характерно для районов аридного и семиаридного литогенеза.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ РОССЫПЕЙ



МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РОССЫПЕЙ

Рис. 2.1. Основные морфогенетические типы оловянных россыпей (Геология..., 1979) - пример промышленной морфогенетической классификации мономинеральных россыпей

1-10 - состав вмещающих отложений: 1 - песок, 2 - галька и валуны, 3 - ил и алевроит, 4 - глина, 5 - щебень и древеска, 6 - супесь, 7 - суглинок, 8 - лессовидные суглинки, 9 - выветрелые коренные породы, 10 - лигнит, бурый уголь, растительный детрит; 11 - поверхность плотика; 12 - рудные зоны; 13 - россыпные залежи. 1-32 - морфогенетические типы.

В качестве примера морфогенетической промышленной классификации россыпей, учитывающей, помимо их генезиса, особенности положения в рельефе и строения рудного пласта, можно привести также классификацию золотоносных россыпей россыпной провинции Юкон-Клондайк. Ее автор В.Лебарж выделяет среди россыпей золота, образующих россыпной потенциал района в настоящее время, следующие типы (Природные и техногенные..., 2000): а) россыпи древней долинной сети, приуроченные к высокому эрозионно-аккумулятивному уровню ("White Channel Gravels"); б) древние долинные россыпи:  $Q_1$  (доледниковые в ледниковых районах) и  $Q_{I-III}$  (вне границ оледенений); в) россыпи межледниковых долин ( $Q_{II-III}$ ) ("межледниковые галечники"); г) ледниковые россыпи ( $Q_{II}$  и  $Q_{III}$ ); д) современные долинные россыпи ( $Q_{IV}$ ); е) техногенные россыпи.

Еще заметнее выражено влияние литогенетического фактора, если мы обратимся к ископаемым россыпям, не связанным с современным рельефом и представляющим собой реликты иных климатических обстановок (Словарь..., 1985).

Морфогенетический спектр россыпей того или иного минерального вида, присущий определенному участку земной поверхности ранга россыпного района или россыпной провинции, включая определенные особенности нахождения и распределения в них полезного компонента, с формационных позиций может быть описан с помощью выделения продуктивных россыпных формаций (Патык-Кара, 1980). Формационный принцип позволяет типизировать площади с самым широким диапазоном минеральных видов россыпей.

*Россыпные формации.* Под россыпными формациями (*РФ*) нами понимаются закономерные сочетания (парагенезисы) морфогенетических типов россыпей, формирующиеся при сходном тектоническом режиме и сходных геоморфологических условиях. Для молодых россыпей, не утративших связи с рельефом, т.е. отвечающих "геоморфологическому этапу" развития земной поверхности (в понимании И.П.Герасимова и Ю.А.Мещерякова (1964)), характерна связь *РФ* с геоморфологическими формациями (в понимании Н.А.Флоренсова и О.А.Кашменской). Под геоморфологическими формациями понимают: "...естественные и исторически обусловленные сочетания форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенном тектоническом и климатическом режиме, порождающем тот или иной способ подвижного равновесия" (Флоренсов, 1964. С. 85). С позиций формационного анализа россыпи можно рассматривать как составные части этих геоморфологических формаций, так и составные части терригенных осадочных формаций, в понимании Н.С.Шатского, что особенно продуктивно при анализе ископаемых россыпей, полностью утративших связь с современным рельефом.

На этих принципах основана типизация россыпных формаций (Патык-Кара, 1980; Россыпные..., 1997), в дальнейшем используемая и развитая различными авторами в региональных исследованиях, например, в работе (Третьяков, 2005). С учетом представлений о цикличности развития рельефа земной поверхности и россыпях как продукте деятельности рельефообразующих процессов (Воскресенский, 1985), могут быть выделены следующие типы россыпных формаций:

1. Россыпная формация растущих гор ( $P\Phi_I$ ).
2. Россыпная формация снижающихся гор ( $P\Phi_{II}$ ).
3. Россыпная формация пенеплена: денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин ( $P\Phi_{III}$ ).
4. Россыпная формация впадин и прогибов ( $P\Phi_{IV}$ ), с подформациями: внутриконтинентальных впадин и прогибов ( $P\Phi_{IV}^1$ ) и периконтинентальных впадин и шельфовых прогибов ( $P\Phi_{IV}^2$ ).

Свойства россыпных формаций определяются присущим им набором морфогенетических типов россыпей. Например, россыпная формация растущих гор ( $P\Phi_I$ ) содержит все разновидности россыпей унаследовано врезающихся долин - от россыпей каньонов до многоярусных россыпей в долинах с террасовым или террасоувальным комплексом. Для россыпной формации снижающихся гор ( $P\Phi_{II}$ ) характерны россыпи долин с погребенными врезами, погребенные террасовые и террасоувальные россыпи, планиморфные россыпи в долинах бокового смещения и др. Россыпная формация пенеплена ( $P\Phi_{III}$ ) включает россыпи остаточных и переотложенных кор выветривания, полигенные россыпи структурно-эрозионно-карстовых депрессий, ложковые россыпи, планиморфные россыпи широких плоскодонных долин. Типичными представителями  $P\Phi_{IV}$  являются, в частности, россыпи зон тектонических уступов, россыпи приразломных впадин, а в пределах шельфовых прогибов - весь комплекс прибрежно-морских россыпей литоральной и сублиторальной зон (пляжевых, дюнных, донных).

С первыми тремя россыпными формациями ( $P\Phi_I$ ,  $P\Phi_{II}$ ,  $P\Phi_{III}$ ), формирующимися при деструктивной направленности развития земной поверхности, связано абсолютное большинство россыпей ближнего сноса. С россыпными формациями орогенных областей ( $P\Phi_I$  и  $P\Phi_{II}$ ) связана значительная часть россыпей золотоносных, платиновометалльных, оловоносных, олово-вольфрамовых, киноварных россыпей, а также россыпей ЮПК (нефритовых, жадеитовых), некоторая часть редкометалльных россыпей. Абсолютное большинство россыпей, ассоциирующих с корами выветривания и продуктами их ближайшего переотложения (оловоносные, титаноносные, редкометалльные), а также наиболее масштабные россыпи карстовой фациальной области (золотоносные, киноварные, оловоносные) относятся к россыпной формации пенеплена ( $P\Phi_{III}$ ). С этой же формацией связаны самые богатые россыпи ювелирных камней и пьезокварца. Промежуточное положение занимают россыпи алмаза, формирующиеся как в условиях рельефа нисходящих стадий развития ( $P\Phi_{II}$  и особенно  $P\Phi_{III}$ ), так и в периферической части осадочных бассейнов - на современном шельфе либо в осадочном чехле внутри- и периконтинентальных прогибов ( $P\Phi_{IV}^1$  и  $P\Phi_{IV}^2$ ). К  $P\Phi_{IV}$  относится также основная масса россыпей дальнего переноса, приуроченных к аккумулятивным толщам внутриконтинентальных впадин (россыпи тонкого золота), аллювиальные, дельтовые, пляжевые, донные россыпи тяжелых минералов (ильменита, рутила, циркона, титаномагнетита и др.) и янтаря. В определенных условиях в ее составе могут присутствовать и россыпи ближнего сноса, связанные с локальными коренными источниками,

вскрываемыми в бортах впадин или в пределах выступов складчатого основания, в том числе и прибрежно-морские (остаточные бенчевые и пляжевые россыпи, к которым относятся некоторые оловоносные, золотоносные и хромитовые россыпи современных побережий).

Чаще всего россыпные таксоны ранга районов, иногда субпровинций, характеризуются развитием какой-либо одной россыпной формации. В рамках таксонов более высокого ранга (россыпных провинций и мегапровинций, охватывающих территории с различным режимом или направленностью тектоно-геоморфологического развития) наблюдаются сочетания двух и более россыпных формаций, в том числе россыпных формаций, унаследованных от предыдущих этапов развития земной поверхности (ископаемых).

## 2.2. Ископаемые россыпи и россыпные формации

Любые изменения тектонического состояния, сопровождающиеся сменой во времени геоморфологических режимов (Геоморфологические..., 2006) россыпеносной территории приводят к разрушению или захоронению сформированных россыпных формаций и формированию новых. Поэтому практически в любом россыпном районе (провинции), за исключением тех, где время вскрытия коренных источников и сам период россыпеобразования ограничен самыми последними отрезками геологической истории - поздний кайнозой и даже плейстоцен-голоцен (например, в современных островодужных комплексах), присутствуют в различной мере сохранившиеся фрагменты реликтовых россыпных формаций, отвечающих предшествующим этапам развития земной поверхности. Эти реликтовые россыпные формации следует рассматривать в качестве *ископаемых россыпных формаций*, противопоставляя их древним погребенным россыпям<sup>1</sup> в составе россыпных формаций, отвечающих современному тектоно-геоморфологическому состоянию территории.

Представление об ископаемых россыпных формациях составляет одну из важнейших позиций эволюционного подхода в минерагии россыпей. Иногда присутствие реликтовых ископаемых россыпных формаций угадывается только по наличию продуктов их переотложения в более молодых россыпях, причем их свидетелями могут выступать и сами россыпеобразующие минералы (например, сильно измененное золото с хорошо развитыми высокопробными каймами и перегородками в молодых четвертичных россыпях; окатанные, колотые и вторично окатанные гальки горного хрусталя, агатов; лейкоксенизированный и вторично окатанные зерна ильменита, регенерированный циркон в составе россыпей тяжелых минералов и т.д.).

<sup>1</sup> Неопределенность терминов "древняя россыпь" и "погребенная россыпь", насколько нам известно, первым подчеркнул В.С.Трофимов (Проблемы..., 1984). Он же выделил ископаемые россыпи в отдельную категорию, указав на их связь с ископаемыми осадочными формациями. Заметим, что ископаемые россыпи далеко не всегда бывают погребенными, но зато могут быть в различной степени литифицированными и даже метаморфизованными и дислоцированными.

Гораздо чаще ископаемые россыпные формации выступают в качестве промежуточных коллекторов для более молодых россыпей. Таковыми являются фанерозойские и более древние промежуточные осадочные коллектора большинства алмазоносных районов древних платформ, палеозойские и более древние, в разной степени метаморфизованные, олигомиктовые золото-, титаноносные песчаники и конгломераты в выступах древних террейнов складчатых поясов, мезозойские золото- и оловоносные конгломераты складчатых поясов и областей тектоно-магматической активизации, разновозрастные олигомиктовые формации в осадочном чехле платформ по отношению к более молодым россыпям.

Наконец, ископаемые россыпные формации сами могут содержать важные в промышленном отношении месторождения, наиболее типичными представителями которых являются древнейшие золото- и алмазоносные конгломераты, фанерозойские алмазоносные формации (Константиновский, 2000; Россыпи..., 2005) и ископаемые россыпи тяжелых минералов в осадочном чехле платформ (Гурвич, Болотов, 1968; Шило и др., 2004). Нередко именно ископаемые россыпные формации являются наиболее продуктивными и содержат главные промышленные месторождения.

Можно привести также следующие примеры ископаемых мезокайнозойских россыпных формаций денудационного рельефа, отличающихся наибольшей продуктивностью. Как правило, это россыпная формация ископаемого пенеппена, наибольшая сохранность которой характерна для областей (зон) нулевых амплитуд неотектонических движений и периферических частей кайнозойских прогибов. Это следующие формации:

- ископаемая РФ мезозойского пенеппена Украинского щита с ильменитовыми россыпями Иршинского и других районов, колумбит-касситеритовыми россыпями Пержанского района и топазовыми россыпями Волыни;

- россыпная формация Зауральского пенеппена, представленная аллювиальными, ложковыми и карстово-аллювиальными золотоносными, пьезокварцевыми россыпями и россыпями ювелирных камней;

- формация погребенного и затопленного пенеппена Сунга на Индонезийском шельфе и аналогичного по своей позиции затопленного пенеппена Северо-Ляховского оловоносного района в Арктике; в аналогичной обстановке формировались оловянные россыпи Армориканского массива на севере Франции;

- ископаемая формация мезозойского пенеппена, перекрытого в ходе миоценовой трансгрессии, а затем вторично откопанного и расчлененного, с которой связаны редкометалльно-оловянные россыпи района Гринбушес на юго-западе Австралии.

Гораздо реже сохраняются ископаемые россыпи денудационного рельефа палеозойского и более древнего возраста. Их примером может служить погребенная редкометалльная россыпь Томторского массива на Сибирской платформе.

Ограниченное распространение ископаемых россыпей и россыпеносных формаций определяется тем, что в эволюционном плане они отвечают эпохам деструктивного (континентального) развития территорий и достаточно узкому временному интервалу в начале трансгрессивных и регрессивных циклов; они

сохраняются в геологически значимые отрезки времени при весьма редко достигаемом сочетании благоприятных условий. Поэтому даже редкие находки ископаемых россыпей в составе древних формаций являются важным ключом к пониманию истории развития россыпеобразования в геологической истории Земли.

В этом отношении весьма продуктивным является анализ палеороссыпей, проделанный А.А.Константиновским (2000), из которого вытекает, что наиболее древние россыпные скопления докембрийского и палеозойского возраста представляют собой преимущественно бассейновые стратиформные образования, занимавшие значительные площади. Они приурочены к поверхностям региональных несогласий в основании тектоно-седиментационных циклов либо к меж- и внутриплатформенным размывам и тяготеют к прибортовым частям древних седиментационных бассейнов. Как правило, они входят в состав преимущественно "высокозрелых" олигомиктовых формаций. Важнейшей особенностью древнейших палеороссыпей является то обстоятельство, что они формировались в условиях необратимой эволюции атмосферы и процессов выветривания, что нашло выражение в направленной смене парагенезисов тяжелых рудных минералов олигомиктовых россыпеносных формаций: сульфидно-безурановая (3.4-2.9 млрд. лет) ---> сульфидно-урановая (2.8-2.3 млрд. лет) ---> магнетит-мартитовая (2.3-2 млрд. лет) ---> гематитовая (1.9-1.7 млрд. лет) ---> маложелезистая (1.6 млрд. лет и моложе).

*Распространение и сохранность древних россыпных формаций* (и соответствующих им ископаемых россыпей, даже непромышленного уровня) являются одним из важнейших элементов типизации россыпных площадей регионального уровня. Рассмотрим основные особенности проявления и сохранности ископаемых россыпей на примере территории России (Константиновский, 2000; Патык-Кара, 2004).

В пределах России, наряду с "молодыми" россыпями (конец кайнозоя, начиная с плиоцена), известны месторождения и проявления россыпной металлоносности, отвечающие более древним этапам геологической истории и залегающие в ископаемых осадочных формациях. С уверенностью можно говорить о проявлении россыпной минерализации рифейского, вендского, девонского, раннекарбонного, среднеюрского, ранне- и поздне мелового, эоцен-олигоценного, миоценового и плиоцен-четвертичного возраста. Эти временные интервалы могут быть обозначены как главные эпохи россыпеобразования (Патык-Кара, 2004). Свидетельства более древних россыпеобразующих процессов выявлены также в породах архейского и нижнепротерозойского возраста.

Признаки, по-видимому, древнейшего на севере Евразии россыпеобразования зафиксированы в позднеархейских породах гранулитовой фации метаморфизма на Кольском полуострове. Таковым является высокорadioактивный горизонт на границе ставролит-кианитовых сланцев и подстилающих плагигнейсов, содержащий обломочный циркон, монацит и ксенотим, что позволяет считать их глубокометаморфизованным аналогом прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов. Условия для россыпеобразования могли возникать в это время также в Карельском



кратоне, на Украинском и Алданском щитах (Константиновский, 2000). Свидетельствами раннепротерозойского россыпеобразования, связанного с протомиогеосинклинальными и проплатформенными комплексами и относящегося к потенциально рудоносным формациям сульфидно-уранового типа, служат золотоносные конгломераты ятулия в Финляндии и одновозрастные им конгломераты в чехле Карельского кратона. Более широко проявлены признаки россыпеобразования в конце раннего протерозоя - золотоносные конгломераты этого возраста зафиксированы на Алдане, в Карельском кратоне и в Овручском районе Украинского щита.

В рифее выделяются до трех эпох накопления потенциально металлоносных высокозрелых формаций, как потенциально золотоносных (Тиман, Енисейский кряж, Восточный Саян, Юдомо-Майский прогиб), так и содержащих повышенные концентрации тяжелых минералов (Тиман, Южный Урал, Кокчетавская глыба); среди них среднерифейская эпоха представляется наиболее потенциально продуктивной (рис. 2.2а). Условия для россыпеобразования возникали также в начале венда (п-в Средний, Кольский регион).

Наибольшее число эпох россыпеобразования (до 6) установлено на древних платформах - Восточно-Европейской и Сибирской. При этом все фанерозойские эпохи, начиная с девона, характеризуются присутствием промышленных россыпей, среди которых известны палеороссыпи, относящиеся к категории крупных и суперкрупных месторождений. Большинство таких ископаемых россыпей относится к числу россыпей дальнего переноса (*distal placers*), характерным представителем которых являются комплексные россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые россыпи). Однако, среди ископаемых россыпей фанерозойского возраста известны также объекты, генетически входящие в группу россыпей ближнего переноса (*proximal placers*), например, золотоносные карстово-аллювиальные россыпи Зауральского пенеплена, алмазонасные россыпи в структурно-карстово-озерных депрессиях (россыпь "Водораздельные галечники" в Мирнинском районе), элювиально-склоново-озерная редкометалльная россыпь Томтора (т.н. "ультрабогатые руды").

На протяжении палеозоя условия для россыпеобразования на территории России возникали, по крайней мере, четырежды - в среднем кембрии, в конце кембрия-начале ордовика, в среднем девоне и в раннем карбоне. Из палеозойских эпох своим высоким потенциалом выделяется средний девон (рис. 2.2б), к которому относятся древнейшие промышленные и потенциально промышленные титановые (ильменитовые и лейкоксеновые) россыпи в области палеобассейнов восточного фланга Восточно-Европейской платформы, связанных с Палеоазиатским (Протоуральским) океаном (Хаин, 2001), в том числе титановый супергигант - Ярегское месторождение лейкоксеновых песков, Пижемская титановая палеороссыпь, золото-редкометалльно-алмазонасные россыпи Ичет-Ю и другие на Тимане. Ареалы распространения девонских (титановых) палеороссыпей выявлены также в пределах микроконтинентов Палеоазиатского океана (в Казахстане). Раннекарбоновая эпоха россыпеобразования отмечена многочисленными проявлениями тяжелых минералов в Московской синеклизе Русской плиты, алмазонасными россыпями в бассейновых осадках Сибирской платформы,

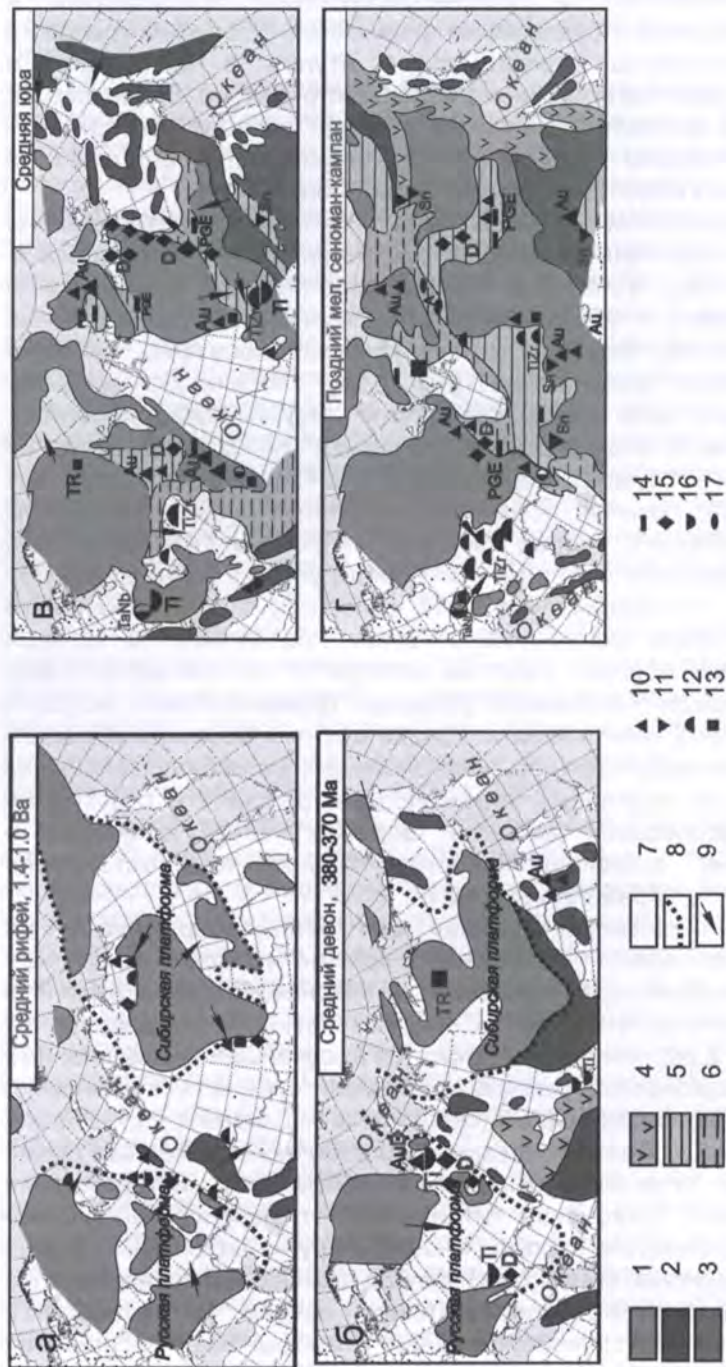


Рис. 2.2. Области установленного развития ископаемых россыпей на территории России: а-г: а - в среднем рифее, б - среднем девоне, в - в средней юре, г - в позднем мелу (Патык-Кара, 2004)

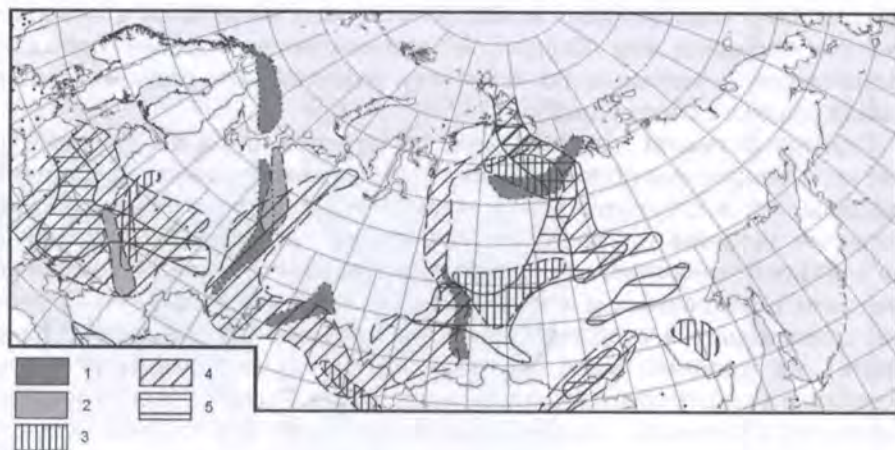
1 - платформы; 2 - орогенные складчатые пояса; 3 - области тектоно-магматической активизации; 4 - ареалы вулканизма; 5 - аллювиальные равнины; 6 - периферически затопляемые области; 7 - моря; 8 - границы кратонов; 9 - области питания; 10-17 - россыпная минерализация: 10 - золото (Au), 11 - олово (Sn), 12 - титан и цирконий в комплексных россыпях (TiZr), 13 - редкие металлы (TaNb, TR), 14 - минералы платиновой группы (PGE), 15 - алмазы (Di), 16 - титан (Ti), 17 - янтарь (Amber).

концентрациями кластогенного золота и титановых минералов в осадочных формациях герцинид юга Сибири. В девоне-раннем карбоне произошло формирование уникальных по богатству комплексных редкометалльных россыпей ближнего сноса (Томтор).

Гораздо большей сохранностью отличаются россыпи мезозойского возраста, области распространения которых охватывают как древние платформы, так и структуры более поздней консолидации (палеозойские и мезозойские террейны). Среди них выделяются залегающие в осадочном чехле платформ прибрежно-морские россыпи дальнего переноса, связанные с окраинными шельфовыми и внутриплитными морями, и россыпи ближнего сноса, сохранившиеся в области развития мезозойского пенеппена. Можно говорить, по крайней мере, о двух наиболее значительных эпохах мезозойского россыпеобразования на территории России: юрской (ранняя - средняя юра) и меловой (с максимумом продуктивности в позднем мелу). Как показано на рис. 2.2в, в юре на рассматриваемой территории существовали две обособленные россыпные мега-провинции: Восточно-Европейская, объединявшая ВЕП и Уральскую палеосушу, и Восточно-Сибирская, объединявшая Таймырскую складчатую область, Сибирскую платформу и горные сооружения Южной Сибири. Примерами россыпных месторождений и проявлений, связанных с юрской эпохой россыпеобразования, служат Лукояновское титано-циркониевое месторождение, золотоносные проявления Камско-Вятского района, аллювиальные и аллювиально-карстовые россыпи лангурской свиты Зауральского пенеппена, золотоносные россыпи Северо-Таймырского района, Тулунское месторождение титана в Иркутской области, алмазонасные "Водораздельные галечники", оловоносные конгломераты Восточного Забайкалья и другие объекты.

Позднемеловые россыпные формации древнего пенеппена широко развиты по периферии областей структур древней консолидации (Урал, горы Южной Сибири), отчасти - в пределах молодых аккреционных областей мезозойского возраста, а россыпная формация  $PФ_{IV}$  - во внутриконтинентальных бассейнах озерно-аллювиального осадконакопления (периферия Западно-Сибирской плиты, Хатангский и Предверхоанский прогибы) (рис. 2.2г). Однако наиболее знаменательным событием этой эпохи явилось формирование богатейших прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов в береговой зоне морей, принадлежащих океану Тетис. Именно с этим этапом связаны наиболее крупные титано-циркониевые и титано-циркониево-фосфатные россыпные месторождения Центральных районов России (Центральное, Кирсановское, Унечское).

В целом на территории России наблюдается, что зоны преимущественного распространения и сохранности древних фанерозойских (докайнозойских) россыпей и россыпеносных формаций закономерно тяготеют к вовлекавшимся в слабое погружение краевым частям кратонов и к периферии и ближайшему обрамлению молодых платформ на палеозойском основании (рис. 2.3). В этих зонах, при особо благоприятном сочетании условий, в ископаемом состоянии могут сохраняться не только россыпи конечных бассейнов седиментации (россыпи дальнего сноса), но и россыпи денудационного цикла, тяготеющие к континентальным перерывам, в том



**Рис. 2.3. Зоны совмещения ареалов установленного палеозойского и мезозойского россыпеобразования (Патык-Кара, 2004)**

Области россыпеобразования: 1 - в рифее, 2 - в среднем девоне, 3 - в раннем карбоне, 4 - в средней юре, 5 - в раннем-позднем мелу.

числе россыпи, характеризующие начальные стадии дифференциации и транзита рудного вещества (склоновые, карстовые, россыпи малых озерных ванн, например, область Зауральского и Южно-Сибирского пенеппена, частично погруженная под осадки Западно-Сибирской плиты). Характерно, что в аналогичных условиях сохраняются ископаемые россыпи континентального цикла и в области кайнозойских платформ, каковыми являются современные шельфовые области, например, россыпи формации погребенного (позднемезозойского)-раннекайнозойского пенеппена шельфа Сунга в Индонезии (Aleva, 1973) и моря Лаптевых в Арктике (Патык-Кара и др., 2002).

### 2.3. Ряды россыпных формаций

Эволюция россыпеобразования в пределах крупных минерагенических таксонов ранга провинций происходит на фоне многократной смены тектоно-геоморфологических обстановок. Это влечет за собой вскрытие разнотипных, разноглубинных и разновозрастных коренных источников и вовлечение в россыпеобразование минералов, обладающих различной гипергенной устойчивостью и миграционной способностью, что находит отражение в преимущественно полиминеральном облике большинства россыпных таксонов ранга провинций, иногда районов.

Поэтому с позиций минерагенического анализа при типизации россыпных территорий ранга провинций целесообразно выделять ряды россыпных формаций, свойственные участкам земной коры с определенным

типом эндогенной металлогении и тектоно-геоморфологической эволюции и характеризующиеся в силу этого определенным спектром минеральных видов россыпей и сочетанием россыпных формаций (Патык-Кара, 1980). Как показал А.Д.Щеглов (1976), основу такого общего металлогенического (минерагенического) районирования составляет принадлежность территории к тому или иному типу структур земной коры. Базируясь на современных представлениях о главных типах структур земной коры континентов (Хаин, 2001), можно выделить следующие ряды россыпных формаций (таблица 2.2):

- орогенный (отвечающий орогенным покровно-складчатым поясам) с определенными различиями в наборе россыпных формаций и типов россыпеобразующей минерализации для возрожденных гор (областей ТМА) древних покровно-складчатых поясов на палеозойском основании и молодых (мезо-кайнозойских) орогенных поясов;

- платформенные ряды (соответственно древних и молодых образований платформенных областей);

- островодужный (вулканических островов).

Каждому из них соответствуют: а) минеральные типы россыпных месторождений; б) типы россыпных формаций (РФ), отвечающие данному тектоно-геоморфологическому состоянию земной коры, а также ископаемые, в том числе метаморфизованные, РФ.

Такой подход позволяет отойти от узкого "сырьевого" минерагенического анализа, долгие годы господствовавшего в геологии россыпей, и перейти к анализу общей минерагении россыпей, главной практической задачей которого является комплексная оценка россыпеносных площадей с особым вниманием к прогнозированию и выявлению ранее неизвестных стратиграфических уровней и "нетрадиционных" обстановок россыпеобразования, новых минеральных видов и промышленных типов россыпных месторождений (рис. 2.4 и рис. 2.5).

Самый молодой, *островодужный ряд* россыпных формаций (и близкий к нему по условиям россыпеобразования ряд формаций вулканических океанических островов), является редуцированным как по набору РФ, так и по типам россыпеобразующей минерализации. Незначительная продолжительность периода россыпеобразования (ограниченная плиоценом и четвертичным периодом), преимущественно талассогенный режим развития, значительная напряженность тектонических движений, высокая контрастность и расчлененность рельефа земной поверхности, в совокупности со специфическим набором россыпеобразующих формаций преимущественно вулканогенного происхождения - все это существенно сужает минеральный спектр россыпей (таблица 2.2 и рис. 2.4Б) и ограничивает арену действия россыпеобразующих процессов подножием молодых гор, сложенных преимущественно позднекайнозойскими вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Последние, будучи относительно слабо литифицированы, легко разрушаются в процессе абразии (без предварительного выветривания) и дают начало россыпям ванадиеносного титаномагнетита, характерным практически исключительно островодужным комплексам.

Доминирующим типом рельефа являются вулканические горы и плато, к которым причленены узкие полосы морских и аллювиальных (аллювиально-

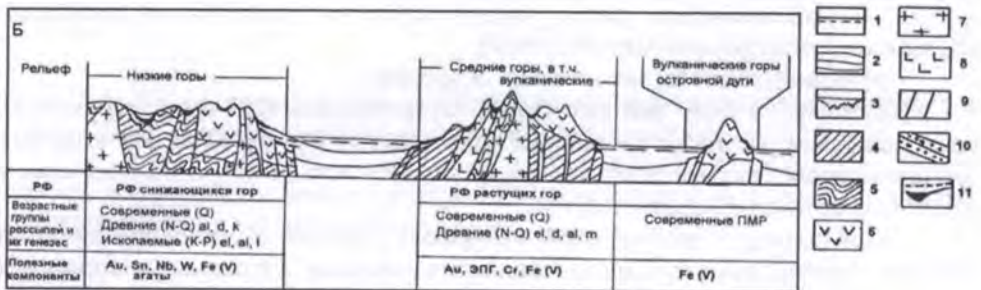
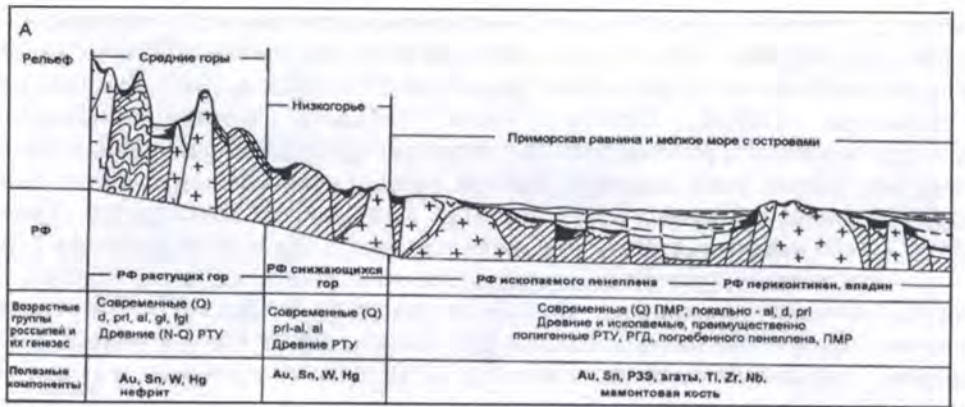


Рис. 2.4. Принципиальная схема размещения россыпей различных генетических и минеральных типов и возрастных групп в молодых складчатых поясах и на континентальных окраинах (Россыпные..., 1997)

А - в системе "область мезозойской складчатости - пассивная континентальная окраина", Б - на активной континентальной окраине платформы. 1 - вода; 2 - осадочный платформенный чехол (Mz-Kz); 3 - кора выветривания в основании осадочного чехла; 4 - породы складчатого основания (средний структурный ярус); 5 - то же, нижний структурный ярус; 6 - эффузивы кислого-среднего состава; 7 - гранитоиды; 8 - базиты и ультрабазиты; 9 - разрывные нарушения; 10 - литифицированные россыпи (конгломераты); 11 - россыпи; ЮПК - ювелирные и поделочные камни.

пролювиальных) равнин и террас, иногда приподнятых на высоту до нескольких сотен метров. Концентрации рудных минералов сосредоточены почти исключительно в береговой зоне и ограничены современным пляжем и примыкающей частью подводного склона; россыпи в пределах террас редки, поскольку последние подвергаются энергичной деструкции или перекрыты лавовыми и пепловыми покровами. Свойственные данному типу регионов РФ, по-видимому, можно рассматривать как сочетание  $RF_1$  и  $RF_{IV}^2$ , когда россыпеобразование сосредоточено в пределах молодых геоморфологических уровней, которыми в данном случае являются не днища долин, а молодые морские террасы. Для рассматриваемого ряда характерно отсутствие

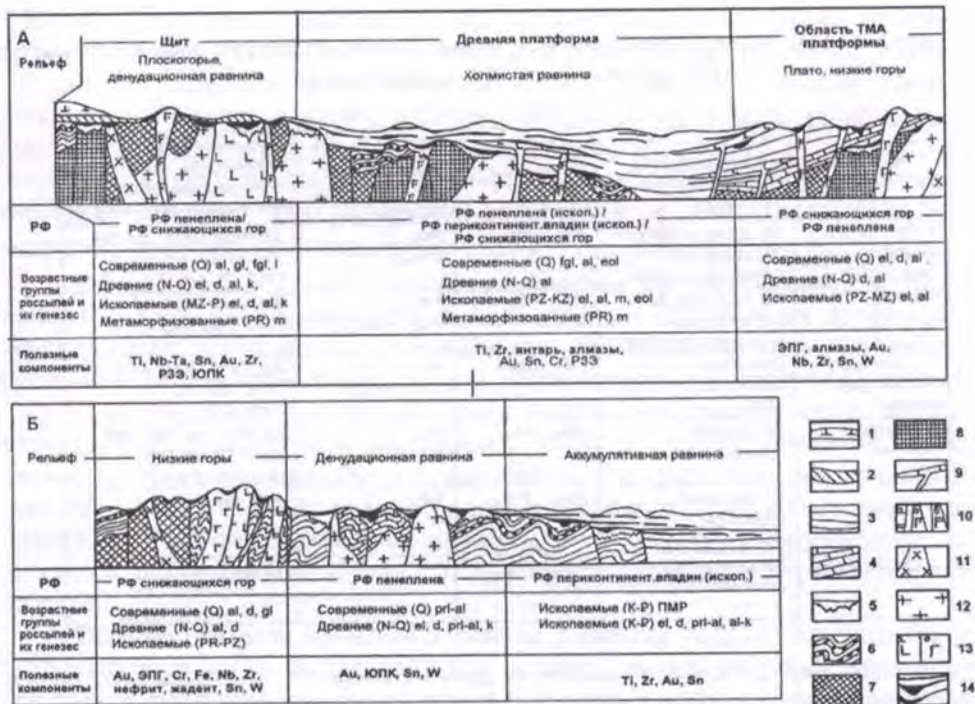


Рис. 2.5. Принципиальная схема размещения россыпей различных генетических и минеральных типов и возрастных групп в структурах древней консолидации (Россыпные..., 1997)

А - в системе "щит - древняя платформа - область ТМА древней платформы", Б - в системе "область палеозойской складчатости - молодая платформа. 1 - ледниковый щит; 2 - четвертичные ледниковые образования (gl-fgl); 3 - осадочный чехол платформ (кембрий-плейстоцен), преимущественно терригенные породы; 4 - то же, карбонатные породы; 5 - кора выветривания в основании осадочного чехла; 6 - дислоцированные породы среднего структурного яруса: верхнепротерозойские (рифей-венд) - на рис. А - и палеозойские - на рис. Б (точками выделены метаморфизованные россыпи); 7 - ранне-среднепротерозойские породы; 8 - архейские породы; 9-10 - магматические породы различного возраста и состава: 9 - базальты трапповой формации, 10 - щелочные и ультраосновные породы: а - миаскиты, б - карбонатиты и нефелиновые сиениты, в - кимберлиты; 11 - щелочные граниты и метатасоматиты; 12 - гранитоиды; 13 - основные породы: а - базиты, б - ультрабазиты; 14 - россыпи.

ископаемых РФ, а также весьма узкий профиль россыпной минерализации (титаномагнетитовые "железистые пески", иногда с примесью золота).

Характерными представителями россыпей современных островодужных комплексов (РФ современных геосинклинальных зон) служат прибрежно-морские (пляжевые, террасовые и затопленных береговых линий) россыпи

Ряды россыпных формаций основных типов структур земной коры  
(Россыпные..., 1997), с дополнениями)

Ряды россыпных формаций (РФ)		Россыпные формации		Россыпеобразующая минерализация (в т.ч. в метаморфизованных ископаемых россыпях)
		Отвечающие данному этапу	Ископаемые (в т.ч. метаморфизованные)	
1. Орогенный (покровно-складчатых поясов)	1А. Древних (PR <sub>3</sub> -PZ) орогенно-складчатых поясов	<b><i>РФ<sub>I</sub></i></b> , <b><i>РФ<sub>II</sub></i></b>	<b><i>РФ<sub>III</sub></i></b> ( <i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i> )	<b><i>Au PGE TIFe, Sn Hg TaNb REE Cr JS</i></b> ( <i>TiZr Di Au</i> )
	1Б. Молодых (MZ-KZ) орогенно-складчатых поясов	<b><i>РФ<sub>I</sub></i></b> , <b><i>РФ<sub>II</sub></i></b>	<b><i>РФ<sub>III</sub></i></b> ( <i>РФ<sub>I</sub></i> , <i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i> )	<b><i>Au SnW PGE Hg TIFe</i></b> ( <i>TiZr TiFe Au</i> )
2. Орогенный эпиплатформенный	Областей эпиплатформенной ТМА	<b><i>РФ<sub>I</sub></i></b> , <b><i>РФ<sub>II</sub></i></b>	<b><i>РФ<sub>III</sub></i></b> ( <i>РФ<sub>I</sub></i> , <i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i> )	<b><i>Au TaNb REE PGE Sn TIFe, Hg JS</i></b> ( <i>TiZr Au</i> )
3. Платформенный	2А. Древних платформ	<b><i>РФ<sub>III</sub></i></b> , <b><i>РФ<sub>IV</sub><sup>1</sup></i></b>	<b><i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i></b> ( <i>РФ<sub>I</sub></i> , <i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i> )	<b><i>Di TiZr Au RM REE Sn PGE JS Am</i></b> ( <i>Au Di TiZr</i> )
	2Б. Молодых платформ	<b><i>РФ<sub>IV</sub><sup>1</sup></i></b> , <b><i>РФ<sub>III</sub></i></b>	<b><i>РФ<sub>III</sub></i></b>	<b><i>TiZr Sn Au Am Iv</i></b>
4. Островодужный	Вулканических островов	<b><i>РФ<sub>IV</sub><sup>2</sup></i></b> , <b><i>РФ<sub>I</sub></i></b>	-	<b><i>TIFe(+V) Au</i></b>

Примечание. Жирным шрифтом выделены доминирующие *РФ* и типы минерализации, в скобках указаны *РФ* и типы минерализации, характерные для ископаемых метаморфизованных россыпей. *Di* - алмазы, *Am* - янтарь, *JS* - ювелирно-поделочные камни, *Iv* - ископаемая мамонтовая кость.

ванадиеносного титаномагнетита зоны Курильских, Японских, Филиппинских островов.

*Орогенный ряд* россыпных формаций, отвечающий орогенным покровно-складчатым поясам различного возраста, может быть разделен на два подтипа: молодых покровно-складчатых поясов (или супертеррейнов мезозойского и кайнозойского возраста) и областей тектоно-магматической активизации древних складчатых структур, выраженных в современном рельефе как "возрожденные горы" (в понимании В.А.Обручева).

Характерными областями развития первого подтипа, ранее выделяемого нами в качестве орогенного эпигеосинклинального ряда *РФ* (Патык-Кара, 1980), являются горно-складчатые сооружения (аккреционные пояса) мезозоид и альпид, где начало россыпеобразования приходится на конец орогенной и начало посторогенной стадий развития, когда денудационный срез достиг верхних уровней главнейших россыпеобразующих формаций. Согласно концепции плитной тектоники, к этим областям относятся коллизионные обстановки на границах столкновения континентальных плит или поддвига океанической плиты под континентальную (Митчелл, Гарсон, 1984).

Примером наиболее молодых кайнозойских областей с развитием россыпей рассматриваемого типа служат аккреционные области, возникшие на месте "зрелых" островных дуг, в понимании В.Е.Хаина (Новая Зеландия,



Корякско-Камчатская область, Сахалин), заключающих в различной мере эродированные блоки более древних террейнов, в пределах которых обнажаются гранитоидные массивы, с которыми генетически связана золоторудная минерализация, а также платиноносные породы офиолитового комплекса. Несмотря на "большую древность" рельефа (присутствие локальных поверхностей выравнивания, следы более древних эрозионных циклов), россыпи этих областей относятся к  $P\Phi_I$  (растущих гор), модифицированной влиянием горно-долинного оледенения, и к  $P\Phi_{IV}$ .

К территориям с рассматриваемым типом россыпной минерализации принадлежит значительная часть полиминеральных россыпных провинций с крупнейшими золотыми и оловянными (и оловянно-вольфрамовыми) россыпями при участии киноварных и редкометалльных россыпей (таблица 2.2), последние расположены либо на выступах более древних пород (россыпи ультраосновных-щелочных массивов), либо в полях развития пород черносланцевых миогесинклинальных комплексов (редкоземельные россыпи "серого" монацита). В пределах древних террейнов (срединных массивов) возможно также обнаружение ископаемых, в том числе метаморфизованных россыпей палеозойского и даже позднепротерозойского (рифей-вендского) возраста.

Обычно россыпи начальных этапов развития горных сооружений не сохраняются в силу господствующих в этот период геоморфологических обстановок растущих гор. Отражением россыпеобразующих процессов этого времени иногда являются металлоносные конгломераты (юрские, меловые, неогеновые), сохраняющиеся во внутригорных впадинах и по периферии межгорных впадин (золотоносные конгломераты Момского хребта, золотоносные конгломераты Калифорнии, р-на Отаго в Новой Зеландии, "White Channel Gravels" Юкона и др.). Активный денудационный срез как площадной, так и сосредоточенный в зоне долин в виде "эрозионного выреза", как правило, обеспечивает непрерывное длительное вскрытие коренных источников и переработку значительных объемов рудного вещества. Тенденция к воздыманию, особенно отчетливая в отдельные фазы неотектонического этапа, способствовала преобладанию россыпных формаций, связанных с горным рельефом ( $P\Phi_I$  и  $P\Phi_{III}$ ). Проявившаяся в разной степени тектоническая стабилизация, приходящаяся в мезозоидах на палеоген, зафиксирована во фрагментах региональной поверхности выравнивания, с которой были связаны россыпи  $P\Phi_{III}$ , разрушенные впоследствии и сохранившиеся только в виде ископаемых образований, чаще всего в захороненном состоянии во внутригорных впадинах. Такую же роль сыграло локальное миоценовое выравнивание, в наибольшей мере проявившееся по периферии горных сооружений, на стыке с внутригорными впадинами. Лишь в отдельных стабильных блоках формирование  $P\Phi_{III}$  было более растянуто во времени (см. рис. 2.5А).

Характерным представителем рассматриваемых провинций является Верхояно-Колымская орогенно-складчатая система. Россыпные формации, связанные с современным горным рельефом, отделены здесь во времени от начала вскрытия коренных источников интервалом в несколько десятков (20-

80) млн. лет. Мощность достигнутого за это время денудационного среза оценивается, например, для мезотермальных золоторудных формаций, в 1.5-2.5 км, а для разновозрастных оловорудных формаций в 1.5-2.5, 1.3-1.5 и 0.5-0.6 км. Киноварные проявления, сопровождаемые россыпями, находятся в начальной стадии вскрытия; большинство из них вступило в сферу денудации только в неогене.

Ряд россыпных формаций древних повторно активизированных покровно-складчатых (аккреционных) поясов различных генераций, отвечающих байкальскому, каледонскому и герцинскому циклам Бертрана, характеризуется весьма широким спектром *РФ* и типов россыпеобразующей минерализации. В их пределах размещены многие крупнейшие россыпные провинции Мира, в том числе в пределах России такие, как Уральская (Урало-Тиманская), Алтае-Саяно-Байкальская провинции с характерным для них золото-платиновометалльно-редкометалльным и золото-оловоносным профилем минерализации и хорошей сохранностью промышленно-значимых ископаемых россыпных формаций, наряду с россыпными формациями, отвечающими орогенному этапу тектоно-геоморфологического развития территории (**таблица 2.2**).

*Орогенный эпиплатформенный ряд* россыпных формаций характерен для областей тектоно-магматической активизации (в понимании А.Д.Щеглова (1976)), возникших на месте древних консолидированных структур и выделяемых в рельефе особым типом морфоструктур, определенным В.А.Обручевым как "возрожденные горы". Наиболее крупный среди них - Центрально-Азиатский внутриконтинентальный пояс тектоно-магматической активизации (Хаин, 2001).

Многие области эпиплатформенного орогенеза пережили несколько этапов активизации, что предопределило не только наложение разновозрастной и разнотипной россыпеобразующей минерализации, но и разновременное ее вскрытие. Среди сложной гаммы россыпеобразующих коренных источников областей тектоно-магматической активизации следует отметить: золотое оруденение в связи с субщелочными гранитами и сиенитами ("куранахского" и "рябинового" типов в Центрально-Алданском районе), оруденение "балейского типа" в Забайкалье и золото-серебряное оруденение в областях вулканогенной активизации (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс); широкий спектр редкометалльно-вольфрамо-оловоносных месторождений - от пегматитов и апогранитов до кварцево-жильных месторождений, служащих источником крупных комплексных, (танталит-колумбит)-вольфрамит-касситеритовых россыпей; субщелочные граниты и гранитоподобные метасоматиты с редкометалльной (колумбит, циркон, гаттчетолит) россыпеобразующей минерализацией (Северное Забайкалье), карбонатиты, щелочные базальтоиды с камнецветным сырьем (хризолитом, пиропом и пр.) (см. **рис. 2.4А**).

В целом важнейшими чертами россыпной минерализации описываемых площадей являются следующие:

1. Сочетание разноформационных, разновозрастных и разноглубинных коренных источников, определяющее минеральное разнообразие россыпей и полиминеральный облик как провинций в целом, так и отдельных россыпных районов.

2. Отчетливая ярусность размещения россыпеобразующего оруденения: более раннего и более глубинного - в осевых частях крупных положительных морфоструктур, позднего и менее глубинного - на крыльях поднятий и в области перехода к внутригорным впадинам.

3. Преимущественное развитие  $P\Phi$  растущих гор, в меньшей мере снижающихся гор (соответственно  $P\Phi_I$  и  $P\Phi_{II}$ ), в сочетании с  $P\Phi$  внутригорных впадин ( $P\Phi_{IV}$ ), особенно типичных для областей развития наложенных впадин типа "Дива", а также для областей молодого рифтогенеза (Северное Прибайкалье).

4. Сохранность реликтовых  $P\Phi$  с ископаемыми, в том числе метаморфизованными, россыпями.

*Платформенный ряд* россыпных формаций отличается от описанных выше по целому ряду признаков, среди которых важнейшие: значительный возрастной диапазон россыпей, широкое развитие древних и ископаемых  $P\Phi$ , транзитность минеральных парагенезисов, преобладание россыпей дальнего переноса и переотложения (Восьмое..., 1987; Шило, Патык-Кара, 1990).

В пределах древних платформ эволюция россыпеобразования может охватывать период продолжительностью до 2-2.5 млрд. лет. За это время имели место не только многократное возобновление тектоно-магматической активности и формирование россыпеобразующих рудных формаций, неоднократная смена континентальных и талассогенных этапов седиментационных бассейнов и т.д., но и необратимые изменения как структуры земной коры, так и общего состояния атмосферы, гидросферы и биосферы Земли, определяющие условия высвобождения и миграции россыпеобразующих минералов. Именно на платформах в наибольшей мере реализуются условия для миграции аллотигенных минералов, устойчивых в процессах переноса и переотложения, таких как алмаз, циркон, рутил, кианит, силлиманит (см. рис. 2.5 и таблица 2.2).

Следует остановиться еще на одной особенности россыпной минерагении древних платформ. Разновозрастные, в том числе наиболее древние комплексы кристаллических пород складчатого основания платформ, могут сохранять свою россыпеобразующую роль на протяжении длительных отрезков геологической истории, либо стабильно, либо периодически "изымаясь", а затем вновь включаясь в сферу россыпеобразования через кору выветривания или через промежуточные коллекторы. Иногда разрыв во времени между формированием россыпеобразующего оруденения и формированием промышленных россыпей составляет до 2.3-2.5 млрд. лет, а длительность пребывания коренных источников в сфере россыпеобразования превышает 2 млрд. лет (например, между золоторудным и редкометалльным оруденением архейских зеленосланцевых поясов и гранито-гнейсовых куполов и кайнозойскими россыпями). В общем случае, древним платформам свойственны:

1. Весьма длительная эволюция, охватывающая восемь мегациклов (с учетом доплатформенного этапа).

2. Многократная мобилизация россыпеобразующих минералов в процессе перемыва древних толщ и их переотложение на новые стратиграфические уровни. Этот процесс не только вызывает многократное

обогащение россыпей в одних случаях или рассеяние полезных компонентов в других, но и создает от этапа к этапу качественно новые минеральные парагенезисы под влиянием трех основных факторов: реализации миграционных свойств минералов (через их  $K_{гв}$ ), включения "новых" и выведения из сферы россыпеобразования "старых" коренных источников, направленно-циклических изменений литогенеза.

3. Геохронологическая транзитность и преемственность россыпеобразующих процессов как важнейшая особенность платформенного россыпеобразования, определяющая широкий возрастной диапазон россыпей, распространенность ископаемых россыпных формаций, сочетание, а часто и пространственную совмещенность аллохтонных и автохтонных россыпей.

Одним из следствий геохронологической транзитности россыпеобразования является весьма широкий набор минеральных классов россыпей на платформах. Их облик определяют алмаз, золото, цирконий, титан, ниобий, тантал, олово, редкие земли, драгоценные и поделочные камни, отчасти платина. Весьма широко распространены комплексные полиминеральные россыпи. "Запрещенными" минеральными классами россыпей для платформ являются вольфрамовые, киноварные россыпи, россыпи ванадиеносного титаномагнетита, нефрита, жадеита. Следует также иметь в виду, что на россыпную минерагению платформ оказывают влияние геологические процессы, протекающие в их обрамлении: консолидация, повторная тектоно-магматическая активизация и денудация, которые определяют появление в осадочном чехле платформ "чуждых" минеральных ассоциаций, отражающих влияние внеплатформенных областей сноса (например, появление хромита в юрских россыпях Русской плиты за счет его поступления со складчатых сооружений Урала; такую же природу имеют концентрации тонкого и мелкого золота в Вилюйской котловине на Сибирской платформе, в Вятско-Камском регионе на Русской плите и т.д.).

Типовыми россыпными формациями платформ являются  $PФ_{III}$  (пенеплена) как унаследованная, так и ископаемая, погребенная либо вторично экспонированная, и разнообразные варианты  $PФ_{IV}$ . Лишь локально, в пределах отдельных активизированных блоков, формируются молодые  $PФ_{II}$  (Ловозерский и Хибинский массивы на Кольском полуострове) (рис. 2.5А).

По сравнению с древними платформами россыпная минерагения молодых платформ на палеозойском (Западно-Сибирская, Туранская, Скифская плиты) и мезозойском (Восточно-Арктическая шельфовая область) основании отличается сокращенным возрастным диапазоном (мезо-кайнозой и кайнозой соответственно), более узким набором россыпных формаций и спектром минеральных типов россыпей (таблица 2.2 и рис. 2.5Б).

## 2.4. Ранги россыпных площадей и принципы их выделения

Рассмотренные принципы типизации россыпеносных площадей легли в основу регионального минерагенического анализа россыпей, который учитывает следующие позиции:

- связь россыпеносных площадей регионального ранга с особенностями структур земной коры с характерным для них стилем тектоно-геоморфологического развития и набором россыпеобразующих пород и рудных формаций;

- типы морфолитогенеза, определяющие условия высвобождения россыпеобразующих минералов, их транспортировку и накопление в форме, обеспечивающей извлечение существующими методами обогащения, и в концентрациях, делающих их отработку рентабельной (profitable);

- эволюцию россыпеобразовательного процесса, определяющую смену во времени типов россыпных формаций, трансформацию минеральных парагенезисов, наложение (пространственное совмещение) разнотипной россыпной минерализации, сохранность россыпей во времени и в меняющихся тектоно-геоморфологических условиях;

- комплексный характер россыпной минерализации.

Выше мы подчеркивали, что комплексный (полиминеральный и поликомпонентный) состав россыпей может определяться различными факторами, а чаще - их сочетанием, особенно в рамках таксонов ранга россыпного района и выше. Такими факторами являются:

а) поликомпонентный состав самих россыпеобразующих минералов (тантало-ниобаты, минералы платиновой группы), в том числе за счет элементов-примесей (V в титаномагнетите, Sc в ильмените, Hf в цирконе);

б) полиминеральный состав руд коренного источника (касситерит и вольфрамит в оловянно-вольфрамовых месторождениях, танталит, колумбит, эвксенит, касситерит, а также ювелирно-поделочные камни в россыпях в связи с гранитными пегматитами; колумбит, касситерит и циркон в россыпях в связи с редкометалльными щелочными гранитами; МПГ и демантоид в россыпях офиолитовых комплексов);

в) пространственное наложение разнотипной и разновозрастной минерализации (золото-оловянные, золото-киноварно-оловянные, золото-платинометалльные, золото-жадеитовые россыпи);

г) наличие разновозрастных и разнотипных промежуточных осадочных коллекторов (золото-алмазоносные, золото-платинометалльно-алмазоносные россыпи);

д) сходство миграционной способности минералов, обеспечивающее их совместное накопление в сходных литодинамических обстановках (комплексные россыпи тяжелых минералов, в т.ч. с мелким и тонким золотом).

Влияние первого (а) и второго (б) из перечисленных факторов определяет комплексность отдельных россыпей ближнего сноса и россыпного узла в целом, влияние третьего фактора (в) начинает сказываться в рамках россыпных (рудно-россыпных) районов с россыпями ближнего сноса. Фактор (г) чаще всего определяет полиминеральный облик россыпных площадей ранга района и выше. Влияние последнего фактора (д) определяет комплексность россыпей дальнего переноса.

Полиминеральность минерагенического профиля россыпеносных площадей отчетливо проявляется при составлении и анализе баз данных по россыпным месторождениям по отдельным регионам, а тем более для таких крупных территории, как территория России в целом (Россыпные., 1997), в

пределах которой, как отмечалось в **разделе 1.1**, известны россыпи более, чем 15 минеральных видов, принадлежащих к 7 сырьевым группам (см. **рис. 1.1**). Выше указывалось, что всего на территории России известно более 3600 объектов, в том числе: более 2700 золотоносных, 70 - платинометаллических, более 170 россыпей цветных металлов (оловянных, оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых, киноварных), около 60 россыпей черных металлов (железистых, собственно титановых и хромитовых), более 40 редкометаллических объектов, более 80 комплексных титано-циркониевых россыпей и россыпных проявлений, более 25 алмазоносных россыпных объектов, около 60 россыпей ювелирных и ювелирно-поделочных камней, более 70 россыпей мамонтового бивня и др. (База данных "Россыпные месторождения России", ИГЕМ РАН, по состоянию на 01.10.2007 г.). Размещение этих россыпных объектов, в число которых входят россыпные месторождения разного масштаба и степени изученности и россыпные проявления на территории России (**рис. 2.6**), позволяет выделять следующие региональные таксономические единицы россыпеносных площадей.

В качестве минерагенических единиц наиболее крупного ранга выделяются *россыпные мегапровинции*, соответствующие наиболее крупным структурам земной коры ранга кратонов (древних платформ), одновозрастным либо разновозрастным, но пространственно близким орогенным покровно-складчатым поясам, молодым платформам (плитам на палеозойском и мезозойском основании), современным островным дугам. Классическими примерами россыпных мегапровинций кратонов (древних платформ) в пределах России являются Восточно-Европейская мегапровинция (ВЕП), в целом совпадающая с одноименной платформой, и Восточно-Сибирская мегапровинция (ВСП), а примером россыпных мегапровинций складчатых поясов (областей) - Тимано-Уральская мегапровинция и мегапровинция Гор Южной Сибири (Алтае-Саяно-Забайкальская) и Северо-Востока Азии (**рис. 2.7**, **таблица 2.3**).

Примером россыпных мегапровинций, соответствующих плитным структурам, является Западно-Сибирская мегапровинция в пределах одноименной плиты, а также Восточно-Арктическая шельфовая провинция, время становления которой охватывает кайнозой (Патык-Кара, 2005). Иногда в рамки единой россыпной мегапровинции целесообразно включать пространственно сопряженные структурные элементы, тесно связанные в своем развитии, например, в пределы Восточно-Европейской мегапровинции нами включена также примыкающая с юга Скифская плита на палеозойском основании и северный фланг складчатой системы Большого Кавказа<sup>2</sup>. Очертания россыпных мегапровинций, отвечающих платформенным структурам, в целом изометричны, а их площадь составляет более 4-5 млн.

<sup>2</sup> Это объединение обусловлено также тем обстоятельством, что минерагенический анализ россыпей был ограничен рамками конкретной территории, в данном случае границами России. При глобальном подходе минерагению Скифской плиты целесообразно рассматривать совместно с другими плитами пост-Тетической области - Туранской и Западно-Сибирской, а минерагению Большого Кавказа - в рамках альпийского покровно-складчатого пояса.

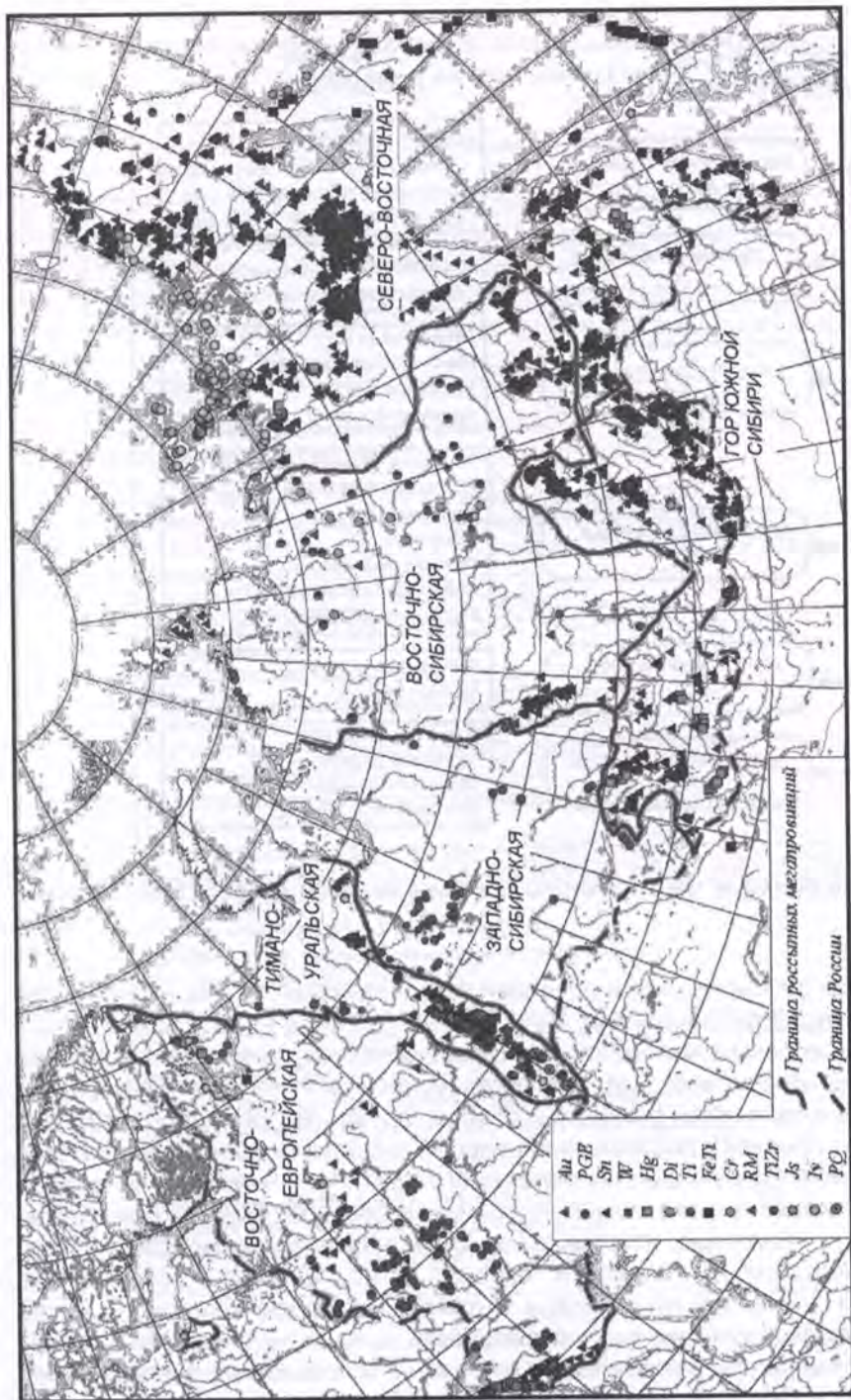


Рис. 2.6. Размещение россыпей различных минеральных типов на территории России (База данных "Россыпные месторождения России" ИГЕМ РАН на 01.10.2007 г.)



Рис. 2.7. Россыпные мегапровинции и провинции на территории России

км<sup>2</sup>. Площадь россыпных мегапровинций складчатых поясов или их ансамблей колеблется от 0.5 до 2.5-3.5 млн. км<sup>2</sup>.

В рамках россыпных мегапровинций выделяются *россыпные провинции*, как правило, отвечающие крупным тектоническим элементам территории со свойственным им стилем развития и особенностями геологического строения (рис. 2.7). В пределах россыпных мегапровинций кратонов таковыми служат щиты, а также структуры платформенного чехла (синеклизы и своды) различного возраста и заложения, например, в пределах ВЕП, это синеклизы и прогибы, связанные соответственно с развитием Протоуральского (Восточно-Азиатского) океана и океана Тетис, а также сопряженные структурные элементы, включаемые в рамки россыпной мегапровинции на основании их пространственной сближенности.

В россыпных мегапровинциях орогенных покровно-складчатых поясов минеральный спектр россыпей, их возраст, условия формирования и сохранности заметно меняются в пределах аккреционных поясов разного возраста, например, Тиманская и Уральская россыпные провинции, отвечающие, соответственно, байкальской и герцинской складчатым системам.



Таблица 2.3

**Россыпные мегапровинции и провинции на территории  
России и их минерализация**

<p><b>Восточно-Европейская (ВЕП) (<i>Ti, Zr, Au, Am, PGE, Di</i>), в том числе провинции:</b>          КК – Карело-Кольская золото-редкометаллическая (<math>TR+Ar+Di+PGE+ЮПК</math>)          СР – Северо-Русская золотоносная (<math>ПГС+Au</math>)          ЦР – Центрально-Русская титано-циркониевая (<math>TiZr+Au+P</math>)          ДБ – Днепровско-Балтийская янтареносная (<math>Am+TiZr</math>)          СК – Северо-Кавказская золото-титано-циркониевая (<math>TiZr+Au+Di</math>)</p>
<p><b>Тимано-Уральская (ТУ) (<i>Ti, Di, Au, PGE, RM, REE, ЮПК</i>), в том числе провинции:</b>          Т – Тиманская золото-алмазо-редкометаллическая-титановая (<math>Ti+Au+Di+TR</math>)          У – Уральская алмазо-платино-редкометаллическая-золотоносная (<math>Au+PGE+Di+ЮПК</math>)</p>
<p><b>Западно-Сибирская (ЗС) (<i>Ti, Zr</i>), в том числе провинции:</b>          ЗУ – Западно-Уральская титано-циркониевая потенциальная (<math>TiZr+Au</math>)          Ц – Центральная потенциальная (<math>TiZr</math>)          ЮС – Южно-Сибирская титано-циркониевая (<math>TiZr</math>)</p>
<p><b>Восточно-Сибирская (ВС) (<i>Di, Au, PGE, REE, RM, Ti</i>), в том числе провинции:</b>          ТС – Таймыро-Североземельская (<math>Au+Ti</math>)          Х – Хатангская потенциальная (<math>Di+Am+PGE+TiZr</math>)          ЕК – Енисейско-Котуйская (Норильская) платиновая (<math>PGE+Au</math>)          Я – Якутская редкометаллическая-алмазоносная (<math>Di+RM+Au+PGE</math>)          ЛВ – Лено-Вилуйская (<math>PGE</math>)          АС – Алдано-Становая золото-платиновая (<math>Au+PGE</math>)          Т – Тунгусская (<math>Di+Ti+PM</math>)          Е – Енисейская редкометаллическая-золотоносная (<math>Au+RM</math>)</p>
<p><b>Южно-Сибирская (Гор Южной Сибири) ЮС (<i>Au, RM, W, ЮП</i>), в том числе провинции:</b>          АС – Алтай-Саянская (<math>Au+Sn+RM+W+ЮПК</math>)          З – Забайкальская вольфрамо-золото-оловоносная (<math>Au+Sn+W+Ar+RM+ЮПК</math>)</p>
<p><b>Северо-Востока Азии (СВ) (<i>Au, Sn, W, PGE, FeTi, Hg, ЮПК, Iv</i>), в том числе провинции:</b>          В – Верхоянская (<math>Au+RM</math>)          ЯК – Яно-Колымская олово-золотоносная (<math>Au+Sn+W+TR+Hg</math>)          Ч – Чукотская олово-золотоносная (<math>Au+Sn+W+PGE+Hg+ЮПК</math>)          ВАШ – Восточноарктическая шельфовая (<math>Sn+Au+Iv</math>)          ОКК – Охотско-Корякско-Камчатско-Курильская золото-платинометаллическая-титаножелезистая (<math>Au+PGE+FeTi+Cr+V</math>)          А – Амурская золотоносная (<math>Au+ЮПК+Sn+ЮПК</math>)          П – Приморская олово-золотоносная (<math>Sn+Au+ЮПК</math>)</p>

Примечание. В скобках показана минерагеническая специализация мегапровинций и провинций: *Au* - золото, *PGE* - минералы платиновой группы, *Sn* - касситерит, *W* - вольфрамит и шеелит, *Hg* - киноварь, *FeTi* - титаномагнетит, *RM* - редкие металлы, *REE* - редкоземельные минералы, *TiZr* - комплекс минералов титано-циркониевых россыпей, *Cr* - хромшпинелиды, *Ar* - апатит, *Di* - алмаз, *ЮПК* - ювелирно-поделочные камни, *P* - фосфориты, *Am* - янтарь, *Iv* - ископаемая мамонтовая кость. Жирным шрифтом выделены главные полезные компоненты россыпной минерализации.

Иногда в качестве руководящего признака при выделении россыпных провинций могут выступать и другие факторы, например, особенности морфолитогенеза, что хорошо видно на примере территорий, подвергавшихся позднекайнозойскому (в т.ч. четвертичному) оледенению. В пределах ВЕП именно границы распространения второго среднеплейстоценового (московского) и позднеплейстоценового (валдайского, вислинского) оледенений контролировали формирование концентраций мелкого и тонкого золота в ледниковых и водно-ледниковых образованиях краевой области оледенений. То же можно сказать о россыпной мегапровинции Северо-Американских Кордильер, в частности, о его Канадском сегменте (территории Юкон и Британская Колумбия), где позднеплиоценовое и четвертичные кордильерские оледенения кардинально повлияли на строение крупных долинных систем (рр. Юкон, Макензи и др.) и на условия формирования и сохранности россыпей.

Следующим по рангу элементом региональной минерагении россыпных площадей являются *россыпные районы*, или *минерагенические россыпные зоны* (в провинциях анизотропного линейного строения, что наиболее характерно для складчатых поясов). Как правило, россыпные районы различаются между собой стилем россыпной минерализации, уровнем вскрытия коренных источников, а также набором и соотношением разновозрастных россыпных формаций. Это хорошо можно проследить на примере Уральской россыпной провинции, в пределах которой с запада на восток выделяются 6 россыпных минерагенических зон, соответствующих главным тектоническим зонам Урала (таблица 2.3). Из них три западные, сформированные на деформированной пассивной окраине Восточно-Европейского континента, в определенной мере наследуют "платформенный" стиль россыпной минерализации (алмазы, метаморфизованные россыпи тяжелых минералов), в то время как россыпная минерализация восточных зон (МПГ, золото, редкие металлы и др.) типична для активных континентальных окраин (островодужные вулканиты, офиолиты, гранитный и щелочно-гранитный магматизм).

В зависимости от поставленных задач подходы к региональному минерагеническому анализу россыпей могут несколько меняться, однако главный принцип - оценка россыпного потенциала крупных таксонов ранга мегапровинций, провинций и районов, исходя из их соответствия определенным типам структур земной коры и особенностей тектоно-геоморфологической эволюции территории, а также полиминерального профиля россыпной минерализации - остается неизменным. В частности, в 1980-1990-е годы этот подход был в полной мере реализован при оценке россыпного потенциала современных шельфовых зон, что нашло отражение в ряде крупных научных обобщений (Россыпная..., 1987; Иванова и др., 1999; Атлас..., 2002; Патык-Кара и др., 2002; Patyk-Kara, Ivanova, 2004; Патык-Кара, 2005), который был стимулирован пристальным интересом к минерально-сырьевому потенциалу шельфовых зон в целом и территориальных вод России в частности. Современные шельфовые зоны при этом рассматриваются как самостоятельный тип структур земной коры (как молодые плиты на мезозойском и более древнем структурном основании).

Примером могут служить Арктические россыпные шельфовые провинции России, россыпной потенциал которых связан с кайнозойским плитным чехлом, а его формирование тесно увязывается с основными этапами раскрытия Северного Ледовитого океана (Граumberг, 2002). Это типичные россыпные провинции пассивных шельфов. Им противопоставляется россыпная минерагения шельфовых областей активных окраин континента, примером которых являются шельфовые области Северо-Западной Пацифики (Patyk-Kara, Ivanova, 2004).

Изложенные принципы типизации используются в региональном минерагеническом анализе. При этом в качестве главных признаков, характеризующих особенности региональной минерагении той или иной россыпной мегапровинции, рассматриваются: а) основные события геологической истории, влияющие на формирование россыпей; б) типы россыпеобразующих формаций; в) морфоструктура и рельеф; г) минеральные типы россыпей; д) этапы и эпохи россыпеобразования; е) россыпные формации (*РФ*) и ряды *РФ*; ж) особенности пространственной группировки россыпей: зональность, россыпные провинции, районы; з) общий россыпной потенциал провинций и мегапровинций.

---

---

## Глава 3.

# ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

---

---

### 3.1. Общие предпосылки формирования и сохранности россыпей в пределах древних платформ

Древние платформы (кратоны), занимающие более половины площади современной суши (56%), представляют собой крупнейшие полиминеральные россыпные мегапровинции, заключающие основные запасы и ресурсы россыпных месторождений золота, алмазов, редких металлов, драгоценных камней, а также целый ряд уникальных россыпных месторождений олова, платины и других видов минерального сырья (рис. 3.1). Особая позиция древних платформ в региональной россыпной минерагении определяется особенностями их тектоно-магматического, седиментационного и геоморфологического развития. Этими особенностями обусловлены:

- присутствие и часто пространственное совмещение разнотипной и разновозрастной россыпеобразующей минерализации, становление которой отвечало доплатформенному, протоплатформенному и собственно платформенному этапам развития платформ;
- крайне неравномерный, но в целом весьма глубокий денудационный срез питающих россыпеобразующих коренных источников;
- чередование этапов континентального развития и формирования крупных осадочных бассейнов и, как следствие, возможность сохранности россыпей широкого возрастного диапазона, в том числе древних, промежуточных коллекторов и собственно россыпей ископаемых россыпных формаций, включая метаморфизованные.

Древние платформы можно рассматривать как естественные модели, в которых запечатлены глобальные закономерности россыпеобразования в истории Земли (Шило, Патык-Кара, 1990). Помимо общего высокого ресурсного россыпного потенциала, именно древние платформы характеризуются развитием россыпей, которые представляют собой высококомплексные месторождения (Восьмое..., 1987).

Размещение и минеральный спектр и обстановки формирования россыпей контролируются главными структурными элементами древних платформ. В пределах щитов, где обнажаются кристаллические породы складчатого основания кратонов и магматогенные формации этапов тектоно-

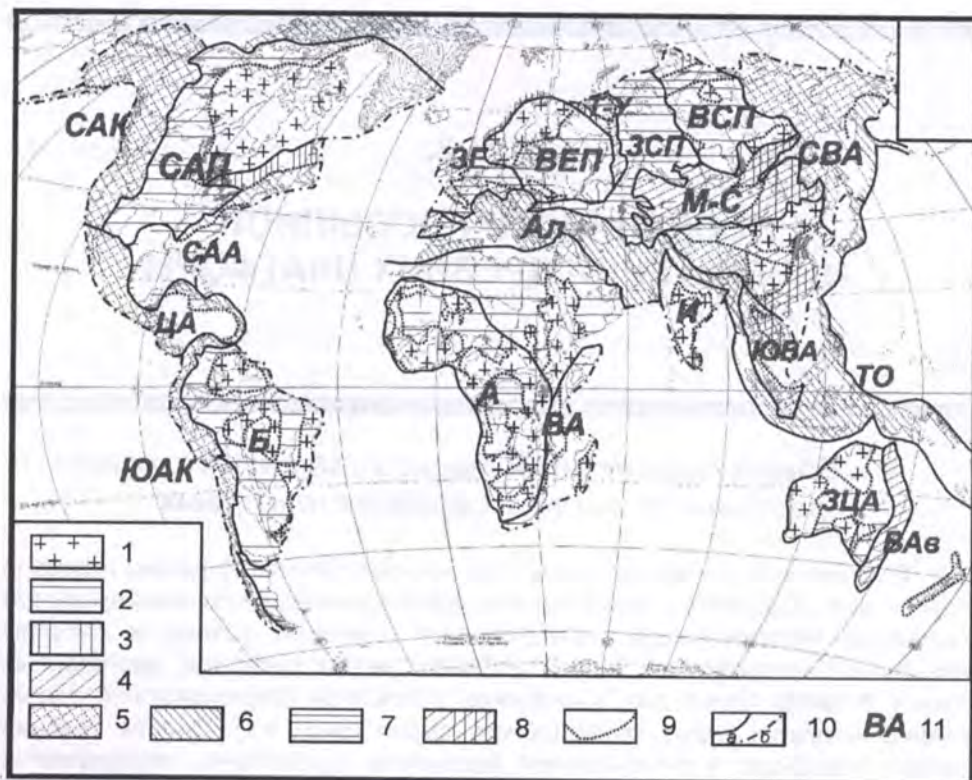


Рис. 3.1. Главные россыпные мегапровинции мира

1-7 - главные типы структур земной коры: 1-2 - древние платформы: 1 - щиты (выступы складчатого основания), 2 - плиты; 3-6 - орогенно-складчатые пояса: 3 - позднепротерозойские, 4 - палеозойские, 5 - мезозойские, 6 - кайнозойские; 7 - плиты (платформы на палеозойском основании); 8 - области мезозойской тектономагматической активизации; 9 - граница главных структурных элементов; 10 - границы россыпных мегапровинций: а - на суше, б - условная, на море; 11 - индексы россыпных мегапровинций: древних платформ: САП - мегапровинция Северо-Американской платформы, ВЕП - Восточно-Европейской платформы, ВСП - Восточно-Сибирской платформы, Б - Южно-Американской платформы, А - Африканской платформы, ВА - Восточно-Африканской платформы, И - Индостана, ЗЦА - Австралийской платформы, К - Китайской платформы (с прилегающими активизированными складчатыми поясами); разновозрастных складчатых поясов: Т-У - Тимано-Уральская, М-С - Монголо-Сибирская, ВАВ - Восточно-Австралийская, САК - Северо-Американских Кордильер, ЦА - Центрально-Американская, ЮАК - Южно-Американских Кордильер, СВА - Северо-Востока Азии, ЮВА - Юго-Восточной Азии, Ал - Альпийская, ТО - Тихоокеанская островная; молодых платформ: САА - Северо-Американская Атлантическая, ЗЕ - Западно-Европейская (включая выступы складчатого основания), ЗСП - Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты.

магматической активизации, большинство россыпей всех минеральных видов представлены преимущественно россыпями ближнего сноса. В области развития плитного чехла размещение россыпей контролируется границами разновозрастных седиментационных бассейнов, а внутри них - такими плитными структурами, как склоны синеклиз и антиклиз, валами, флексурами и зонами пологих дислокаций. В формировании россыпей важнейшее место занимают разновозрастные промежуточные осадочные коллекторы, а большинство россыпей представлено россыпями умеренного и дальнего переноса, представителями которых являются россыпи алмазов, тяжелых минералов, мелкого и тонкого золота. В размещении россыпеобразующей минерализации платформенного этапа (кимберлитов, карбонатитов, агапитовых нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов) и связанных с ними алмазоносных, редкометалльных, олово-редкометалльных россыпей важнейшую роль играют узлы пересечения глубинных разломов, часто ортогональной системы, и т.н. "горячие точки".

Большинство древних платформ представляют собой высокие денудационные равнины с отметками 500-800 м, плато и плоскогорья с отметками 800-1200 м (последние в основном в пределах щитов), обособленные горные массивы с отметками более 1500 м (на участках фанерозойской тектоно-магматической активизации) либо вторично-расчлененные денудационно-аккумулятивные равнины (200-400 м), развитые преимущественно в области впадин и депрессий. На платформах с развитием траппового магматизма (Восточно-Сибирская, платформы Гондванского ряда) значительные площади занимают вторично расчлененные вулканические плато, а на платформах, затронутых позднекайнозойским рифтогенезом (Восточно-Африканский рифт), - системы рифтогенных долин, обрамленных возрожденными горами, отметки которых превышают 2000-3000 и более метров. В пределах щитов отчетливо прослеживается унаследованный характер современных морфоструктур по отношению к древнейшим структурным элементам складчатого основания. На примере кратона Конго можно видеть, что нижнеархейские гранито-гнейсовые купола выражены в рельефе в виде купольных морфоструктур, в то время как разделяющие их зоны развития зеленокаменных пород образуют дугообразные депрессии, которые наследовались позднепалеозойскими долинами, в том числе выполненными пермо-карбонowymi флювиогляциальными образованиями, а затем долинами Африканской поверхности выравнивания и современными (Россыпи..., 2005).

Вообще, как подчеркивал Н.А.Флоренсов, древние платформы представляют собой области, где современный рельеф находится в сложных пространственно-временных соотношениях с древним ископаемым рельефом, как захороненным, так и "вторично экспонированным" (Проблемы..., 1976). При этом возраст "современного" рельефа, т.е. рельефа, отвечающего геоморфологическому этапу, в понимании И.П.Герасимова и Ю.А.Мещерякова (1964), в кратонных областях может колебаться в значительных возрастных пределах - от мезозоя до конца плейстоцена.

На древних платформах в ископаемом и экспонированном состоянии сохранились фрагменты нескольких поверхностей выравнивания. На платформах Южного полушария древнейшей из них является образующая

верхний ярус рельефа Гондванская "поверхность предельной планации" с отметками 1300-1600 м (Кинг, 1967), возникшая еще до распада суперконтинента и датируемая концом триаса-юркой. В Африке ее превышения над более молодой, Африканской поверхностью выравнивания, датируемой мелом и занимающей громадные пространства материка в центральной и особенно южной частях континента, составляют 40-100 м. Абсолютная высота Африканской поверхности составляет 800-1200 м, но местами она поднята до 1500-1600 м (Геология..., 2005). Прослеживаются также более низкие уровни планации: миоцен-плиоценовый пединген - "постафрика-I" и четвертичный - "постафрика-II".

До четырех гипсометрических уровней (с отметками 1000-1500, 800-1000, 600-700 и 300-500 м) выделяется в пределах Восточно-Сибирской платформы, однако большинство исследователей (С.В.Обручев, Г.Ф.Лунгерсгаузен, Н.В.Думитрашко, Д.А.Тимофеев и др.) рассматривают эти уровни как составные части единой деформированной позднейшими движениями поверхности выравнивания мезо-кайнозойского возраста.

На платформах Лавразии, вовлеченных в опускание в мезо-кайнозой, а затем подвергшихся воздействию четвертичных покровных оледенений, древние (преимущественно палеозойские, а также юрская) поверхности выравнивания, фиксированные корами выветривания, сохранились только в погребенном состоянии. Возраст же "вторично экспонированного" пенеплена Украинского щита (УКЩ) датируется мезозоем юра(?)–мел.

Важной особенностью тектоно-магматической и геоморфологической эволюции древних платформ является также очевидная временная сопряженность эпох выравнивания и корообразования с эпохами щелочного и щелочно-ультраосновного, в том числе кимберлитового магматизма. Н.Н.Зинчук и др. приводят цифры, показывающие, что только в рамках мезо-кайнозоя самые мощные вспышки магматизма - в лейасе, позднем мелу и миоцене - совпадали во времени с эпохами формирования региональных поверхностей выравнивания: юрской ("гондвана"), меловой ("африканская" и "суламериканская") и неогеновой. На приподнятые и стабильные области кратонов в эти эпохи приходилось, соответственно, около 60, 46 и 36% общей площади магматизма. Авторы высказывают точку зрения, что "глубокий консерватизм, гомогенность (неконтрастность) и пассивность" (Зинчук и др., 1999. С. 30), свойственные областям стабилизации, как раз и обеспечивают сохранность необходимого давления в поднимающейся магме до момента ее выброса на поверхность, т.е. создают условия для взрывного диатремового магматизма.

Большинство долинных (дренажных) систем кратонов имеют весьма древнее заложение. Некоторые из них уходят своими корнями в палеозой, что особенно отчетливо прослеживается в пределах выступов складчатого основания, как, например, в южной части кратона Конго и южнее, где кайнозойские долины наследуют древние депрессии, выполненные тиллитами формации Лугулу, имеющими пермо-карбонный возраст (Казн, 1958). Характерно, что в существующей долинной сети Южной Африки и Южной Америки удается проследить черты дренажных палеосистем, существовавших здесь еще до раскола Гондваны, т.е. доюрской. На платформах с мощным платформенным чехлом, таких как Восточно-Европейская (ВЕП), фрагменты

древних долинных систем приурочены к перерывам в осадконакоплении, общее число которых в пределах ВЕП только в верхнем рифее-палеозое приближается к 70(!) (Яблоков, 1973). Крупнейшие долинные системы реконструируются здесь в среднем девоне, раннем карбоне (бобринское и тульское время), среднем карбоне (башкирское и московское время), перми, а в мезо-кайнозое - в ранней юре, мелу, эоцене, миоцене, плиоцене. Все они служили путями транзита обломочного материала, в том числе и тяжелых минералов, обеспечивая многократное переотложение последних при формировании комплексных россыпей в береговой зоне терригенных бассейнов.

Следует также упомянуть роль покровных оледенений в формировании и перестройках долинной сети кратонных областей, что особенно хорошо показано для Северо-Американской платформы на примере бассейна р. Маккензи, доледниковая дренажная система которого (Пра-Маккензи-Белл Ривер), ориентированная на восток в близком к субширотному направлению, осуществляла вынос материала, в котором присутствуют спутники алмаза, через Гудзонов залив в море Лабрадор (Duk-Rodkin, Hughes, 1994).

Первичная россыпеобразующая минерализация древних платформ по времени формирования подразделяется на доплатформенную (архей-средний протерозой) и платформенную (рифей-фанерозой). Наиболее типичными представителями первой из них являются: россыпеобразующая минерализация, связанная с пегматитами древних гранитов; золоторудная - в связи с породами зеленокаменных поясов (измененными ультрамафитами, метабазитами и итабиритами); комплексная (циркон, рутил, силлиманит, ставролит, кианит и др.) минерализация - в связи с породами гранулитовой фации метаморфизма. В составе второй важнейшее место занимает минерализация этапов позднепротерозойской и фанерозойской тектономагматической активизации кратонов. Она представлена в основном породами щелочно-ультраосновного ряда - редкометалльными (Nb, REE, Zr, Ti, Fe, Sc) карбонатитами и агапитовыми нефелиновыми сиенитами и алмазоносными кимберлитами, а также породами трапповой формации (как одного из источников ильменитовой и титаномагнетитовой россыпной минерализации). Выделяется несколько глобальных периодов тектономагматической активизации древних платформ и, соответственно, проявления россыпеобразующего оруденения, пики которых приходятся на рифей, рубеж ордовика и силура, средний кембрий, средний-поздний девон, триас-нижнюю юру, поздний мел и миоцен (Зинчук и др., 1999), что в сочетании со стабильно высоким положением территорий определяет весьма неравномерный срез этих коренных источников.

### *Мегаэпохи и эпохи россыпеобразования*

Выделяя несколько эпох и мегаэпох россыпеобразования в пределах кратонов, следует отметить, что россыпной потенциал древних и более молодых эпох несоразмерен, причем именно на кратонах древнейшие эпохи россыпеобразования отличаются реальной промышленной металлоносностью, вплоть до образования месторождений-гигантов (Зинчук и др., 2007. Т. 2).



Уже с доплатформенным и протоплатформенным этапами развития кратонов связано формирование древнейших "вторичных" россыпеобразующих формаций первично-осадочного происхождения, в том числе золотоносных и алмазоносных конгломератов, которые могут выступать также в качестве самостоятельных метаморфизованных россыпных месторождений. А.А.Константиновский (2000) подчеркивает, что древнейшие первично-осадочные олигомиктовые формации входят даже в состав пород зеленокаменных поясов кратонов Пилабара (Западная Австралия), Каапвааль (Ю. Африка), Карнатака (Индостан) и датируются археем. В составе названных олигомиктовых формаций зеленокаменных поясов присутствуют образования молласоидной формации с первично осадочными золотоносными конгломератами, такими как месторождение Маунт-Роберт в Каапвальском (3.4 млрд. лет) и несколько более молодое месторождение Эльдорадо-Банкет в Родезийском кратоне, которые фиксируют древнейшую мегаэпоху россыпеобразования, относящуюся к дократонному этапу развития.

Более широким развитием пользуется россыпная минерализация протоплатформенного этапа, точнее его раннеплатформенной стадии (моложе 2.7-2.5 млрд. лет). Ярчайшим и во многом уникальным представителем ее является золоторудный район Витватерсранд, первичная кластогенная минерализация которого образовалась в несколько этапов и приурочена к разделенным региональными перерывами образованиям группы Доминион, надгруппы Витватерсранд и группы Вентерсдорп (Pretorius, 1976, 1986). По поводу природы этого, столь уникального месторождения, не имеющего аналогов в мире как по своим масштабам, так и по условиям формирования и сохранности, существуют различные, часто альтернативные, гипотезы, в том числе полностью отвергающие первично-осадочное происхождение рудной минерализации (Сафонов, Прокофьев, 2006; Кременецкий, Максимюк, 2006). Оставляя в стороне этот дискуссионный вопрос, все же считаем нужным отметить, что петрографические особенности вмещающих пород, обладающих всеми чертами олигомиктовых осадочных формации, так же, как и условия их залегания в пределах веерных флювиальных конусов, открывающихся во внутриконтинентальный осадочный бассейн, морфология золота и особенности его распределения (Minter, 1976; James, Minter, 1999), присутствие зерен кластогенных алмазов в верхней части разреза, уранинита, монацита и иридосямина, возраст которого определяется в пределах 3-3.26 млрд. лет (данные K.Malich et al. (Природные..., 2000)) - все это не позволяет полностью отказаться от гипотезы первично осадочного (россыпного) происхождения месторождения, обоснованной исследователями, имевшими возможность многолетнего наиболее скрупулезного его изучения (Pretorius, 1986; Minter, 1976; Hallbauer, 1978).

К палеороссыпям ранней стадии протоплатформенного этапа относятся также урано-золотоносные конгломераты месторождения Жакобина в Бразилии, золотоносные конгломераты бассейна Орапу в Суринаме (Ю. Америка) и пояса Энандой Ранкин на западном берегу Гудзонова залива (Канада), а также урано-золотоносные с алмазами конгломераты района Наллагайн на западе Австралии (Шер, 1972; Константиновский, 2000; Зинчук и др., 2006). По данным сотрудников ЦНИГРИ (Г.В.Писемский, Л.М.Ганжа,

А.А.Константиновский), в пределах ВЕП раннепротерозойская эпоха россыпеобразования отмечена базальными конгломератами потенциально золотоносной стойленской свиты (2.6-2.5 млрд. лет) в пределах КМА, базальными конгломератами палеодепрессий и приустьевых частей палеодолин в составе скелеватовской свиты Криворожско-Кременчугского района УКЩ (участок "Южное Замыкание"), золотоносными конгломератами сумийского и ятулийского комплексов Карелии. Несколько моложе (2.3-2.2 млрд. лет) возраст золотоносных (с магнетитом, монацитом и уранинитом) конгломератов в составе формации Каарестунтури в Лапландии. Средний протерозой ознаменован также формированием целого ряда алмазонасных россыпей (конгломератов) формаций Тарква в Западной Африке, Рорайма и Минас Жакобина в Южной Америке.

В начале платформенного мегаэтапа развития кратонов (поздний протерозой) произошло формирование верхнерифейских алмазонасных конгломератов в ряде районов Индостанской платформы (площадь Канддапах и др.) и вендских алмазонасных палеороссыпей формаций Диамантина, Гранд-Могол и Чапада-Диамантина на Бразильской платформе, характеризующихся весьма высокосортными алмазами, а также кембрийских золотоносных конгломератов на Северо-Американской платформе (поле Блэк Хиллс в шт. Ю. Дакота, США).

В палеозое наибольшей продуктивностью в отношении россыпей отличается средний-верхний девон - начало карбона. Этот временной интервал, сопряженный с крупнейшей мегаэпохой выравнивания и корообразования (Бурмин, 1988), характеризующийся значительным минеральным разнообразием россыпей (золото- и алмазонасные, редкометалльные, титаноносные и комплексные тяжелых минералов), с учетом ограниченной сохранности ископаемых формаций может рассматриваться как одна из наиболее продуктивных мегаэпох россыпеобразования в фанерозое (Патык-Кара, 2002). С ней связаны титаноносные (ильменит- и титаномангнетитовые) палеороссыпи в псаммитах и туфопесчаниках ястребовского горизонта верхнего девона Павловской, Семилукской, Верхне- и Нижнемамоновской площадей на северо-восточном склоне Воронежской антиклизы, повышенные концентрации тяжелых минералов в визейских отложениях западной периферии Московской синеклизы, россыпные проявления алмазов в базальных конгломератах среднего карбона в Беломорье (ВЕП), нижекарбоновые преимущественно пролювиально-аллювиальные алмазонасные палеороссыпи Ботубинской седловины (участки Восточный и Западный), а также перекрытая карбоновыми осадками делювиально-озерная редкометалльная палеороссыпь Томторского месторождения.

Завершают рассматриваемую эпоху верхнекарбоновые алмазонасные конгломераты ледникового происхождения в тиллитах Великого пермо-карбонного оледенения, характерные для платформ Гондванского ряда (свита Итатаре серии Тубаран на Южно-Американской платформе и ее возрастной аналог тиллиты Двайка в синеклизе Карру в Южной Африке). К завершающей стадии этой мегаэпохи относятся также ильменит-рутил-циркон-содержащие раннепермские песчаники (россыпные месторождения Делмас, Каролина, Ботавилл) в составе формации Карру (280-180 Ma) в Южной Африке.

Мезозойская мегаэпоха россыпеобразования на древних платформах представлена следующими типами россыпей:

1. Остаточными элювиально-склоновыми (россыпями переотложенной коры выветривания), элювиально-карстовыми и озерно-карстовыми россыпями в области погребенного или выведенного на поверхность мезозойского пенеппена. Характерными их примерами являются: россыпи камнецветного сырья и остаточные ильменитоносные коры выветривания УКЩ, юрская алмазоносная россыпь "Водораздельные галечники" в Ботуобинском районе Восточно-Сибирской платформы, редкометалльно-оловоносные (Sn, Nb-Ta), комплексные редкометалльные (REE, Ta-Nb, Zr) россыпи по массивам гранитных пегматитов (Маунт-Уэлл в блоке Йилгарн в Австралии, Питинга в Бразилии и др.) и карбонатитов (на массивах Тапира, Якупиранга и др. в Бразилии). Своими корнями в мезозойскую мегаэпоху уходит формирование и многих других россыпей в выступах складчатого основания кратонов, например, остаточных элювиальных россыпей золота на латеритах, элювиальных и карстово-делювиальных (тип Бакванга) алмазоносных россыпей Кот д'Ивуар и Демократической Республики Конго.

2. Преимущественно верхнемеловыми "бассейновыми" алмазоносными конгломератами (район Касаи-Лунда в синеклизе Конго, конгломераты "тауа" в южной части синеклизы Парана и др.).

3. Погребенными ископаемыми прибрежно-морскими, реже аллювиальными, россыпями тяжелых минералов юрского и мелового возраста (большинство ископаемых титано-циркониевых россыпей Русской плиты, ильменитовые россыпи Иркутского амфитеатра на юго-востоке Восточно-Сибирской платформы и др.) (Россыпные..., 1997).

Еще более продуктивна на древних платформах (безусловно, с учетом лучшей сохранности россыпных формаций) кайнозойская мегаэпоха россыпеобразования (еще незавершенная). С ней связано формирование многих крупнейших месторождений. В их числе аллювиальные россыпи ближнего и умеренного сноса, в основном в пределах выступов складчатого основания (Au, Sn, Ta-Nb, камнецветное сырье) и в непосредственной близости от ареалов проявления платформенного магматизма (МПП, алмазы, редкие металлы), россыпи, образовавшиеся за счет промежуточных коллекторов, - алмазоносные, золотоносные, платинометалльные, янтареносные, а также комплексные россыпи тяжелых минералов в береговой зоне эоценовых и неогеновых осадочных бассейнов. На древних платформах Северного полушария, в основном Северо-Американской и Восточно-Европейской, важную роль в распространении и сохранности четвертичных россыпей сыграло покровное оледенение.

В качестве модельных россыпных мегапровинций древних платформ Северного полушария рассмотрим наиболее хорошо охарактеризованные в отечественной литературе Восточно-Сибирскую и Восточно-Европейскую платформы как два типа мегапровинций, формирование россыпной минерации которых происходило на фоне мощной тектоно-магматической активизации с трапповым магматизмом и без такового, соответственно. Отдельно рассматривается россыпная минерация древних платформ Гондванского ряда, с которыми ассоциируют многие крупнейшие россыпные провинции Мира и месторождения-гиганты.

## 3.2. Россыпная минерагения платформ Северного полушария

### 3.2.1. Особенности россыпной минерагении Восточно-Европейской платформы<sup>1</sup>

Восточно-Европейская платформа (ВЕП), или Пра-Европа (Хаин, 2001), занимающая практически всю восточную часть Европы и имеющая площадь более 520 тыс. км<sup>2</sup>, хотя и не обладает крупным суммарным россыпным потенциалом, соизмеримым, например, с Африканской платформой, но отличается весьма хорошей изученностью в отношении россыпей (главным образом усилиями российских и украинских исследователей). Вместе с тем ее общий россыпной потенциал, насколько позволяют судить современные данные, несравненно выше другой части Лавразии - Северо-Американской платформы. Это позволяет рассматривать ее как своего рода эталон полиминеральных россыпных мегапровинций структур древнейшей консолидации (рис. 3.2). На востоке ВЕП граничит с байкалидами Тимана и герцинидами Урала, на юге - со Скифской плитой, а на западе отделена от палеозойских и мезозойских складчатых структур Меза- и Нео-Европы линеем зоны Тейсейра-Торнквиста.

В современном рельефе платформы выделяются два крупных выступа докембрийского фундамента - Балтийский щит и Украинский щит с примыкающим к нему Белорусским сводом, где фундамент платформы залегает на незначительной глубине. Третьим крупным выступом фундамента является Воронежский массив, образующий ядро Воронежской антиклизы, в пределах которого кристаллический фундамент выходил на поверхность на значительной площади вплоть до начала юры.

Оба кристаллических щита, длительное время занимающие высокое положение в рельефе, представляют собой области, где на поверхность выведены глубоко эродированные россыпеобразующие комплексы пород докембрийского складчатого основания, а также древнейшие ископаемые россыпные формации орогенного и протоплатформенного этапов развития платформы (рудоносные конгломераты). Сочетаясь пространственно с наложенными россыпеобразующими формациями этапов фанерозойской тектоно-магматической активизации ВЕП, они дают начало молодым (преимущественно позднекайнозойским) близповерхностным россыпям ближнего сноса и широкого минерального спектра. На протяжении всего платформенного этапа развития оба выступа (а Воронежский массив вплоть до начала мезозоя) представляли собой области пролонгированного питания для россыпей, заключенных в осадочном чехле платформы.

Платформенный мегаэтап развития ВЕП начался с рифея (авлакогенная стадия), а формирование ее плитного чехла - с позднего венда. В этом

<sup>1</sup>Здесь и далее при характеристике россыпных мегапровинции и провинций, расположенных на территории России, использована База данных ИГЕМ РАН "Россыпные месторождения России" (БД РМР) (составители Н.Г.Патык-Кара, Е.Г.Бардеева, Т.М.Маханова, А.Б.Лексин, при участии Л.В.Спорыхиной и др.).



**Рис. 3.2. Размещение россыпей и схема минерагенического районирования Восточно-Европейской платформы**

1, 2 - границы главных структурных элементов: 1 - Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Скифской плиты (СП), Тимано-Уральской складчатой системы (ТУ), 2 - секторов ВЕП и кристаллических щитов (границы щитов служат одновременно границами россыпных провинций); 3 - область мезозойских прогибов; 4 - область раннекайнозойских прогибов; 5 - границы россыпных провинций в пределах ВЕП; КК - Карело-Кольская, СР - Северо-Русская, ЦР - Центрально-Русская, ПДБ - Припятско-Днепровско-Балтийская, У - Украинского щита; 6 - границы субпровинций: КК-1 и КК-2 в пределах Карело-Кольской, СР-1 и СР-2 в пределах Северо-Русской, ЦР-1 и ЦР-2 в пределах Центрально-Русской, ПДБ-1, ПДБ-2 и ПДБ-3 в пределах Припятско-Днепровско-Балтийской провинций. Стрелками показано направление перемещения материала в субпровинциях, обусловленных покровным оледенением.

интервале ее развития можно выделить несколько этапов, важных с точки зрения формирования россыпной минерагении:

1. Рифей-вендский (потенциальный), когда области потенциального россыпеобразования располагались в основном по восточному, отчасти северному, обрамлению платформы.

2. Палеозойский - девон-ранний карбон, во время которого области установленного и потенциального россыпеобразования были связаны с периферической частью терригенных бассейнов пассивной окраины ВЕП, обращенной к Палеоазиатскому (Протоуральскому) океану, и были сосредоточены, в основном, в пределах Волго-Уральского сегмента ВЕП (рис. 3.3).

3. Мезо-кайнозойский, во время которого распределение областей сноса и осадконакопления и структура основных палеодолинных систем контролировались северным флангом Тетической области, а сами палеобассейны занимали в основном Сарматский сектор ВЕП, отчасти южный фланг Волго-Уралии, где они смыкались с палеобассейнами Скифской и других постпалеозойских плит. Другая область потенциального россыпеобразования в юрско-меловое время существовала по западной периферии ВЕП (Гурвич, Болотов, 1968) и захватывала Западно-Европейскую молодую платформу.

4. В качестве самостоятельного, несоизмеримого по продолжительности с предыдущими этапами, но чрезвычайно важного для формирования россыпей, может быть выделен также позднекайнозойский (четвертичный) "гляциальный" этап, проявившийся в основном в пределах северного сегмента ВЕП, выделяемого под названием Фенноскандия (Хаин, 2001) (рис. 3.3).

Начало каждого из первых трех этапов отмечено существенной перестройкой структурного плана и, как следствие, перегруппировкой областей сноса, транзита и накопления обломочного материала, а также переориентацией основных долинных систем и формированием денудационных поверхностей с присущими им корами выветривания. Большинство исследователей (Бурмин, 1988; Савко, Додатко, 1991, 1996; Савко и др., 1998; Зинчук и др., 2005) в истории ВЕП выделяют несколько эпох относительной стабилизации и выравнивания, из которых главными являются средне-позднедевонская, раннекарбоновая (довизейская), триасовая (доюрская), мел-эоценовая. Все они отмечены формированием руд элювиального происхождения (девонскими железными рудами в КМА, девонскими и нижнекарбонowymi бокситами в Северо-Онежском, Тихвинском и Белгородском районах, мезозойскими каолинами на УКЩ), а также элювиальными и элювиально-склоновыми россыпями. Среди последних известны девонские элювиальные россыпи титановых и редкометалльных минералов на альбитизированных гранитах юго-западного склона Воронежской антиклизы, элювиальные россыпи ильменита и апатита, редкометалльных минералов (колумбита, циркона, монацита), драгоценных камней, а также остаточные концентрации барита в триасово-юрских и меловых корях выветривания УКЩ.

Эпохи относительно высокого стояния платформы отмечены также крупными долинными палеосистемами, из которых, в первую очередь, следует отметить палеодолины нижнекарбонového (Подмосковный бассейн и др.),



Рис. 3.3. Области россыпеобразования в восточной части Восточно-Европейской платформы (Россия) на платформенном мегаэтапе ее развития

1-3 - границы: 1 - Восточно-Европейской платформы, 2 - ее сегментов (Фенноскандия, Волго-Уралия и Сарматия), 3 - распространения четвертичных оледенений, оказавших максимальное влияние на формирование россыпей (московского и моложе); 4-6 - области преимущественного распространения в пределах ВЕП потенциально россыпеносных терригенных осадочных бассейнов платформенного этапа: 4 - поздне-протерозойского этапа (рифей-венд) (PR<sub>3</sub>), 5 - "уральского" этапа (девон-карбон) (PZ<sub>2-3</sub>), 6 - "тетического" этапа (юра-кайнозой) (MZ-KZ).

нижнеюрского, верхнемелового (предсеноманского) и кайнозойского (миоцен-плиоценового - Палео-Дон и др.) возраста, служившие, с одной стороны, коллекторами кластогенных осадочных и гидрогенно-осадочных месторождений, а с другой - представлявшие собой пути транзита материала в береговую зону платформенных седиментационных бассейнов, в частности, ценных минералов в комплексные титано-циркониевые ПМР. Следует отметить особую роль долинной системы Пра-Дона.

Важной чертой развития ВЕП являлась также "сквозная" во времени активность многих структур как платформенного чехла, так и структур складчатого основания. Выше отмечалась на первый взгляд парадоксальная связь с элементами глубинного строения платформы (сегментами) не только разновозрастных платформенных бассейнов, но и границами развития четвертичных покровных оледенений. Активность структур фундамента и платформенного чехла определяет унаследованный характер расположения разновозрастных россыпных полей и районов в пределах одних и тех же структур, влияние последних на внутреннюю структуру россыпных залежей и полей и, что особенно примечательно, на интенсивность проявления процессов пострудного эпигенетического изменения рудных песков, затрагивающих собственно рудные минералы (Патык-Кара и др., 2006). Исследования последних лет убедительно показали, что к зонам повышенной проницаемости, каковыми служат сквозные разломы фундамента и чехла платформы, приурочены флюидные потоки, формирующие специфическую по составу золоторудную минерализацию в верхних горизонтах осадочного чехла (Савко, Шевырев, 2001).

С учетом особенностей металлогении и тектоно-геоморфологического развития ВЕП в ее пределах можно выделить три типа россыпных провинций (таблица 3.1). Провинции первого типа приурочены к выступам складчатого основания (Скандинавский и Украинский щит), второго - к крупным платформенным синеклизам и прогибам. Россыпная минерализация провинций третьего типа определяется особенностями геоморфологической истории платформы на последнем этапе, а именно границами распространения покровных оледенений.

### *Карело-Кольская россыпная провинция*

Карело-Кольская провинция может рассматриваться как модель россыпной провинции кратона, испытавшего воздействие покровных оледенений. Как отмечалось выше, именно кратонные области, в силу своего стабильного развития и относительно выровненного рельефа в наибольшей степени подвергались влиянию материковых оледенений в периоды глобальных похолоданий климата. Это отчетливо видно на примере покровных ледников последнего (плиоцен-четвертичного, незавершенного) ледникового цикла, захватившего Восточно-Европейскую и Северо-Американскую платформы, но также в равной мере справедливо и для более древних оледенений, следы которых фиксируются на платформах Палеопангеи (раннепротерозойское гуронское), Родинии (позднепротерозойское-вендское),



Таблица 3.1

**Структура Восточно-Европейской полиминеральной россыпной мегапровинции**

Провинции	Контролирующие тектонические или геоморфологические элементы	Россыпная специализация
ВЕП – ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ МЕГАПРОВИНЦИЯ [ PR, Si, J, K, Pg, N, Q ], в том числе россыпные провинции:		<b>Ti, Zr, Au, Am, PGE, RM, Di</b>
I. Скандинавская золото-редкометалльная	Балтийский щит, в том числе его Карело-Кольский блок	<b>RM (в т.ч. REE) +Ap+Ti+Di+PGE+JS</b>
II. Украинская золото-титано-редкометалльная	Украинский щит	<b>Ti+ RM (в т.ч. REE)+Zr +Sn+ Au+JS</b>
III. Северо-Русская золотоносная	Московская синеклиза, Вятско-Камский прогиб. Краевые области второго среднечетвертичного и позднечетвертичных оледенений и их стадий	<b>ПГС+Au+TiZr</b>
IV. Центральнo-Русская титано-циркониеносная	Мезозойские прогибы Тетической области, занимающие Сарматский сегмент и южную часть Волго-Уральского сегмента ВЕП	<b>TiZr +Au+P+ FeTi</b>
V. Днепровско-Припятско-Балтийская титано-циркониеносная и янтареносная	Днепровско-Припятско-Балтийский прогиб	<b>Am+TiZr+Au</b>

Примечание. В квадратных скобках указан возраст россыпной минерализации, символами показана минерагеническая специализация мегапровинции и провинций: Au - золото, PGE - минералы платиновой группы, RM - редкие металлы, REE - редкоземельные минералы, TiZr - комплекс минералов титано-циркониевых россыпей, Sn - касситерит, FeTi - титаномagnetит, Ap - апатит, Di - алмаз, JS - ювелирно-поделочные камни, P - фосфориты, Am - янтарь. Жирным шрифтом выделены главные эпохи россыпеобразования и главные полезные компоненты.

на платформах Гондваны и Лавразии (ордовикское и пермо-карбоновое). Это позволяет рассматривать ледовый литогенез, связанный с покровным оледенением как необязательную, но весьма характерную черту россыпеобразования в пределах структур древней консолидации. В этом отношении Карело-Кольская россыпная провинция Восточно-Европейской россыпной мегапровинции, пространственно занимающая восточный (Кольско-Карельский) сегмент (мегаблок) Скандинавского щита, может рассматриваться как модель россыпной провинции, становление которой происходило в условиях ледового литогенеза.

Карело-Кольский сегмент (мегаблок) Скандинавского щита сложен древнейшими - архейскими и протерозойскими породами, что определяет

спектр и уровень среза возможных россыпеобразующих формаций (рис. 3.4А). В строении мегаблока (с северо-востока на юго-запад) выделяются Мурманский позднеархейский гранит-мигматитовый, Центрально-Кольский позднеархейский гранулит-гнейсовый блоки, Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс, Лапландско-Беломорский позднеархейский-раннепротерозойский гранулитово-гнейсовый пояс и Карельская архейская гранит-зеленокаменная область (Хаин, 2001). Сочетание в современном уровне среза глубоко метаморфизованных пород интрузивных комплексов гранито-гнейсовых куполов и пород зеленокаменных поясов раннеархейского-раннепротерозойского возраста определяет перспективы региона на обнаружение россыпеобразующей редкометалльной (например, щелочные интрузии Кейв) и золоторудной минерализации. Присутствие мигматитов, чарнокитов и пород гранулитовой формации означает, что рассматриваемый мегаблок выступал также в качестве главного поставщика минералов в комплексные прибрежно-морские россыпи (циркона, титановых минералов, кианита, ставролита, силлиманита, граната), а присутствие платинометалльной минерализации в расслоенных мафит-ультрамафитах Панских Тундр позволяет рассматривать эти комплексы в качестве возможного источника платины в донных осадках Белого моря (Горяинов и др., 1975).

Золотоносность ассоциирует также с древними конгломератами, среди которых следует упомянуть кварцево-галечные золотоносные конгломераты в основании сумийского (Шомбойская и Лехтинская структуры на северо-востоке Карелии) и ятулийского (Янгозерская структура) комплексов протоплатформенного чехла (Константиновский, 2000).

Однако наиболее заметную роль в формировании минерагенического профиля Карело-Кольской россыпной провинции сыграл палеозойский щелочно-ультраосновной магматизм, ознаменованный возникновением Хибинского и Ловозерского массивов, а также серии карбонатитовых массивов (Ковдор и др.), а также внедрением кимберлитов Терского берега.

Сочетание разновозрастных и разнотипных потенциально россыпеобразующих формаций, стабильно высокое гипсометрическое положение Кольско-Карельского мегаблока и господство денудационного режима определило следующие его особенности:

1. Чрезвычайно широкий набор потенциально россыпеобразующих рудных формаций на фоне преимущественно редкометалльного (Zr, Ta, Nb, TR) профиля россыпной провинции (при подчиненной и, видимо, еще недостаточно оцененной роли золота и алмазов).

2. Сложный парагенезис региональных коренных источников (породы гранулитовой фации, древние граниты, в том числе щелочного ряда), поставлявших в прибрежно-морские россыпи высокоустойчивые минералы-аксессуары (циркон, ильменит, рутил, дистен, гранат и др.), и локальных коренных источников, с которыми связаны россыпи малоустойчивых минералов (сфен, апатит, эвдиалит и др.) непосредственно в контуре рудных полей или в непосредственном их обрамлении.

3. Развитие необычных и даже уникальных минеральных типов россыпей (лопаритовых), не известных в других тектоно-магматических обстановках.

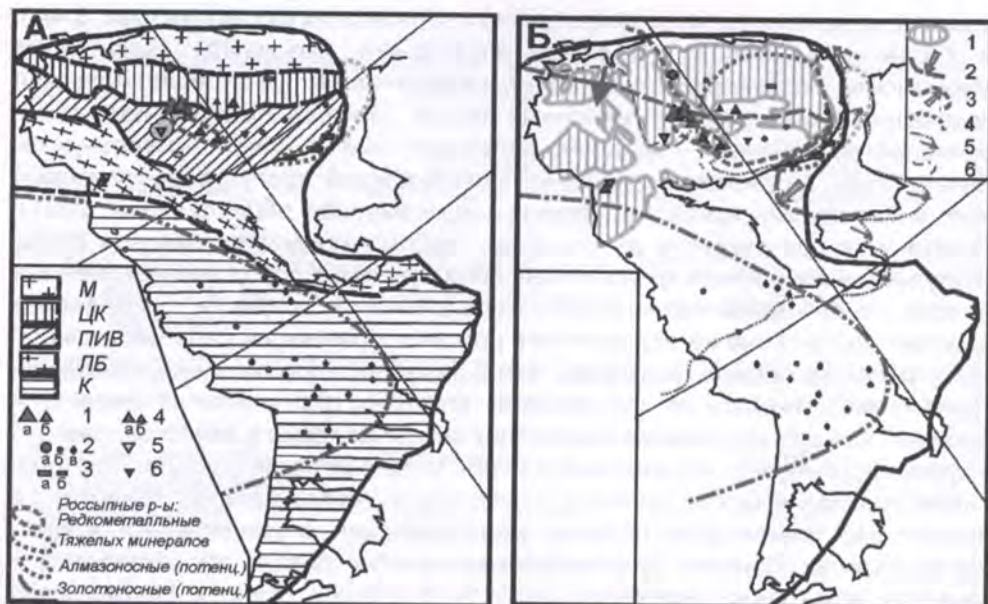


Рис. 3.4. Схема россыпной восточной части Карело-Кольского мегаблока ВЕП Карело-Кольской россыпной провинции: А - на обобщенной геологической основе; Б - с учетом событий четвертичной истории

Буквами обозначены:

А: **М** - Мурманский позднеархейский гранит-мигматитовый, **ЦК** - Центрально-Кольский позднеархейский гранулит-гнейсовый блок, **ПИВ** - Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс, **ЛБ** - Лапландско-Беломорский позднеархейский-раннепротерозойский гранулитово-гнейсовый пояс, **К** - Карельская архейская гранит-зеленокаменная область. Характер россыпной минерализации: 1 - лопарит: месторождения средние (а) и мелкие (б); 2 - золото: россыпные месторождения мелкие (а), россыпные проявления (б), то же в конгломератах (в); 3-4 - комплексные ПМР (3 - Ti-Zr + лопарит, 4 - Zr (циркон, бад)): - россыпные месторождения мелкие (а), россыпные проявления (б); 5- горнохимическое сырье (апатит): россыпные месторождения мелкие; 6 - гранат: россыпные проявления.

Б: 1-6 - границы: 1 - суши во время распространения микулинского морского бассейна; 2 - распространения Карского ледового щита (древнее 10 Ка (по М.Г.Гросвальду)); 3 - максимального распространения Скандинавского ледника (по А.А.Никонову); 4 - Понойского автономного ледника (по Н.Н.Арманд); 5, 6 - распространения Скандинавского ледника в стадии Кейва-I (5) и Кейва-II (6) (Евзеров, 2004).

4. Исключительно плохую сохранность доверхчетвертичных осадков, обусловленную тем, что Скандинавский щит был центром четвертичных покровных оледенений.

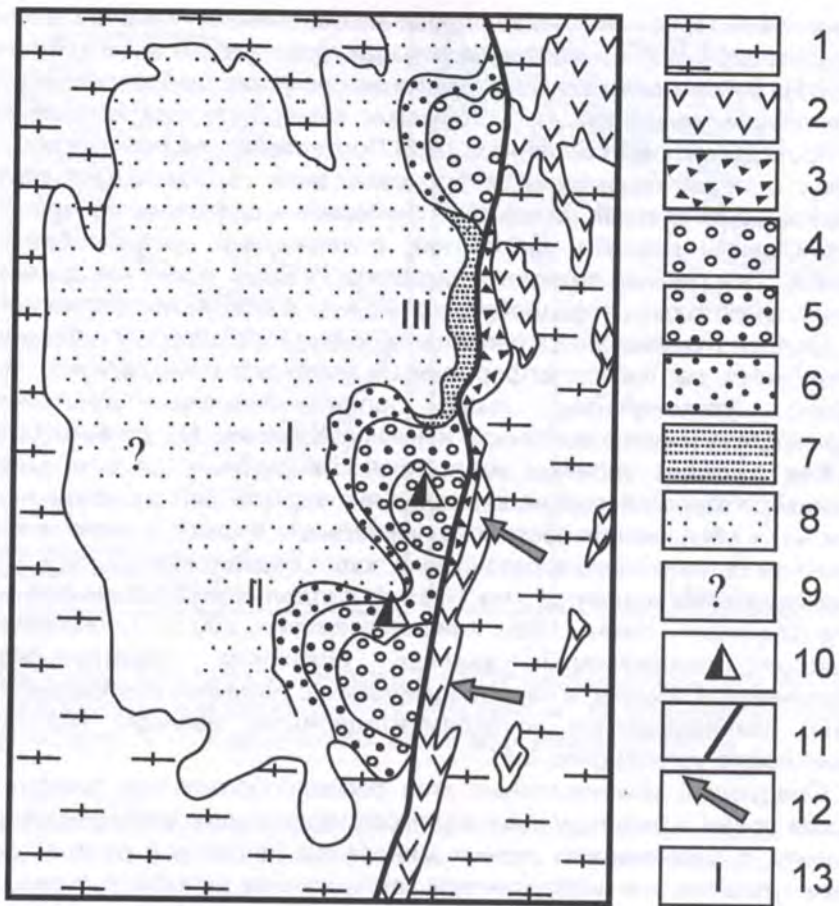
Дочетвертичная экзогенная история и, особенно, обстановки россыпеобразования ранних этапов развития рассматриваемой части Балтийского щита прочитываются с трудом и могут быть реконструированы

лишь фрагментарно. Например, первично-обломочная природа некоторых минералов, в частности, цирконов в породах гранулитовой формации раннего протерозоя рассматривается некоторыми авторами как свидетельство условий относительной концентрации устойчивых минералов уже в архейских и раннепротерозойских бассейнах. А.М.Портновым высказывается также гипотеза о первично-осадочном происхождении радиоактивного горизонта кристаллических сланцев на контакте гнейсовой и сланцевой толщ в составе кейвской свиты нижнего протерозоя, содержащего россыпеобразующие минералы. Эти данные позволяют выделять поздний архей как древнейшую потенциальную эпоху россыпеобразования в пределах Кольского региона.

Достоверно выделяется раннепалеозойская эпоха россыпеобразования, приходящаяся на протоплатформенный этап развития региона, которая отмечена упомянутыми выше олигомиктовыми золотоносными конгломератами северо-восточной и южной Карелии. По данным ЦНИГРИ, наиболее высоким уровнем золотоносности отличаются олигомиктовые формации сегозерской, маймярвинской и янгозерской свит в составе ятулия, а внутри них - образования веерных флювиальных конусов выноса, к которым приурочены потенциально золотоносные поля с содержанием золота 0.07-1 г/т при максимальных концентрациях 10-15 г/т в отдельных пересечениях рудного пласта (Дружинин, Ганжа, 1988; Константиновский, 2000). Источниками этих россыпных концентраций явились архейские гранито-гнейсы и зеленокаменные породы, а само формирование россыпей происходило вдоль активно развивавшегося конседиментационного разлома (т.е. в зоне тектонического уступа) (рис. 3.5).

Следующий установленный этап россыпеобразования приходится на вендское время и зафиксирован метаморфизованными прибрежно-морскими россыпями с содержанием рудных минералов (циркона и рутила) 2-29% в составе песчаников землепахтинской свиты на о-ве Кильдин и п-ве Среднем (Россыпи..., 1994).

Практически полное отсутствие палеозойских отложений в рассматриваемом регионе (за исключением фрагментов вулканитов в кровле Ловозерского массива) позволяет оценивать условия россыпеобразования в этот отрезок геологической истории лишь с общих позиций. Средний палеозой был периодом тектоно-магматической активизации территории, ознаменовавшейся внедрением ультраосновных-щелочных массивов. Можно говорить также о двух этапах относительной тектонической стабилизации и корообразования - в доверхнедевонское время и в нижнем карбоне (турне-средний визе), однако коры выветривания этих двух этапов локализовались по склонам щита и не распространялись на всю его площадь. Именно в палеозое Балтийский щит подвергся наиболее интенсивной денудации. Обстановка, благоприятная для выравнивания и формирования россыпей, возникала также с середины триаса и сохранялась вплоть до его конца, а также в нижнем мелу. Мезозойские каолиновые коры выветривания сохранились фрагментарно, в том числе предположительно в пределах массивов Ковдор и Ловозеро. Эпохи корообразования, безусловно, сыграли важнейшую роль в высвобождении значительных порций россыпеобразующих минералов из пород различных комплексов. Однако, общее высокое гипсометрическое положение региона на



**Рис. 3.5. Литолого-фациальная схема золотоносной базальной пачки сегозерской серии низов ятулийского комплекса в Янгозерской структуре Карелии (Константиновский, 2000)**

1, 2 - архейский фундамент: 1 - гранито-гнейсы, 2 - зеленокаменные породы с прояслоями золоторудной минерализации; 3 - грубообломочные породы и сланцы сариолийского комплекса; 4-8 - базальная пачка сегозерской серии: 4 - валунные конгломераты головных частей веерных конусов, 5 - галечно-валунные конгломераты центральной части конусов, 6 - мелкогалечные конгломераты периферических частей конусов, 7 - мелкогалечные конгломераты и гравелиты пляжевой зоны, 8 - мелководные песчаные фации; 9 - отложения, не вскрытые бурением; 10 - значимые проявления золота в конгломератах; 11 - конседиментационный разлом; 12 - направление сноса обломочного материала; 13 - поисковые площади: I - Маймярви, II - Совдозеро, III - Эннингилампи.

протяжении почти всего фанерозоя предопределило отсутствие отвечающих этому периоду россыпных комплексов, которые, могли сохраниться только по обрамлению щита, в частности в области Баренцевоморского бассейна.

Последний этап площадного корообразования связывается большинством исследователей с началом неогена, когда щит приобрел очертания, близкие к современному. Сформировавшаяся в это время кора выветривания гидрослюдистого типа сохранилась преимущественно в пределах субширотной полосы, соответствующей положению будущего главного ледораздела (Евзеров, 1978, 2004). К этому этапу относятся: а) древнейшая часть пласта Шамиокской лопаритовой россыпи в Ловозерской группе; б) концентрации золота в подморенных делювиально-карстовых образованиях Карело-Кольского региона и Лапландии, причем имеются указания (E.Pulkinen) о новообразованном гипергенном листообразном золоте самородкового класса (Киселев, 1993); в) озерные россыпи апатита, приуроченные к неогеновым конгломератам и песчаникам в основании разреза котловины оз. Большой Вудьявр (Киселев, Минаков, 1984); г) озерные россыпи франколита Ковдорского массива (Патык-Кара, 1996).

Существенное похолодание климата с конца плиоцена, завершившееся затем развитием покровного оледенения, обусловило господство процессов морозного выветривания на площадях, не занятых ледниковым покровом; при этом процессы морозного выветривания способствовали продуцированию алевритовой составляющей и крупнообломочного материала. Скандинавские ледниковые покровы, многократно покрывавшие территорию щита и характеризовавшиеся большой мощностью и динамичностью, ассимилировали рыхлые породы ложа (Россыпные..., 1997). Поэтому известные дочетвертичные (плиоценовые) россыпи ближнего сноса (лопарита, апатита, франколита, циркона, золота) сохранились только в локальных структурных или структурно-карстовых ловушках. Четвертичные россыпи связаны либо с последними стадиями деградации покровного ледника (россыпи золота), либо с местными горно-долинными ледниками, развитие которых было стимулировано дифференцированным поднятием рудоносных массивов в условиях гляциоэвстатической разгрузки, активизировавшей вынос и накопление рудоносного материала в местных структурных ловушках (локальных депрессиях внутри и по обрамлению массивов) и в бассейнах-отстойниках ледниковых озер (лопаритовые россыпи Ловозерской группы).

Повторная переработка и ассимиляция этого материала покровными ледниками способствовали более широкому разносу россыпеобразующих минералов, особенно устойчивых (золота, лопарита, циркона), их последующему концентрированию в водноледниковых образованиях и в аллювии транзитных рек и поступлению в береговую зону приледниковых и послеледниковых водоемов. Характерными признаками позднечетвертичных и современных прибрежно-морских и прибрежно-озерных россыпей, являются их минералогическая "незрелость" (обилие неустойчивых минералов) (Евзеров, 2004) и кратковременность формирования, исчисляемая первыми тысячами лет.

Сохранность россыпей ближнего сноса и пути транзита россыпеобразующих минералов в значительной мере определялись динамикой ледниковых покровов, в частности наличием главного ледораздела юго-восточного простирания в центральной части полуострова, наличием активного ледникового языка, двигавшегося через территорию Карелии и впадину Белого моря и поставлявшего в пределы района определенную долю "чужеродного" материала, а также существованием в районе Кейвских Тундр обособленного пассивного ледникового массива, который повлиял на обстановку россыпеобразования в этой части региона, где, с одной стороны, сосредоточены массивы редкометалльных щелочных гранитов с содержанием Zr 0.8-15 кг/т (до 4-30 кг/т в эндоконтакте апикальных частей массивов) и до 9-56 кг/т в жилах силекситов (Западно-Кейвский, Понойский массивы), а с другой стороны, имеется благоприятная морфоструктурная ситуация за счет дифференцированного строения блока и наличия мелких депрессионных структур - потенциальных структурно-седиментационных ловушек (Россыпные..., 1997) (рис. 3.6). Однако эти эндогенные и морфоструктурные предпосылки практически не реализованы в силу блокирующего воздействия Понойского ледника, просуществовавшего вплоть до начала голоцена (Евзеров, 2004).

Предпосылки для возникновения в четвертичных отложениях концентраций платиноидов неясны в силу того, что основная масса платинометалльных минералов в коренных проявлениях представлена висмутотеллуридами Pt и Pd, а одно из проявлений, где их крупность превышает 100 мк, располагается в области активной лопасти ледника, и поэтому вероятность сохранности доледниковых россыпей здесь весьма мала.

Группа россыпей дальнего переноса представлена комплексными прибрежно-морскими россыпями Терского берега Белого моря, располагающимися на участках аккумулятивных дуг вблизи устьев рек Варзуги, Стрельни и Пялицы. Россыпная металлоносность связана с современными пляжевыми песками, а также с отложениями голоценовой террасы высотой 5-10 м и, в меньшей мере, с отложениями более высокого уровня, имеющего верхнеплейстоценовый-нижеголоценовый (послеледниковый) возраст. Металлоносны также золотые образования, развитые на поверхности морских террас (Евзеров, 2004).

В целом, россыпной потенциал Карело-Кольского региона можно оценить следующим образом. В минерагеническом отношении это территория, характеризующаяся разнообразием россыпеобразующих формаций, с преобладающим редкометалльным (Ta-Nb-Zr-TR) профилем при подчиненной роли золотой и проблематичной алмазной и платинометалльной минерализации. Особое место занимает установленная и еще не до конца оцененная золотоносность метаморфизованных олигомиктовых формаций раннепротерозойского протоплатформенного комплекса. Сочетание высокоминерализованных рудоносных массивов и региональных коренных источников, содержащих россыпеобразующие минералы в виде аксессуариев, определило возможность появления как мономинеральных россыпей ближнего сноса, так и региональных россыпей комплексного состава, образованных в результате многократного переотложения полезных



**Рис. 3.6. Эндегенные и морфоструктурные предпосылки формирования россыпей в Кейвском блоке, Карело-Кольская россыпная провинция (Россыпные..., 1997)**

1 - щелочные граниты и метасоматиты (массивы: 1 - Западно-Кейвский, 2 - Белых Тундр, 3 - Лаврентийский, 4 - Понойский, 5 - Стрельнинский, 6 - Пачинский); 2 - структурные депрессии кайнозойского возраста: К - Куульская, Е-М - Ельско-Медвежья, П - Пятчинская; 3,4 - границы морфоструктур: 3 - 1-го порядка (Кейвского блока), 4 - 2-го порядка; 5 - разломы, выраженные в рельефе; 6 - шлиховые ореолы циркона и сопутствующих россыпеобразующих минералов.

минералов, в том числе при значительном участии ледового фактора. Однако вероятные перспективы обнаружения новых сколько-либо значительных россыпей, как редкометалльных, так и золотоносных, следует связывать с выявлением локальных (карстово)-эрозионно-структурно-седиментационных ловушек, в которых могли сохраниться доледниковые металлоносные осадки.

### ***Россыпная провинция Украинского щита***

Украинский кристаллический щит (УКЩ) представляет собой вторую россыпную провинцию ВЕП, где закономерности формирования и минеральный профиль россыпной минерализации обусловлены особенностями строения и металлогенией докембрийского фундамента, площадь выходов которого на дневную поверхность прогрессирующе



сокращалась на протяжении фанерозоя. В настоящее время площадь выступающего на поверхность складчатого основания последнего составляет около 150 тыс. км<sup>2</sup>, причем в периоды максимального распространения раннекайнозойских трансгрессий она сокращалась почти вдвое (рис. 3.7а). В строении щита выделяются 5 разделенных меридиональными разломами блоков: Волыно-Подольский, Белоцерковско-Уманский, Кировоградский, Приднепровский и Азовский. Все они сложены глубокометаморфизованными архейскими породами, прорванными более молодыми, ранне-, средне- и позднепротерозойскими многофазными плутонами, массивами пород щелочно-гранитного ряда и щелочно-ультраосновного ряда (карбонатитами, кимберлитами и лампроитами). Все они определяют состав и распространенность россыпеобразующих формаций, среди которых главными являются:

- золото-сульфидное оруденение в метавулканитах, амфиболитах, джеспелитах архейских зеленокаменных поясов (конско-верховская серия) - источник золотоносной россыпной минерализации;

- комплексы пород архейских гранито-гнейсовых куполов, представленные гибридизированными гранитами (чудно-бердичевский и житомирский комплексы), тоналитовыми гранитами, мигматитами, чарнокитами, - источники редкоземельных монацитовых россыпей Днепро-Бугского района;

- породы габбро-анартозитовой формации в составе многофазных плутонов среднепротерозойского возраста (Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов) - источники собственно ильменитовых россыпей (Иршанский район) и ильменита в комплексных ПМР;

- протерозойские гранитные пегматиты и связанные с ними хрусталеносные жилы - источники комплексных россыпей драгоценных камней (Волинская группа в Коростенском плутоне);

- протерозойские граниты-рапакиви (Корсунь-Новомиргородский плутон и др.) - источники циркона и титановых минералов в комплексных ПМР;

- позднепротерозойские редкометалльные граниты и гранитоподобные метасоматиты - источники комплексных редкометалльно-оловоносных (с цирконом) россыпей Суцано-Пержанской зоны;

- карбонатиты - источники комплексной редкометалльной и редкоземельной россыпной минерализации (колумбитоносные россыпи Азовского щита);

- среднепротерозойские кимберлиты и лампроиты - источники проявления алмазности в древних конгломератах и в кайнозойских россыпеносных формациях.

С доплатформенным этапом связано также формирование россыпных проявлений золота в нижнепротерозойских олигомиктовых конгломератах скелеватовской свиты в Криворожско-Кремечугском синклинии и алмазов в среднепротерозойских конгломератах белокоровичской и толкачевской серий в Овручском районе на севере щита (Константиновский, 2000).

Важнейшую роль в становлении россыпной минерации УКЩ сыграло формирование мезозойского пенеплена с корами химического выветривания каолинового профиля, в дальнейшем подвергшегося эрозионному

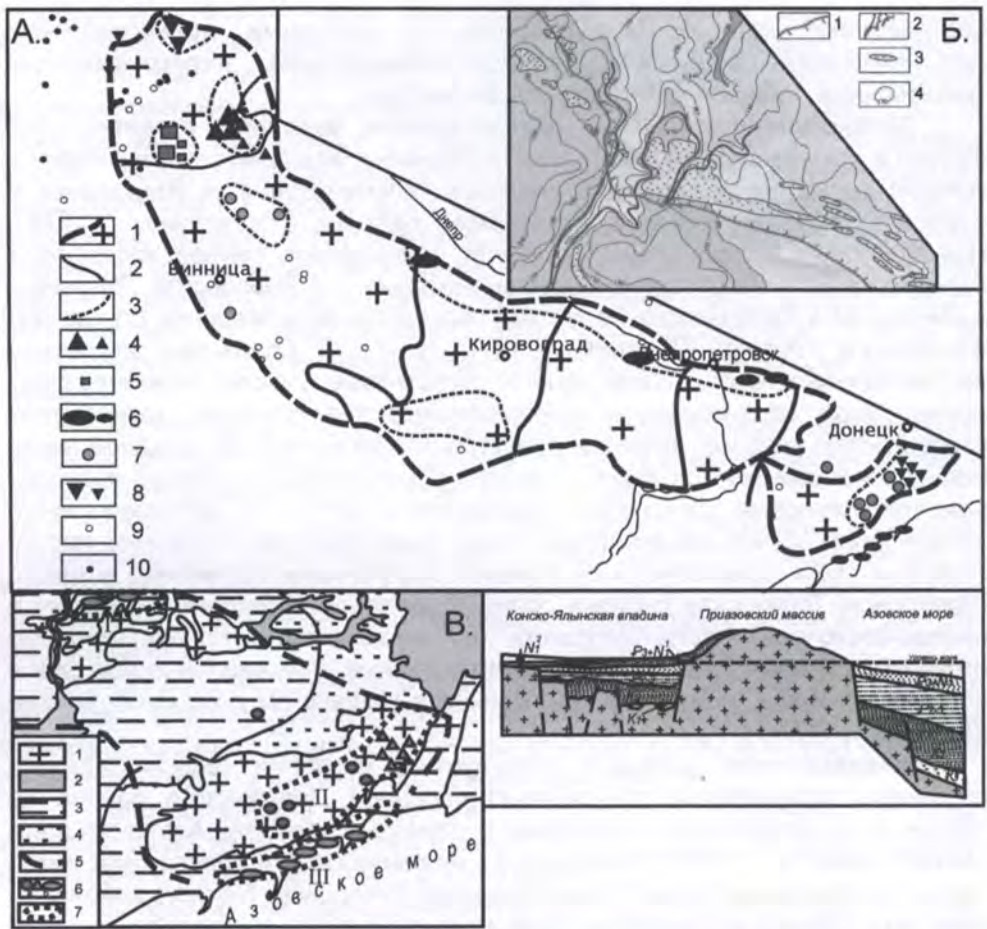


Рис. 3.7. Схема размещения основных россыпных районов в пределах россыпной провинции Украинского щита (А), палеогеографическая схема района Тарасовского титано-циркониевого месторождения (по данным В.Н.Павлюка, "Севергеология" Украины) (Б) и позиция редкометалльных и титано-циркониевых россыпей на территории Азовского щита (с использованием данных А.М.Болотова и др.) (слева карта, справа разрез) (В)

А: 1 - выходы на поверхность кристаллического основания Украинского щита; 2 - граница тектонических блоков; 3 - граница россыпных районов зон; 4-8 - россыпные месторождения и россыпи: 4 - ильменитовые ближнего сноса, 5 - комплексные ЮПК (берилла, топаза, мориона), 6 - комплексные ПМР тяжелых минералов (титано-циркониевые), 7 - монацитовые (редкоземельные), 8 - колумбитовые и колумбит-касситеритовые; 9-10 - находки в мезокайнозойских и четвертичных отложениях: 9 - алмазов, 10 - пиропов.

Б: 1 - предполагаемая береговая линия миоценового бассейна; 2 - эоцен-миоценовые (бучакские) палеоречи; 3 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 4 - титано-циркониевые россыпи.

В: 1 - выходы на поверхность кристаллического основания; 2 - выходы палеозойских пород; 3 - миоценовые отложения; 4 - палеогеновые отложения; 5 - граница Азовского щита; 6 - россыпи: а - монацитовые, б - колумбитовые, в - комплексные колумбит-циркон-рутил-ильменитовые; 7 - россыпные районы: I - Левобережный, II - Азовский континентальных россыпей, III - Азовский прибрежно-морских россыпей.

колумбите), Sn (в касситерите), REE (в монаците), ювелирные камни (морион, топаз, берилл), потенциально - Au и алмазы. Они образуют несколько россыпных районов (с севера на юг) с различным профилем минерализации (рис. 3.7): Пержанский олово-редкометалльный (колумбит-касситеритовый), Коростеньский титаноносный с Иршинской группой ильменитовых россыпей, Волинский комплексных россыпей ювелирных камней (топаз-берилл-морионовых), Днепро-Бугский редкоземельный (монацитовых россыпей), Приднепровский Правобережный и Приднепровский Левобережный комплексных россыпей тяжелых минералов, Азовский редкометалльный (монацит-колумбит-ильменит-цирконовых россыпей), Приазовский комплексных россыпей тяжелых минералов.

### *Северо-Русская россыпная провинция*

Северо-Русская потенциально золотоносная россыпная провинция в структурном отношении занимает южную часть Северного сегмента ВЕП (т.н. Фенноскандию), а по отношению к структурам платформенного чехла - северный фланг Московской синеклизы и Вятско-Камский прогиб, выполненный юрско-меловыми осадками. С данными отложениями связан целый ряд россыпных проявлений тяжелых минералов и мелкого и тонкого золота (Вяземский, Московский и Вятско-Камский потенциальные районы). Однако главным фактором, определяющим минерагенический облик провинции, являются особенности ее позднечетвертичной гляциальной истории, когда эта часть ВЕП подвергалась воздействию ледниковых покровов, главным образом, Скандинавского центра. В пределах провинции известно несколько сотен точек с установленной россыпной золотоносностью моренных и, главным образом, флювиогляциальных образований, содержания золота в которых в среднем составляют 100-200 мг/м<sup>3</sup>, но могут достигать 1-2 г/м<sup>3</sup> (Мигачев и др., 1995).

При в целом довольно широкой распространенности на территории провинции россыпные проявления золота группируются в основном в пределах двух зон, из которых южная захватывает север Беларуси, Смоленскую, Московскую, Ярославскую области и определяется границей распространения 2-го среднечетвертичного (московского) оледенения и его краевых зандровых образований, а более северная - границей поздневалдайского оледенения (Псковская, Новгородская, Ленинградская области). Во всех указанных точках повышенные концентрации золота ассоциируют с песчано-гравийными отложениями, и поэтому обычно их потенциал оценивается совокупно со стоимостью песчано-гравийных месторождений. На участках переыва ледниковых и водно-ледниковых отложений образуются небольшие позднечетвертичные-современные аллювиальные россыпи. Морена служит также источником остаточных бичевниковых россыпей рисунчатых кремней, которые образуются по берегам рек и водохранилищ (например, Рыбинского).

В последние годы геологами Пермского ГУ (В.А.Наумов и др.) получены также данные, свидетельствующие о том, что в составе концентраций

"шлихового металла" в современных аллювиальных россыпях восточной части провинции (в пределах Камской впадины), помимо кластогенного золота, поступавшего за счет перемива морены и флювиогляциальных песков, присутствует также золото "рудного облика" и различные по составу интерметаллиды и сплавы флюидного происхождения (Россыпи..., 2005).

### **Центрально-Русская россыпная провинция**

Эта провинция включает главный потенциал комплексных титано-циркониевых россыпей ВЕП и является крупнейшей в мире провинцией ископаемых россыпей тяжелых минералов. Всего в ее пределах насчитывается более полусотни точек россыпной титано-циркониевой минерализации и россыпных проявлений, около 10 мелких месторождений, три средних (в их числе Итмановская россыпь в Лукояновской группе россыпей и Кирсановское месторождение, которые в перспективе могут перейти в ранг крупных объектов) и одно детально разведанное крупное Центральное месторождение (Шило и др., 2004). Кроме них, на южном фланге провинции находится Павловский район собственно титановых (ильменитовых) россыпей девонского возраста, а в породах фундамента известны слабозолотоносные конгломераты нижнепротерозойского возраста (стойленская свита КМА), которые рассматриваются как метаморфизованные россыпи (Константиновский, 2000). В центральной части провинции, на территории деятельности горно-обогатительных комбинатов, обрабатывающих железистые кварциты КМА (Михайловский ГОК и др.), сформировались техногенные отвальные россыпи со средним содержанием Au 0.3 г/т, суммарные ресурсы которого в хвостах, образовавшихся за более чем 30-ти летнюю эксплуатацию месторождения, оцениваются в 150 т Au (Попкова, 2003). Устойчиво повышенные содержания МПГ, прежде всего Pt и Pd, позволяют рассматривать их как новый "курско-белогорский тип" техногенных россыпей (Додин и др., 2001).

Как отмечалось ранее (Патык-Кара и др., 2006), становление этой россыпной провинции связано в основном с развитием шельфовых бассейнов по северной пассивной окраине океана Тетис, оккупировавших южный сегмент ВЕП, выделяемый под названием Сарматии, а также отчасти южную часть Волго-Уральского сегмента ВЕП (см. рис. 3.3). Образование россыпей в мезозойских палеобассейнах началось со средней юры (батское время), когда окраинные моря занимали область Ульяновско-Саратовской и Днепровско-Донецкой синеклиз. В это время в питание россыпей включился снос материала с "Уральской суши", что определило специфический состав **Лукояновского россыпного района** в Нижегородской области (Гурвич, Болотов, 1968; Россыпные..., 1997; Шило и др., 2004). Этот район занимает второе место (после Центрального месторождения) по запасам и ресурсам песков и содержаниям рудных минералов среди комплексных россыпей тяжелых минералов, расположенных в российской части ВЕП. Оно заслуживает особого упоминания по двум причинам.

Во-первых, в размещении россыпей особенно отчетливо проявляется влияние локальных платформенных структур, что вообще характерно для комплексных ПМР, но зачастую ускользает из внимания исследователей. Россыпной район представляет собой серию пространственно и структурно разобщенных прибрежно-морских россыпей (залежей) в тонко-мелкозернистых песках батского яруса средней юры: Итмановская, Шатковская, Казаковская, Ульяновская, Сунгуловская и др, которые размещены на площади около 5000 км<sup>2</sup>. Положение района контролируется Арзамасским валом, структурой второго порядка - Токмовским сводом и серией более мелких положительных платформенных структур, которые оказали влияние на литодинамический режим палеобассейна и определили морфологию отдельных россыпей. Береговая линия батского палеобассейна располагалась севернее, и, по-видимому, связанные с ней пляжевые россыпи были полностью уничтожены позднейшим размывом, а россыпи собственно Лукояновского района формировались на участке мелководья, изобилующего многочисленными банками и островами, совпадавшими с локальными поднятиями, что создавало весьма причудливую картину рельефа дна и распределения наносов. Большинство рудных тел, имеющих характерную подковообразную форму, приурочено к окаймляющим банки подводным аккумулятивным телам (Гурвич, 1978; Быховский и др., 1981; Россыпные..., 1997).

Во-вторых, поскольку питание россыпей Лукояновского района происходило за счет обширной Северной суши, возникшей после консолидации Уральского орогена, впервые в составе россыпей тяжелых минералов ВЕП прослеживается "уральский след" в виде присутствия в составе минеральных ассоциаций россыпей хромита (до 100 кг/м<sup>3</sup>), гематита, эпидота. В питании россыпей важную роль сыграл также располагавшийся севернее локальный Воротиловский выступ.

В меловое время условия для формирования комплексных россыпей тяжелых минералов в пределах провинции возникали неоднократно: в раннем мелу в аптское и альбское время (россыпи Липецко-Скопинской зоны) и в позднем мелу в сеномане, в сантоне и в кампане. Меловые бассейны располагались в пределах Ульяновско-Саратовской синеклизы и, частично, Московской синеклизы, в то время как областью сноса в являлись Украинский щит и располагавшаяся на севере обширная суша, сложенная осадочными породами карбона-перми. Начиная с мелового времени, непосредственное участие кристаллических пород фундамента в питании россыпей резко сократилось, уступив место промежуточным коллекторам. Первичным источником обломочных рудных минералов, по-видимому, оставался лишь Украинский щит. Именно в позднем мелу, в сеноман-сантонское время, сформировался крупнейший **Тамбовский россыпной район**, в пределах которого на площади более 1200 км<sup>2</sup> располагается более 15 россыпных объектов разной степени изученности, в том числе крупное Центральное месторождение (рис. 3.8).

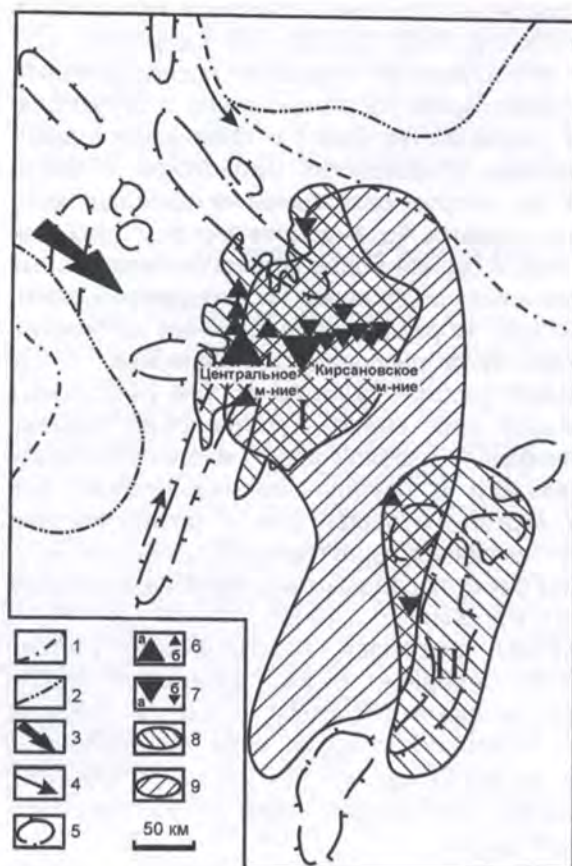


Рис. 3.8. Размещение верхнемеловых титано-циркониевых россыпей Пензенско-Муромского прогиба ((Россыпные..., 1997), с дополнениями)

1, 2 - предполагаемые границы бассейнов: 1 - сеноманского, 2 - сантонского; 3 - предполагаемое направление морских течений; 4 - предполагаемое направление основных потоков наносов; 5 - локальные положительные структуры платформенного чехла: валы, купола, зоны дислокаций; 6-7 - титано-циркониевые россыпи: 6 - сеноманского возраста (а - Центральное месторождение, б - прочие месторождения и проявления), 7 - сантонского возраста (а - Кирсановское месторождение, б - прочие месторождения и проявления); 8-9 - площади развития россыпных формаций: 8 - сеноманской, 9 - сантонской. Цифрами обозначены: I - Тамбовский (Расказовский) россыпной район, II - Саратовский потенциальный россыпной район.

### **Днепровско-Припятско-Балтийская россыпная провинция**

Провинция занимает область позднемезозойских-раннекайнозойских прогибов западной и юго-западной части ВЕП (Днепровско-Донецкий и Литовский). Меловой этап развития весьма важен для истории кайнозойского россыпеобразования в Балтийской провинции, поскольку выполняющие прогиб нижнеюрские, ниже- и верхнемеловые терригенные осадки послужили одним из главных источников (промежуточным коллектором) материала для более молодых, раннекайнозойских, россыпей тяжелых минералов. Кампанские отложения верхнего мела вмещают также своеобразный минеральный тип комплексной кластогенно-аутигенной титано-циркониево-фосфатной минерализации, выделенный Н.Н.Иконниковым в качестве "крапивненского" типа комплексных прибрежно-морских россыпей. Крупнейшим районом развития этих россыпей является Унеча-Крапивненская зона в Брянской области с несколькими в различной степени изученными

россыпями, перспективы которых распространяются за пределы детально изученного района в сопредельные районы Беларуси и Украины.

Другая особенность провинции - развитие в ее пределах янтарных россыпей, принадлежащих к классу каустобиолитов, которые, согласно В.С.Трофимову (1974), образуют в ее пределах две крупнейшие янтареносные субпровинции - Балтийско-Днепровскую и Карпатскую.

Первая, и главная, эпоха кайнозойского прибрежно-морского россыпеобразования приходится на поздний эоцен-ранний олигоцен и ассоциирует с системой мелководных проливов, занимавших южную часть Польско-Литовского прогиба, Припятскую, Прикарпатскую впадины и соединявших шельфовые моря северо-западной Атлантики с морями Паратетиса. В прибрежной зоне этих бассейнов за счет выноса ископаемых смол из первичных янтареносных осадков (лигнитов, бурых углей, ископаемых почв) формировались литоральные россыпи янтаря. Предполагается, что одним из главных поставщиков янтаря в палеобассейны служила палеорека Эридан, бравшая начало на севере, в Скандинавии (Жамойда и др., 2005). При изменении янтаря в морской среде в процессе диагенеза происходило образование свободной янтарной кислоты, что придавало ему необходимые свойства ювелирно-поделочного сырья. С осадками этих бассейнов связаны крупнейшие в мире прибрежно-морские россыпи янтаря Самбийского полуострова (Пальменикское и Приморское месторождения), а также россыпи Южного Полесья (Клесовское месторождение и др.) (Трофимов, 1974; Россыпные..., 1997).

На поздний олигоцен-средний миоцен приходится вторая эпоха, с которой связаны россыпные концентрации тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках, а также вторичные аккумуляции янтаря в аллювиальных осадках, обычно непромышленные. Неоднократные плейстоценовые оледенения в целом способствовали разносу и рассеянию янтаря, но в отдельных благоприятных условиях (например, на Самбийском п-ве) эоценовые прибрежно-морские россыпи и перекрывающие их миоценовые осадки залегают под толщей ледниковых и водно-ледниковых осадков. Возобновление россыпеобразования связано с установлением прибрежно-морской обстановки в конце четвертичного периода (Литориновое море и современный бассейн). Этот этап продолжается и поныне - вымываемый со дна моря янтарь накапливается в пляжевых осадках вдоль всего побережья Гданьского и Рижского заливов. С отложениями Литоринового моря, а также с пляжевыми и литоральными фациями современного бассейна связаны также комплексные ПМР тяжелых минералов, источником которых явились как более древние, прежде всего меловые осадки, так и "свежий" обломочный материал, принесенный ледником из области развития кристаллических пород Скандинавского щита, что определило "незрелость" минерального состава песков, а именно повышенную долю полевошпатовой составляющей в легкой фракции и неустойчивых минералов в тяжелой фракции (Евзеров, 2004).

Таким образом, в условиях относительно устойчивого прогибания ВЕП, охватившего в течение фанерозоя большую часть кратона, и слабо проявленного магматизма платформенного этапа площадь развития россыпей ближнего сноса оказалась ограничена в ее пределах Украинским и

Скандинавским щитами, при том, что развитие четвертичных покровных оледенений еще более сократило россыпной потенциал последнего, практически сведя его на нет. Это не исключает сохранности древних глубоко погребенных аллохтонных россыпей (золота, редких металлов, титана, алмазов?), приуроченных к базальному горизонту платформенного чехла, особенно в пределах выступов фундамента, длительное время экспонировавшихся на дневную поверхность (Воронежский массив, Белорусский свод, Воротиловский выступ и др.). Остается также открытой проблема выявления погребенных россыпей алмазов в непосредственном обрамлении кимберлитовых тел Зимнего берега, которые могут быть аналогичны по своей позиции каменноугольным и юрским россыпям Ботубинского района Якутии.

Занимающая большую часть платформы Русская плита, длительное время развивавшаяся как пассивная континентальная окраина сначала Палеоазиатского океана, а затем океана Тетис, представляет собой крупнейшую в мире (по площади и ресурсам) провинцию развития ископаемых комплексных россыпей тяжелых минералов, а также других россыпей дальнего переноса, таких как россыпи МТЗ, россыпи янтаря.

Решения требует также только наметившаяся и поэтому еще недостаточно обоснованная, но постоянно подкрепляемая новыми фактами гипотеза флюидного происхождения ряда потенциально россыпеобразующих минералов ("рудного" золота, киновари) в осадочном чехле и связи этих концентраций с активно протекающими процессами платформенного рудогенеза.

### **3.2.2. Особенности россыпной минерагении Северо-Американской платформы**

Сопоставляя россыпной минерагенический потенциал Восточно-Европейской платформы с другим фрагментом древней Лавразии - Северо-Американской платформой, нетрудно видеть, что сравнение не в пользу последней.

Данные о развитии в пределах Северо-Американской платформы россыпных формаций, характеризующихся промышленным или перспективным уровнем минерализации, отсутствуют. Это составляет разительный контраст с ее исключительно высоким рудным потенциалом, особенно в пределах Канадского щита, где широко развиты комплексы пород и типы рудных формаций, обладающие всеми признаками россыпеобразующих формаций, такие как: а) золоторудная (золото-железисто-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации в связи с архейскими и раннепротерозойскими зеленокаменными поясами юго-восточной части щита); б) платинометаллическая (расслоенные массивы анортозитового комплекса полуострова Лабрадор); в) редкометаллическая (редкометаллические пегматиты Северо-Западных Территорий; формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Северо-Восточной Канады и Гренландии); г) титаноносная (рутил-ильменит-гематитовые и ильменит-магнетитовые месторождения



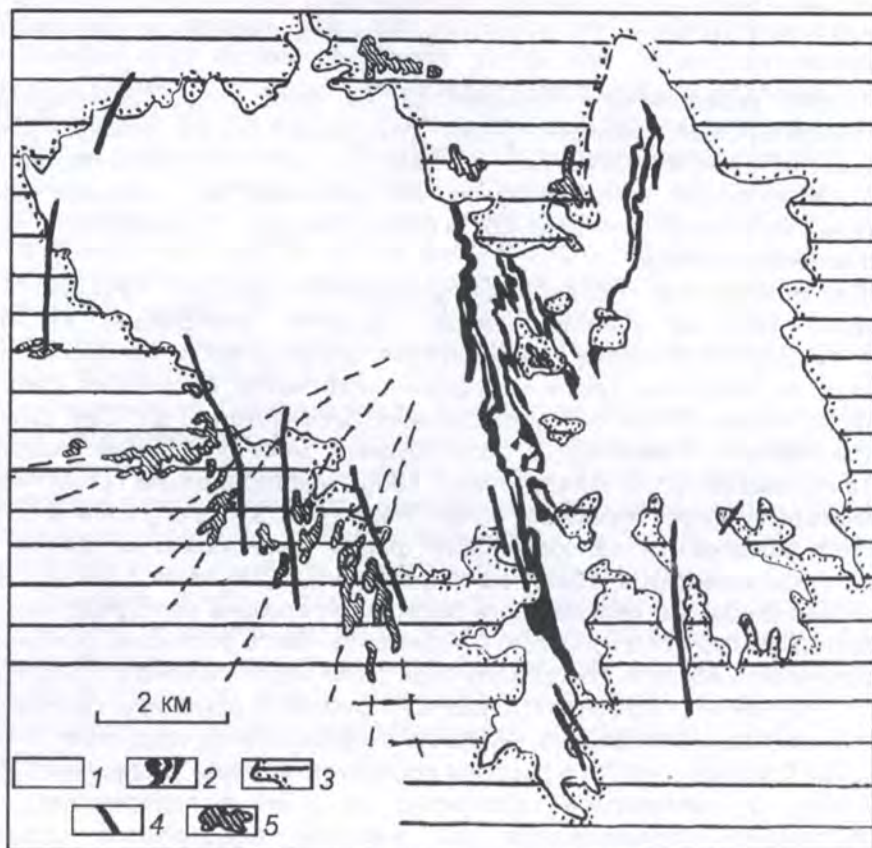
крупнейшей в мире Андиродакской анартозитовой зоны на востоке щита); д) алмазоносная (кимберлиты и лампроиты провинции Квебек и субпровинции Слейв).

Время становления большинства из этих типов потенциально россыпеобразующей минерализации (за исключением алмазоносной) укладывается в два крупных этапа - ранний протерозой и поздний протерозой (эпоха гренвильского тектогенеза), из чего вытекает, что основная масса возможных коренных источников могла быть выведена на поверхность уже в рифее-начале палеозоя.

Свидетельством проявления россыпеобразующих свойств этих формаций уже на ранних этапах развития платформы является золотоносность кембрийских конгломератов олигомиктовой маложелезистой формации в базальных слоях платформенного чехла (формация Дедвуд), примером которых является месторождение **Блэк-Хиллс** в шт. Сев. Дакота, пространственно сближенное с золоторудным месторождением Хомстейк (Константиновский, 2000; Константинов, 2006). Месторождение приурочено к аллювиальному конусу площадью более 10 км<sup>2</sup> (рис. 3.9), в строении которого отчетливо различаются палеорусловые фации крупногалечных (вплоть до валунных) конгломератов, образующие фрагменты протяженностью до 1.5 км при ширине до 0.4 км, причем часть палеорусел врезана непосредственно в поверхность раннепротерозойского фундамента. Часть россыпей, особенно в периферической области россыпного поля была переотложена в прибрежно-морские, пляжевые россыпи. В составе конгломератов доминирует окатанный кварц, окисленные железистые кварциты амфиболиты и слюдяные сланцы формации Хомстейк. Золото в россыпи достаточно крупное (в среднем 0.1-0.5 мм, вплоть до самородков крупностью до 1 см в поперечнике), что способствовало формированию на участках позднейшего размыва конгломератов небольших аллювиальных россыпей в современных долинах. Характерной особенностью россыпей Блэк-Хиллса является обилие в их цементе пирита, но не кластогенного, как считают приверженцы россыпной модели Витватерсранда, а аутигенного и диагенетического, сформировавшегося в период трансгрессии морского бассейна. Особенно много этого пирита в палеоканалах, выработанных в породах фундамента, присутствие которого, по-видимому, способствовало хемогенному переотложению части золота.

Золотоносные конгломераты Блэк-Хиллс отрабатывались, главным образом, в XIX веке при среднем содержании золота 6.5 г/м<sup>3</sup> (до 82 г/м<sup>3</sup> на руднике Хидден-Трежер) (Константиновский, 2000).

Однако, россыпеобразующий потенциал рудных формаций, связанных с древнейшими породами кристаллического основания платформы, оказался практически подавленным в силу того, что почти весь Канадский щит в конце кайнозоя, особенно начиная со второй половины плейстоцена, подвергся воздействию мощнейшего Лаврентийского ледового щита, экзарационная деятельность которого почти полностью уничтожила доледниковый покров рыхлых отложений с возможными аккумуляциями россыпеобразующих минералов.



**Рис. 3.9. Размещение палеороссыпей золота месторождения Блэк-Хиллс в конгломератах верхнекембрийской формации Дедвуд, шт. Сев. Дакота, США (по С.Д.Шеру) (Константиновский, 2000)**

1 - раннекембрийский (гудзонский) складчатый фундамент; 2 - железистые кварциты формации Хомстейк в структуре фундамента, вмещающие одноименное золоторудное месторождение; 3 - формация Дедвуд в основании платформенного чехла; 4 - разрывные нарушения; 5 - палеороссыпи золота в конгломератах базальной пачки формации Дедвуд. Штриховые линии намечают веерообразное положение тальвегов палеодолин.

Ледниковая экзарация выступила также в качестве фактора, ограничившего возможности россыпеобразования за счет коренных источников, связанных с этапами позднейшей тектоно-магматической активизации щита, в частности, молодых (миоценовых, ?) кимберлитов провинции Слейв (Северо-Западные Территории, Канада). Вскрытие последних произошло до начала оледенения, о чем свидетельствует широкое распространение минералов-спутников (пиропа) в образованиях

верхнечетвертичных эскеров (озов) в непосредственном обрамлении кимберлитового поля в районе Лейк-де-Гра, по которым и было выявлены кимберлитовые тела. По данным (Duk-Rodkin, Hughes, 1994), до начала оледенения кимберлитовое поле дренировалось меандрирующими равнинными реками, входившими в систему реки Пра-Маккензи, впадавшей в Гудзонов залив вплоть до позднего плейстоцена, когда Лаврентийский ледник, распространившись на запад вплоть до предгорьев гор Маккензи, вызвал кардинальную перестройку долинной сети. Присутствие пиропов и пикроильменитов в составе минеральных парагенезисов четвертичных осадков Гудзонова залива подтверждает это предположение. Вообще, кардинальная перестройка долинной сети Канадского щита в эпоху оледенения, вызванная тем, что фронт продвижения поздневисконсинского (позднечетвертичного) ледового покрова был направлен против течения магистральных рек, берущих начало со Скалистых гор и пересекавших щит в восточном направлении, сыграла роль важнейшего фактора, в целом отрицательно повлиявшего на сохранность россыпей доледникового этапа развития (рис. 3.10) (Duk-Rodkin et al., 1994, 2001).

Вместе с тем попытки обнаружения золотоносных, платиново-металльных, ильменитовых, хромитовых, редкометалльных и др. россыпей, связанных с перечисленными выше потенциально россыпеобразующими формациями в пределах щита и сопредельных поясах гренвильской и каледонской складчатости, подвергавшихся воздействию покровного оледенения, предпринимались неоднократно. В качестве примера можно вспомнить проспекторские работы на морские россыпи хромита на о. Ньюфаундленд (Emary-Mooge et al., 1989), в качестве потенциального источника которых рассматривались офиолиты Левис Хиллс в составе аллохтонных покровов среднеордовикского возраста на побережье залива Св. Лаврентия. Офиолитовые породы (гарцбургиты и верлиты), слагают верхнюю пачку в составе надвиговой серии, дренируемой р. Айленд, которая впадает в залив Порт-о-Порт (рис. 3.11). Рудная минерализация представлена вкрапленными и массивными хромитовыми рудами с включением минералов платиновой группы. Хотя оруденение было вскрыто еще до развития ледникового покрова, предполагается, что подступивший с востока ледник (сам массив Левис Хиллс мог существовать в качестве нунатака) явился мощным экзарационным и транспортирующим агентом, а отложенные им морены - промежуточным коллектором рудных минералов. Граница ледника располагалась в 30-40 м западнее современного берега, поэтому значительная часть краевых ледниковых образований (донная и конечные морены, камы и эскеры) по мере деградации ледника и поднятия уровня моря оказались затопленными на дне залива Св. Лаврентия. ореол рассеяния рудных минералов офиолитового комплекса (хромит, магнетит, ильменит, оливин) с примесью рутила и циркона прослеживается в аллювии р. Айленд, а также в пляжевых и донных осадках, где опробованием он прослежен до изобаты -15 м, однако промышленных содержаний рудных минералов в них не обнаружено.

Достаточно неясны перспективы россыпных формаций в осадочном чехле платформы. В отличие от ВЕП, в пределах Северо-Американской

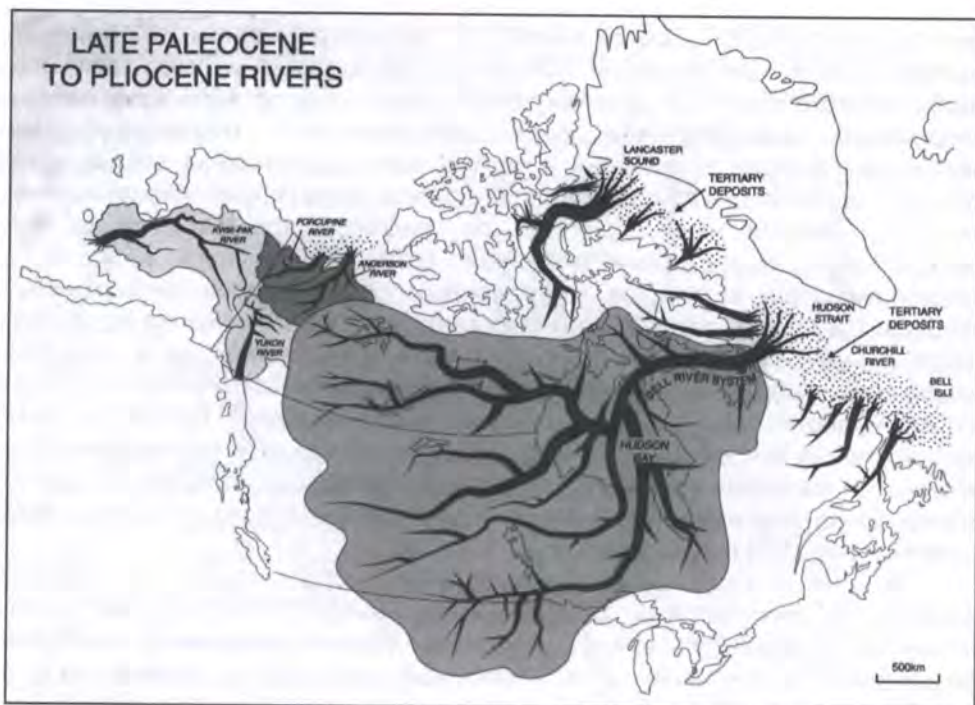


Рис. 3.10. Строение рек бассейна р. Пра-Маккензи до и после развития Лаврентийского ледового щита (Duk-Rodkin et al., 1994, 2001)

платформы известен только один район развития комплексных россыпей тяжелых минералов, имеющих реальные промышленные перспективы. Это - **район Атабаска** в пределах Западно-Канадского нефтегазоносного бассейна. Пространственное совмещение кластогенных скоплений тяжелых минералов в меловых песках и песчаниках с нефтеносными структурами способствовало формированию специфических месторождений битуминозных песчаников с повышенными концентрациями тяжелых минералов (тип Атабаска), ближайшими аналогами которых являются нефтеносные титаноносные песчаники Ярегского месторождения на Тимане. Нефтеносные песчаники (Athabaska Oil Sands), содержащие россыпи, развиты на площади около 30 тыс. км<sup>2</sup> (Coward and Oxenford, 1997). Концентрации тяжелых минералов в нефтеносных песчаниках известны на протяжении более 50 лет, однако интерес к проблеме их попутного извлечения усилился в последние годы (Oxenford et al., 2003). Исходные содержания суммы рудных минералов в песках невысоки и колеблются от 0.25 до 0.5%, однако существенно возрастают в хвостах обогащения песков после извлечения битума.

Проблема освоения этих месторождений чисто технологическая. Рудные минералы представлены рутилом, ильменитом, псевдорутилом, лейкоксеном, цирконом, оксидами железа, пиритом, причем в отдельных пробах



Рис. 3.11. Ореолы рассеяния рудных минералов офиолитовой формации на западном берегу о. Ньюфандленд и влияние верхнечетверичного покровного оледенения (Emory-Moore et al., 1989)

1 - местоположение проб с высоким (а) и умеренным (б) содержанием рудных минералов; 2 - граница распространения ледника 14 000 тыс. лет назад; 3 - направление движения локальных языков льда; 4 - генеральное направление движения льда.

преобладает рутил, а в других - ильменит или ильменит в равных пропорциях с лейкоксеном. В гравитационном концентрате после центрифугирования содержания тяжелых минералов составляют (вес.%): псевдорутил - 23, лейкоксен - 16.6, рутил - 4, ильменит - 2.8, гетит - 1.6, пирит - 4, циркон - 15.2, прочие минералы - 34.8 (Oxenford et al., 2003). Дальнейшая технологическая схема предполагает очистку концентрата от битума, удаление сульфидов, ступенчатое флотационное обогащение, получение селективных концентратов (цирконового, ильменитового, псевдорутилового, лейкоксенового). Осуществляемая фирмами "Ойлсэндс", "Титаниум Корпорэйшн" и "Синкруд Лтд." обобщенная схема переработки битуминозных песков позволяет получать, кроме собственно углеводородного сырья, циркон, титановые минералы, кварц, а также металлический цирконий, синтетический рутил и диоксид титана, которые, однако, рассматриваются лишь как попутное сырье, которое, тем не менее, существенно повышает эффективность использования минерально-сырьевого ресурса битуминозных песков Атабаски.

Из других типов россыпей, известных в пределах территории Северо-Американской россыпной мегапровинции, можно назвать россыпи янтаря, полоса распространения которых контролируется меридиональным передовым прогибом, существовавшим, начиная с турона, вдоль восточного подножья складчатых сооружений Кордильер от Аляски до Мексики (Трофимов, 1974). Формирование россыпных месторождений янтаря началось в конце раннего мела и закончилось в олигоцене. Преобладают первичные месторождения мелового возраста, ассоциирующие с буроугольными месторождениями турона-маастрихта, с которыми связаны наиболее ценные скопления янтаря, в то время как вторичные морские россыпи балтийского типа неизвестны. В Канадском секторе янтареносной полосы известно более 50 россыпных проявлений и месторождений, из них около 40 мелового и 10

третичного возраста. Наиболее крупные первичные месторождения янтаря, играющие роль первичных источников россыпей, располагаются на юго-западном берегу оз. Седар (провинция Манитоба) и связаны с углями меловой формации Форемост. За 40-летний период эксплуатации связанных с ними россыпей в конце XIX-начале XX века, из них было добыто около 1 т янтаря. Единичные россыпные проявления янтаря также мелового возраста, известны в шт. Сев. Дакота, Канзас (канзасит), Техас.

### **3.2.3. Особенности россыпной минерагении Восточно-Сибирской платформы**

Восточно-Сибирская россыпная мегапровинция занимает собственно Сибирскую древнюю платформу с входящими в ее состав выступами фундамента кратона (Анабарским щитом) и активизированным южным флангом платформы (Алдано-Становой областью); с севера и с запада к ней примыкают байкалиды Таймыро-Новоземельской системы и Енисейского кряжа. Это - крупнейшая полиминеральная россыпная мегапровинция, профиль и стиль россыпной минерализации которой типичны для древних платформ с развитием траппово-ультращелочного магматизма.

Разнообразие входящих в состав мегапровинции тектонических единиц вкупе с особенностями платформенного этапа развития территории с характерным для него ультраосновным-щелочным и трапповым магматизмом определили отчетливо выраженный комплексный поликомпонентный характер россыпной минерагении, профиль которой определяют алмазы, редкие металлы, минералы платиновой группы, золото. Как следует из **таблицы 3.2** и **рис. 3.12**, всего на территории мегапровинции выделяются 8 провинций с характерным для них профилем минерализации.

### **Общие черты россыпной минерагении**

Россыпеобразующее оруденение мегапровинции различно по своему профилю, возрасту, тектонической позиции. Древнейшими россыпеобразующими формациями доплатформенного этапа являются редкоземельная (в виде монацита) минерализация в связи с древними гранитами архейских гранито-гнейсовых куполов и золоторудная минерализация в связи с позднеархейскими и раннепротерозойскими зеленокаменными поясами. Обе формации локализованы в областях кратонов Алданского и Анабарского щитов. Золоторудная минерализация в свою очередь дала начало докембрийским (протерозойским, рифейским) золотоносным олигомиктовым осадочным формациям протоплатформенного комплекса, в составе тяжелой фракции которых, наряду с золотом, присутствуют также кластогенный циркон, монацит, апатит, турмалин (Константиновский, 2000) (**рис. 3.13**). В пределах примыкающих к платформе байкалид (Енисейский кряж и Таймыр) первоисточниками золотоносных россыпей послужили прорванные гранитами углеродистые породы

Таблица 3.2

**Структура Восточно-Сибирской полиминеральной  
россыпной мегапровинции**

ВС – ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МЕГАПРОВИНЦИЯ [ PR, C <sub>1</sub> , J, K, N, Q ], в том числе россыпные провинции			Тип россыпной минерализации
Россыпные провинции	Россыпные субпровинции	Соответствующие тектонические элементы	Di, МПГ, Au, RM, TiZr, Ti
ТСЗ – Таймыро-Североземельская Ауносная		Североземельско-Таймырский аккреционный пояс (PR)	Au+ Ti+(МПГ)
Х – Хатангская потенциальная, TiZr-янтареносная		Хатангский мезозойский (J-K) прогиб	TiZr+Amber+ МПГ
НК – Енисейско-Хатангская (Норильская), МПГ-носная		Северное обрамление Тунгусской (Т) синеклизы	МПГ(Pt,IrOs) +Au+ JS(хризолум)
Я – Якутская Ау-МПГ-редкометалльно-алмазоносная	Я-1 – Лено-Анабарская	Восточный склон и обрамление Анабарского щита (R-PZ <sub>1-2</sub> ), Оленекское поднятие и краевая часть Предверхоанского прогиба	Di+RM+(МПГ-Pt)
	Я-2 – Вилюйская	Центрально-Сибирская синеклиза (PZ <sub>1-2</sub> )	Di+( МПГ-Pt)
Е – Енисейская золотоносная		Енисейский кряж (PR)	Au+RM
Т – Тунгусская TiZr-алмазоносная	Т-1 – Тунгусская	Тунгусский МЗ (J) прогиб	RM+Ti+Di
	Т-2 – Присянская	Присянский МЗ (J) прогиб	Ti+TiZr
ЛВ – Лено-Вилюйская платиноносная		Лено-Вилюйский МЗ (J-K) прогиб	МПГ (PtIr)+Au
А – Алдано-Становая Ау-МПГ-носная		Алданско-Становой щит	Au +МПГ (PtIr)+ RM

Примечание. Символы и обозначения см. в таблице 3.1.

черносланцевой формации верхнего рифея, содержащие протяженные зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной и золото-кварцевой минерализации. Они же послужили источником сопутствующей золоту платинометалльной и редкоземельной минерализации.

Безусловно, одним из главных минеральных типов россыпей рассматриваемой мегапровинции являются алмазы, выводящие ее на одно из

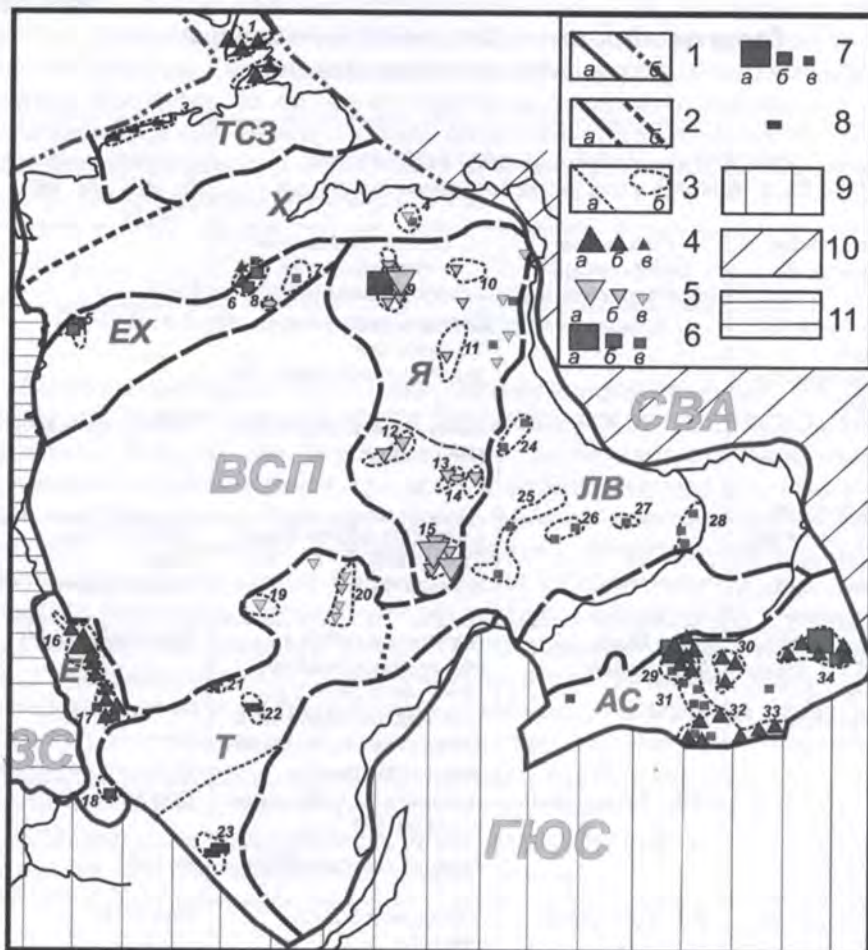


Рис. 3.12. Размещение россыпей и схема минерагенического районирования Восточно-Сибирской россыпной мегапровинции

1-3 - границы: 1 - россыпных мегапровинций: а - установленная, б - предполагаемая (на шельфе), 2 - россыпных провинций: а - установленные, б - предполагаемые, 3 - россыпных субпровинций (а) и россыпных районов (б); 4-9 - типы россыпной минерализации: 4 - золото: месторождения крупные (а), рядовые (б) и проявления (в), 5 - алмазы; 6 - МПГ: месторождения крупные (а), рядовые (б) и проявления (в), 7 - редкие металлы: месторождения крупные (а), рядовые (б) и проявления (в), 8 - ильменит (проявления); 9-11 - россыпные мегапровинции, граничащие с Восточно-Сибирской платформой: 9 - Гор Южной Сибири, 10 - Северо-Востока Азии, 11 - Западно-Сибирская. Цифрами обозначены россыпные районы: 1 - Северо-Земельский (Au), 2 - Северо-Таймырский (Au), 3 - Таймырский (Берег Хар. Лаптева) (Ti), 4 - Узлэ-Буоркалаах (МПГ), 5 - Норильский (МПГ-Pt, Pd), 6 - Маймеча-Котуйский (МПГ-IrOs, Au), 7 - Анабарский (МПГ), 8 - Кугда (JS), 9 - Эбеляхский (Di, RM, Pt), 10 - Оленекский (Di, Pt), 11 - Укукитский (Di), 12 - Далдын-Алакитский (Di), 13 - Маркокинский (МПГ), 14 - Накынский (Di), 15 - Ботуобинский (Di), 16 - Северо-Енисейский (Чадобецкий) (Au), 17 - Центрально-Енисейский (Au, RM), 18 - Южно-Енисейский (RM), 19 - Чунский (Di), 20 - Ербогаченский (Di), 21 - Чуктуконский (RM), 22 - Мадашанский (Ti), 23 - Тулунский (Ti), 24 - Линге-Тюнгский (МПГ), 25 - Вилуйский (МПГ), 26 - Тонго-Чыбыдынский (МПГ), 27 - Кенкеменский (МПГ), 28 - Ленский (МПГ), 29 - Центрально-Алданский (Au, МПГ, RM), 30 - Учурский (Au), 31 - Южно-Алданский (Au, RM), 32 - Сутамский (Au, RM), 33 - Токинский (Au), 34 - Майский (МПГ, Au).

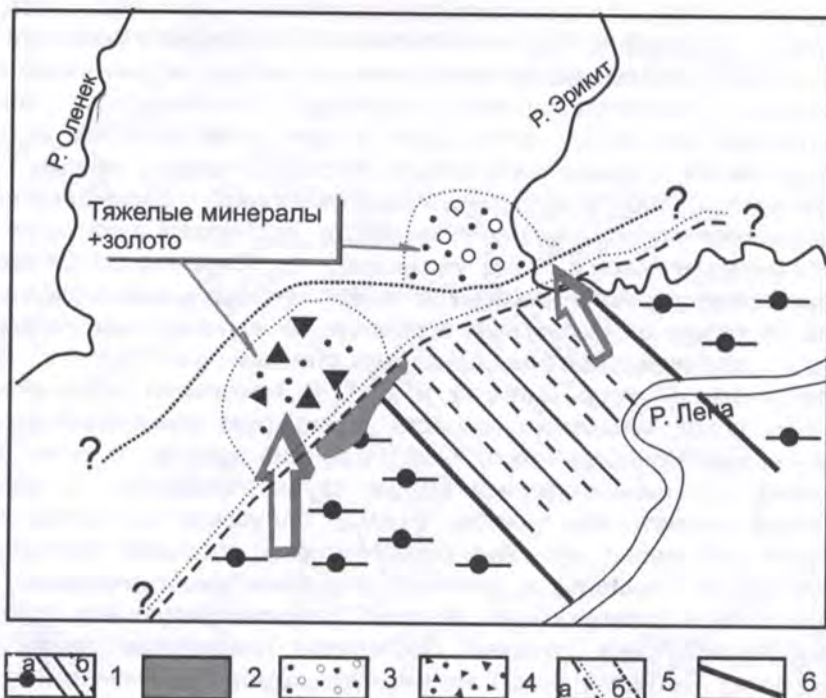


первых мест среди алмазоносных провинций мира (Россыпи..., 2005, 2007). Особую роль в становлении минерагенического облика мегапровинции сыграл специфический магматизм, которым отмечены этапы тектоно-магматической активизации платформы, число которых достигает 10. Наиболее продуктивным временным интервалом в отношении коренных источников алмазов явился средний палеозой, в отношении редких земель - рифей (неопротерозой) (800-600 млн. лет), в отношении МПГ - поздний протерозой и начало мезозоя (триас), а в отношении золота - протерозой и этап мезозойской тектоно-магматической активизации. Ультраосновной-щелочной кимберлитовый и ийолит-карбонатитовый платформенный магматизм дал начало не только алмазоносным россыпям, но и уникальным по составу и богатству поликомпонентным редкометалльным россыпям в связи с карбонатитами (Томтор, Татарка и др.). С массивами ультраосновных-щелочных пород триасового возраста ассоциирует уникальная россыпная минерализация иридосминового типа (Гулинский массив), а также россыпи ювелирного оливина-хризолита (Кугда, трубка "Удачная"). С триасовым трапповым магматизмом южного фланга Тунгусской синеклизы связано появление собственно титановых (ильменитовых) россыпей: ближнего сноса (Магдагашская площадь) и дальнего переноса (месторождение Тулун). Особую роль в формировании золотого россыпеобразующего оруденения, наряду с событиями позднего протерозоя (рифейским магматизмом), принадлежит субщелочному магматизму этапа мезозойской тектоно-магматической активизации, охватившей Алдано-Становую область и, особенно, Центрально-Алданский район.

Рассмотренные типы россыпеобразующих формаций определили широкий минеральный спектр россыпей. Главным минеральным типом россыпей мегапровинции являются россыпи алмазов, которые группируются в пределах двух россыпных провинций - Якутской и Тунгусской - и представлены, наряду с преимущественно четвертичными, россыпями, концентрациями алмазов в древних терригенных осадочных породах, которые обычно играют роль промежуточных коллекторов молодых россыпей.

Россыпи золота также широко распространены в пределах мегапровинции, причем районы сосредоточения богатых промышленных россыпей приурочены к входящим в состав мегапровинции древним складчатым поясам - байкалидам Енисейского кряжа и Таймырской области и южному активизированному флангу платформы - Алдано-Становому щиту.

Платинометалльные россыпи в пределах рассматриваемой россыпной мегапровинции представлены четыремя главными типами (перечислены в порядке значимости): иридисто-платиновыми россыпями ближнего сноса в связи с концентрическими массивами ультраосновных щелочных пород в пределах Алданского щита; иридосминовыми (с золотом) россыпями ближнего сноса Гулинского массива; собственно платиновыми россыпями Норильского р-на и аллохтонными концентрациями родистой платины в меловых, неогеновых и четвертичных осадках Приленской области (на севере) и Лено-Вилуйского прогиба (на юго-востоке) платформы (Россыпные..., 1997; Округин, 2003).



**Рис. 3.13.** Палеогеографическая реконструкция условий россыпеобразования в раннем рифее на Оленекском поднятии, сыгынахтахское время (Константиновский, 2000)

1,2 - область размыва: 1 - раннеархейские (а) и раннепротерозойские (б) метаморфизованные породы, 2 - раннепротерозойские гранитоиды; 3,4 - область распространения сыгынахтахской свиты нижнего рифея: 3 - кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, 4 - кварцевые конглобрекции; 5 - предполагаемая граница бассейна осадконакопления (а) и фациальных зон (б); 6 - дорифейские разломы.

Уникальный тип россыпей (а точнее, гетерогенных хемогенно-россыпных месторождений) в пределах Сибирской платформы представляют собой сложные по составу поликомпонентные "ультрабогатые руды" Томторского месторождения (участок Буранный), накопившиеся на склонах и в днище замкнутых кардово-озерных котловин, сформировавшихся по карбонатитам Томторского массива УЩК в период их вскрытия в начале-середине палеозоя и впоследствии захороненные под осадками каменноугольного и более молодого возраста. Процесс формирования этих залежей шел по двум схемам: гравитационной с накоплением редкометалльных кластогенных минералов карбонатитового комплекса и хемогенной, с переотложением части рудных компонентов, в том числе редких земель, скандия, иттрия на комплексных геохимических барьерах, имевшей место на завершающем этапе

формирования россыпи и в период ее захоронения. Вторая важная особенность Томторской россыпи состоит в том, что хорошая сохранность этой россыпи, приуроченной к базальному горизонту платформенного осадочного чехла, позволяет говорить о возможности сохранности масштабных ископаемых РБС.

Подчиненное значение имеют россыпи титановых минералов, сосредоточенные в юго-западной части мегапровинции (Тулун, Магдагашская площадь).

С позиции формирования алмазоносности платформы, в геологической истории собственно платформенного этапа ее развития выделяются пять основных тектоно-магматических и денудационно-седиментационных циклов, важных для формирования россыпей (Подвысоцкий, 2000):

1. Позднепротерозойский: внедрение экстрезивных пород кимберлитов и щелочных базанитов по южной и северной окраинам платформы и формирование потенциальных промежуточных коллекторов в составе раннерифейской (мукунская, сололийская и др. свиты), позднерифейской (верхнебилляхская, лопатинская и др. свиты) и ранневендской (староречинская, томторская и маастахская свиты) формаций.

2. Среднепалеозойский: произошедшее в три этапа внедрение основной массы алмазоносных кимберлитов - в позднем ордовике (Накынское, отчасти Малоботубинское поля), в позднем силуре и в позднем девоне-раннем карбоне (Далдынское, Алаkitское и Малоботубинское поля). С позднедевонской эпохой связано также формирование щелочных лампрофиров и карбонатитов Томторского комплекса с богатейшей редкометалльной минерализацией и йиолит-карбонатитов Уджинского комплекса, пенепленизация территории на рубеже девона и карбона, вскрытие массивов УЩК и формирование древнейших автохтонных редкометалльных россыпей и последующее формирование древнейших терригенных промежуточных коллекторов алмазов. Завершает этап формирование пород толеито-базальтовой и субщелочной основной формаций.

3. Позднепалеозойский этап, подразделяющийся на две стадии: раннюю ( $C_2-P_1$ ) - денудация и выравнивание в Оленекско-Анабарской и Ботубинско-Мархинской областях, поднятие и формирование промежуточных терригенных коллекторов по окраинам Тунгусского, Лено-Вилуйского и др. прогибов, и позднюю ( $P_2$ ), ознаменованную формированием Маймеча-Котуйского комплекса УЩК с уникальной Ir-Os-Au россыпеобразующей минерализацией и излияниями базальтов Вилуйско-Мархинского комплекса.

4. Мезозойский этап, ознаменовавшийся в начале-середине триаса ( $T_{1-2}$ ) мощной тектоно-магматической активизацией, охватившей практически всю платформу, но особенно мощно проявившейся в Тунгусской синеклизе в виде излияний толеит-базальтов (траппов) и по северному (Маймеча-Котуйская область) и южному (Чадобецкое поднятие) флангам платформы. Завершился этап новой вспышкой кимберлитового магматизма (неалмазоносного). Влияние посткимберлитового траппового магматизма на формирование алмазоносных россыпей двойко: с одной стороны, траппы сократили площади питания россыпей из первоисточников, а с другой, в определенной мере

способствовали сохранности промежуточных коллекторов пермо-карбонического возраста. Вторая половина этапа ( $T_3-J_1$ ) в центральной части платформы - время денудации и выравнивания в области поднятий, сопряженное с накоплением лимно-параличической угленосной формации. В это время сформировался широкий спектр алмазоносных россыпей - от пролювиально-озерных и аллювиальных в непосредственной близости от трубок, до прибрежно-морских - в периферической области осадочных бассейнов.

5. Кайнозойский этап россыпеобразования (незавершенный), заключающий основную массу промышленных россыпей мегапровинции в целом, характеризовался формированием широкого генетического спектра россыпей как за счет пород первоисточников, так и за счет многократного переотложения алмазоносного материала через систему промежуточных коллекторов, в результате чего во многих случаях (в том числе для уникальных россыпных месторождений Анабарского района) связь с первоисточниками полностью оказалась утраченной.

В целом в настоящее время в пределах мегапровинции представляется возможным выделить следующие установленные и потенциальные эпохи россыпеобразования: раннепротерозойскую (Au) потенциальную, раннерифейскую (Au, тяжелые минералы) с непромышленными россыпными проявлениями, палеозойскую (редкие металлы, алмазы) с промышленными и потенциально-промышленными россыпями, юрскую (Au, алмазы, возможно, МПГ и TiZr), меловую (Au, МПГ, TiZ) потенциальную, палеогеновую (Au), неоген-четвертичную (большинство промышленных россыпей Au, МПГ, алмазов, редких металлов и др.). Минерагенические различия отдельных россыпных провинций, а внутри них подпровинций показаны в **таблице 3.2**.

### ***Таймыро-Североземельская россыпная провинция***

В тектоническом отношении эта россыпная провинция соответствует Таймырской складчатой области байкалид, включающей, согласно современным представлениям, окраину Карского палеоконтинента, в свою очередь представляющего собой обломок континента Родинии, и Таймырский аккреционный пояс (Хаин, 2001). Все известные на настоящее время россыпи и россыпные проявления провинции расположены в пределах южной окраины Карского палеоконтинента и, лишь отчасти, в пределах примыкающего к нему Центрально-Таймырского докембрийского аккреционного пояса. В пределах провинции выделяются Таймыро-Североземельская золотоносная россыпная зона (с проблематичной МПГ минерализацией) с промышленными россыпями юрского, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста, источниками которых служат метаморфизованные флишеидные породы верхнего рифея, прорванные коллизионными и постколлизионными гранитами пермского возраста, и титаноносная Таймырская (берега Харитона Лаптева), характеризующаяся развитием многочисленных ильменитоносных россыпных проявлений в связи с позднерифейскими метапелитами.

В целом специализация Таймыро-Североземельской провинции во многом повторяет черты россыпной специализации других областей

байкальской складчатости. Однако на сегодняшний день реальные перспективы россыпей в рассматриваемой провинции связаны только с субмеридиональной **Североземельской золотоносной россыпной зоной**, в пределах которой выделяются два главных россыпных района (Челюскинский и о. Большевик).

Поступление золота в россыпи осуществляется как непосредственно из коренных источников золото-кварцевой и золото-черносланцевой формаций, локализованных в породах рифейского возраста, так, видимо, и через систему промежуточных коллекторов палеозойского и мезо-кайнозойского возраста. Наиболее древние из коллекторов с достоверно установленным кластогенным золотом имеют позднепалеозойский возраст ( $C_2-P_1$ ) и представлены базальными кварцевыми конгломератами ахматовской свиты, образованными за счет перемыва коры выветривания. Более высок уровень золотороссыпной минерализации в юрских прибрежно-морских полимиктовых конгломератах кунарской и унгинской свит, формировавшихся в условиях трансгрессии в область пенепленизированной суши. По данным В.И.Кузьмина и др., среди юрских россыпей известны объекты с содержанием золота, близким к промышленному, и мощностью рудного пласта до 1.5 м, залегающие в пределах структурно-тектонических депрессий (россыпи Кунарская в Кунаро-Серебрянской депрессии у мыса Челюскин и Водораздельная на о. Большевик) (Недра..., 1995). Часть юрских россыпей залегают ниже уровня моря в погребенном состоянии (бухта Паландер, залив Терезы Клавенес).

Следующий возрастной уровень золотороссыпной минерализации образуют (эоцен)-олигоцен-миоценовые прибрежно-морские россыпи, залегающие в толще песчано-гравийных образований и "валунных" глин, выполняющих фрагменты структурных депрессии. Они залегают как на эродированной поверхности коренных пород, так и пространственно совмещены с юрскими россыпями. Примерами их являются Унгинская россыпь, прослеженная на расстояние 1.7 км при мощности пласта 1.6 м и средних содержаниях золота  $0.95 \text{ г/м}^3$ . Другой пример - россыпь Водораздельная на междуречье рек Тора и Порожистая в южной части о. Большевик. Россыпь ориентирована параллельно береговой линии моря, имеет длину 1400 м при средней мощности золотоносного пласта 1.5 м, торфов 6-8 м и содержании металла  $0.85-1 \text{ г/м}^3$  (Иванова и др., 1999).

Главным же промышленным типом золотоносных россыпей на о. Большевик являются долинные ("предканьонные") аллювиальные россыпи, распространенные в области денудационной и абразионно-аккумулятивной равнины. Наиболее протяженные (до 10 км) россыпи со зрелым приплотиковым пластом мощностью 1-2 м и средними содержаниями среднего и мелкого золота от  $0.5$  до  $2.5 \text{ г/м}^3$  характерны для рек Студеная, Каменка, Тора, Лагерная, Скалистая, Голышева, Последняя. Своими верховьями россыпи уходят под край ледникового щита, начинаясь в подледниковых каналах стока. Возраст рудных пластов средне-верхнеплейстоценовый и голоценовый. Разновидностью аллювиальных долинных являются россыпи каньонов - близповерхностные голоценовые залежи, характеризующиеся малой (первые дециметры) мощностью пласта, в состав которого иногда включен также золотоносный структурный делювий. Распределение золота в

этих россыпях неравномерное, гнездово-кустовое, преобладающий класс золотин +0.25 мм, запасы металла незначительные.

Отличительная особенность россыпного района о. Большевик - установленная в последние годы на нескольких площадях золоторудная минерализация золото-кварцевого и золото-сульфидного типов, приуроченная к черносланцевым породам верхнего протерозоя (рифей-венд), с содержаниями золота 0.5-1.5, до 70 г/т в отдельных пробах (Недра..., 1995). С черносланцевой формацией связано также присутствие платины в некоторых золотоносных россыпях южной части о. Большевик и Челюскинского р-на (Платиноносные..., 1994. Т. 1).

Облик россыпной минерализации провинции определяют также повышенные концентрации ильменита, ассоциирующие с рифейскими ильменитоносными метаморфизованными парапородами - биотит-хлоритовыми сланцами первично вулканогенного происхождения, участвующими в строении Таймырской (Карской) складчатой области. По данным В.А.Даргевич, с этими породами связана повышенная титаносность аллювия и современных пляжевых осадков Берега Харитона Лаптева и прилегающих островов Карского моря (Проблемы..., 1979).

### *Якутская полиминеральная россыпная провинция*

Якутская полиминеральная (золото-МПГ-редкометалльно-алмазоносная) россыпная провинция - одна из наиболее продуктивных россыпеносных территорий Восточно-Сибирской платформы и Сибири в целом, а также одна из крупнейших алмазоносных россыпных провинций мира. Алмазы, безусловно, являются главным видом минерального сырья, определяющего потенциал провинции (рис. 3.14). Однако открытие в ее пределах редкометалльного месторождения Томтор, а также установленная золото- и платиноносность четвертичных и более древних отложений позволяют рассматривать ее в качестве полиминеральной золото-платино-редкометалльно-алмазоносной россыпной провинции с россыпями широкого возрастного диапазона.

Позиция провинции в целом определяется областью развития платформенного щелочно-ультраосновного (кимберлитового и карбонатитового) магматизма, занимающей восточную часть Анабарской антиклизы и выделяемой в качестве "Якутской кимберлитовой провинции" (Россыпи..., 2005, 2007). Наиболее широкий возрастной диапазон магматизма характерен для северной Лено-Анабарской части провинции, где также добавляется влияние россыпеобразующих формаций, связанных с кристаллическими породами основания картона (Анабарский щит). В южной части, т.н. Вилуйско-Мархинской структурно-формационной области отмечается только высокопродуктивный среднепалеозойский кимберлитовый магматизм (Харьков и др., 1997; Подвысоцкий, 2000).

Широкий возрастной диапазон магматизма (от рифея до мезозоя включительно) определил возрастной спектр россыпей и потенциально россыпеносных формаций, в составе которых, наряду с четвертичными

россыпями, известны промышленные алмазоносные и редкометалльные россыпи палеозойского возраста.

В пределах провинции, с учетом существующих схем металлогенического районирования, выполненных для алмазов (Россыпи..., 2005) и дополненных авторами, исходя из концепции полиминеральности россыпных площадей, выделяются две субпровинции (области), характеризующиеся различным минерагеническим профилем, возрастом и продуктивностью россыпей (см. **рис. 3.14**): Лено-Анабарская - на севере и Вилуйская (на юге).

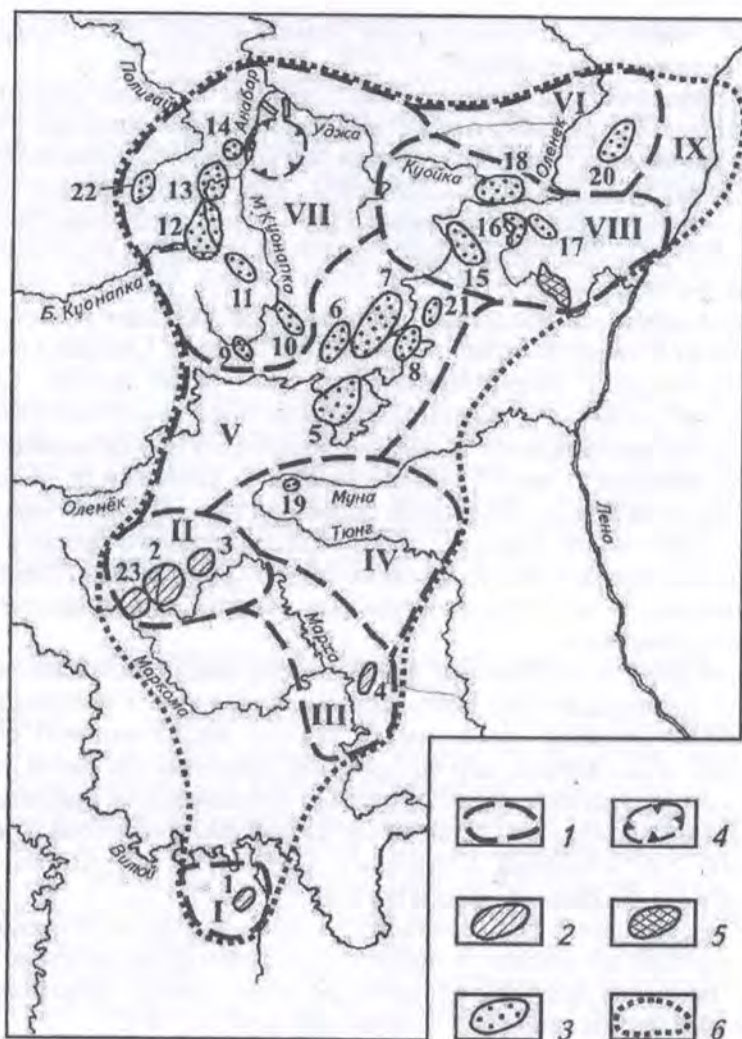
*Лено-Анабарская россыпная субпровинция* занимает восточный склон Анабарской антиклизы, включая бассейны рек Анабар, Оленек и Молодо. На западе она включает склон Анабарского щита, а на востоке ограничена долиной р. Лены в нижнем течении. Характерной особенностью субпровинции является ее полиминеральность; помимо богатейших алмазоносных россыпей бассейна р. Анабара, а также среднего течения р. Оленек и др., общее число которых, расположенных на площади более 400 тыс. км<sup>2</sup>, приближается к 100 (Граханов, 2006), в ней известны также редкометалльные россыпи в связи с ийолит-карбонатитами Уджинской провинции УКЩ (массивы Томтор, Богдо, Промежуточный), а также многочисленные золото- и платинометалльные россыпные проявления.

Характерной особенностью субпровинции является проявление на ее территории многостадийного ультраосновного-щелочного (кимберлитового и ийолит-карбонатитового) магматизма, коренные месторождения алмазов не установлены, а для многих крупнейших алмазоносных россыпей вообще не известны их коренные источники. Известные алмазоносные, редкометалльные россыпные месторождения и проявления благородных металлов группируются в пределах трех основных россыпных районов, а внутри них образуют многочисленные россыпные узлы и поля.

Как подчеркивает С.А.Граханов, "...своей уникальной промышленной алмазоносностью субпровинция обязана сочетанию благоприятных факторов: широкому развитию древних коллекторов, интенсивной закарстованности и благоприятной неотектонической обстановке (2007. С. 36).

Наиболее крупным по площади и по суммарному потенциалу россыпей является **Анабарский район**, занимающий бассейн рек Бол. и Мал. Куанамка, дренирующих восточный и южный склоны Анабарского щита, и сложенное карбонатными породами среднего докембрия Анабаро-Уджинское междуречье. Основной россыпной потенциал района образуют россыпи алмазов вдоль правых притоков р. Анабар - рек Эбелях, Биллях и Маят, Бол.Куранамка, Хара-Мас с притоками и др., а также погребенные делювиально-озерные редкометалльные россыпи в связи с ийолит-карбонатитами формации УЩК (Томторский массив).

Характерной особенностью района является хорошая сохранность позднемезозойской поверхности выравнивания двух уровней - на отметках 220-240 и 165-200 м, а также древних долин, датируемых ранним мелом (Борщева, 1969). Последние в виде карстово-эрозионных переуглублений под более молодыми осадками, в основном под четвертичным аллювием, присутствуют практически во всех алмазоносных долинах. Выполняющие эти



**Рис. 3.14.** Схема размещения алмазоносных районов, кимберлитовых полей и россыпей алмазов в Якутской алмазоносной субпровинции (Россыпи..., 2005)

1 - алмазоносные районы (I - Малоботубинский, II - Далдыно-Алаkitский, III - Среднемархинский, IV - Муно-Тюнгский, V - Среднеоленекский, VI - Нижнеоленекский, VII - Анабарский, VIII - Приленский); 2 - рудно-россыпные поля (1 - Мирнинское, 2 - Алаkitское, 3 - Далдынское, 4 - Накынское); 3 - кимберлитовые поля (5 - Чомурдахское, 6 - Западно-Укуkitское, 7 - Восточно - Укуkitское, 8 - Огонер-Юряхское, 9 - Куранахское, 10 - Лучаканское, 11 - Дюкенское, 12 - Ары-Мастахское, 13 - Старореченское, 14 - Орто-Ыаргинское, 15 - Мерчимденское, 16 - Молодинское, 17 - Толуопское, 18 - Куойкское, 19 - Мунское; 20 - Хорбусуонское, 21 - Моторчунское, 22 - Анабарское; 23 - Моркокинское); 4 - Эбеляхское россыпное поле; 5 - отдельные промышленные россыпи алмазов; 6 - границы Якутской алмазоносной субпровинции.



палеоврезы осадки представлены продуктами переотложения коры выветривания - серыми кварцевыми песками, алевритами и углефицированными алевритистыми глинами, содержащими гальку прочных пород: кварца, кварцитов, кварцито-песчаников, кремнистых пород, окремнелых известняков и доломитов. В верхней части разреза встречаются конкреционные образования сидерита и углефицированная древесина.

Меловые палеодолины продолжают и в область междуречий, где они выражены заболоченными седловинами и пологими долинообразными понижениями, которые прослеживаются на расстоянии до 10-15 км между верховьями современных долин. Наиболее крупные палеодолины сохранились вдоль рек Маят, Кюрююнкююр, Биректэ, Чоппо-Дьялиндэ. Карстовые процессы определили переуглубленный характер врезов на отдельных участках, где их глубина достигает 20-40 м и более. Там, где меловые палеодолины наследуются современными долинами, выполняющие их образования алмазоносны, как это имеет место в россыпи Ыраас-Юрех, Гусиный и др., причем по уровню алмазоносности они практически не отличаются от вышележащего молодого аллювия.

Эрозионно-карстовые полости и воронки, выполненные отложениями мелового и олигоцен-миоценового возраста, рассматриваются в качестве промежуточных коллекторов алмазов, что особенно важно, если учесть, что первоисточники последних до сих пор не установлены (Россыпные..., 1997; Россыпи..., 2005). При том, что выявленные кимберлитовые тела, датированные средним триасом-ранней юрой, общим числом более 200, лишь слабо алмазоносны, именно в Анабарском россыпном районе сосредоточено почти 70% запасов разведанных россыпей алмазов Якутской россыпной провинции. Среди полутора десятков промышленных и потенциально промышленных россыпей известны месторождения-гиганты с запасами более 20 млн. карат (месторождение Эбелях), очень крупные (10-5 млн. кар.), крупные (5-1 млн. кар), средние (1-0.5 млн. кар), мелкие и очень мелкие месторождения (таблица 3.3). В качестве основных промежуточных коллекторов этих россыпей выступают (перечислены в порядке значимости): неоген-четвертичные, меловые, триасовые, карбоновые, пермские и юрские терригенные образования, а для некоторых россыпей, характеризующихся наиболее высоким качеством алмазов, также верхнепалеозойские образования северо-восточного крыла Молодо-Попигайского вала.

Детальные описания алмазоносных россыпей Анабарского района содержатся во многих работах (Россыпи..., 2005, 2007; Граханов, 2007), поэтому мы ограничимся лишь указанием на то, что большинству из них свойственны: значительная (40-60, до 100 км), протяженность, приуроченность основных запасов к отложениям современного днища и низких террас с тенденцией постепенного снижения содержаний в аллювии более высоких террасовых уровней, а также присутствие в промышленном контуре алмазоносного аллювия мелового и неоген-четвертичного возраста, который сохранился преимущественно в верховьях долин и боковых притоках, в карстовых воронках и переуглублениях в днище долин. Алмазы россыпей района в основной своей массе относятся в т.н. "эбеляхскому типу" невыясненного генезиса, в сочетании с поликристаллами типа "карбонадо" с

Характеристика алмазоносных россыпей  
Анабарской субпровинции (Россыпи..., 2005)

Россыпь	Содержание алмазов	Запасы алмазов	Качество сырья
Промышленные россыпи			
Эбелях	высокое	уникальные	среднее
Ыраас-Юрях	--«»--		среднее
Гусиная	--«»--	очень	--«»--
Холомолох	среднее	крупные	высокое
Морготор	высокое	крупные	среднее
Руч.53	--«»--	очень	высокое
Биллях	--«»--	крупные	--«»--
Верхний Биллях	--«»--	крупные	--«»--
Маят	среднее	мелкие	среднее
Хаара-Мас	--«»--	очень	--«»--
Талахтаах		крупные	
		крупные	
		--«»--	
		--«»--	
		средние	
Потенциально-промышленные россыпи			
Анабарская	среднее	средние	среднее
Притоков р.	низкое	мелкие	--«»--
Эбелях	--«»--	средние	высокое
Кюрюктюр	--«»--	--«»--	--«»--
Юлегир	--«»--	очень	очень
Фрагменты россыпи р. Куо-намка		мелкие	высокое

примесью лонсдейлита (Зинчук и др., 1999). Суммируя существующие представления об алмазоносности Лено-Анабарской провинции, А.С.Граханов (2007) подчеркивает, что основная масса россыпей была сформирована, в основном, за счет алмазов из нетрадиционных источников, при определенной доли кимберлитов, а также древних алмазов из протерозойских промежуточных коллекторов, но не за счет прямого размыва коренных источников, а исключительно через мезозойские, в том числе верхнетриасовые (карнийские) и неогеновые промежуточные коллекторы, причем особую роль в площадном разносе алмазов сыграла раннеюрская трансгрессия.

Богатейшая комплексная редкометалльная россыпная минерализация связана с ийолит-карбонатитами Уджинского комплекса УЩК (Фролов и др.,

2003). В их числе - второй по площади в мире Томторский массив вендского возраста с ниобиево-редкоземельно-фосфатным типом минерализации с попутными иттрием и скандием, причем главные редкометалльные минералы руд - пирохлор, монацит, бастнезит - относятся к типичным россыпеобразующим минералам. Вскрытие массива, сопровождавшееся мощным корообразованием латеритного типа, предположительно, произошло в девоне. За счет ближайшего переотложения коры выветривания в пределах сформировавшихся на карбонатитах структурно-карстово-денудационных депрессий, центральная часть которых была занята малыми озерными ваннами, произошло формирование богатейших элювиально-склоново-озерных россыпей, главными рудными минералами которых явились редкоземельные фосфаты (монацит и ксенотим), пирохлор, титановые минералы: рутил, анатаз, брукит, ильменит, а также апатит и франколит (Минералогия..., 1992; Лапин, Толстов, 1995; Толстов, Тянь, 1999; Фролов и др., 2003). Эпигенетические процессы, протекавшие в период формирования перекрывших россыпь ниже-среднепермских красноцветов, а затем в восстановительной обстановке, под воздействием вышележащих верхнепермских угленосных осадков и позднейшей юрской трансгрессией, стимулировали экзогенно-диагенетическое преобразование озерных осадков и дополнительное обогащение их редкими землями, иттрием и скандием. В результате сформировалась уникальная по содержанию Nb, TR, Y, Sc погребенная залежь смешанного хемогенно-россыпного происхождения, т.н. "ультрабогатые руды" участка "Буранный" в центральном ядре Томторского месторождения (рис. 3.15).

Следует назвать еще один тип редкоземельных россыпей субпровинции: собственно монацитовые аллювиальные россыпи, связанные с позднеархейскими плагиогранитами и микроклиновыми гранитами и гранитогнейсами Анабарского щита, в числе которых разведанное в 1950-е годы незначительное по запасам непромышленное Верхне-Кеядкское россыпное месторождение на южном склоне щита.

Следующими по значению в пределах Лено-Анабарской субпровинции являются Средне-Оленекский, Нижне-Оленекский и Приленский алмазоносные районы, в пределах которых сосредоточено более 15 кимберлитовых полей, заключающих в общей сложности сотни кимберлитовых тел (трубок и даек) в основном верхнепалеозойского и мезозойского возраста, в том числе перекрытых чехлом верхнепалеозойских-мезозойских осадков и траппами (Молодо-Далдын-Толопская площадь). Наиболее значительная россыпная алмазоносность сосредоточена в Приленском районе, где находится отрабатываемая промышленная россыпь р. Молодо, левого притока р. Лены, и несколько потенциально промышленных россыпей (Булкур, Далдын) (Россыпи..., 2005). Проявления алмазов установлены также в древних осадочных толщах карбона, перми, триаса, юры и неоген-четвертичных осадках. Присутствие в россыпях района алмазов т.н. "кютюгинского типа", преимущественно октаэдрического габитуса, характерного для высокоалмазоносных первичных источников с высоким выходом алмазов ювелирного качества, а также высокие содержания минералов-спутников - пиропов и хромшпинелидов, которые отсутствуют в

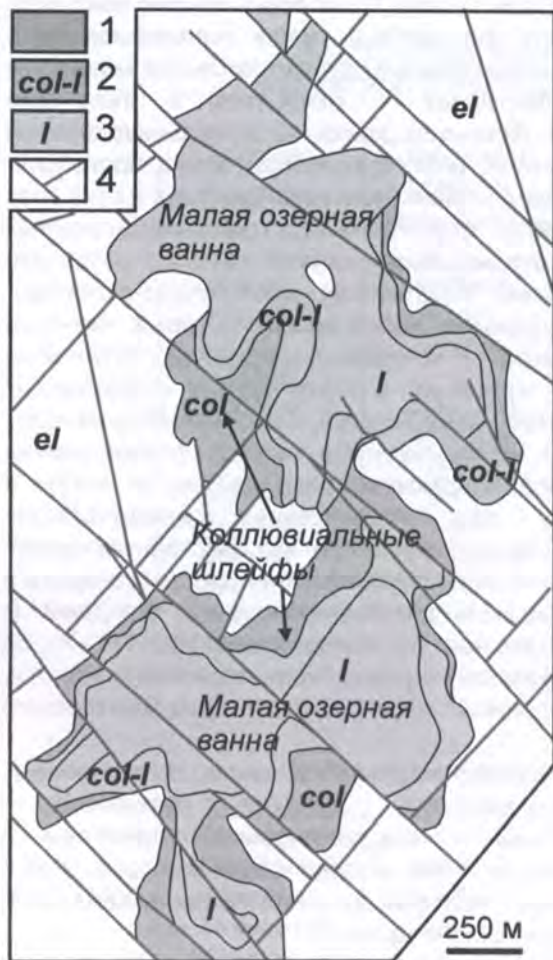


Рис. 3.15. Схематическая литолого-фациальная карта элювиально-склоновых и делювиально-озерных россыпей участка "Буранный" Томторского массива (по данным А.Д.Коноплева, А.В.Толстова и разведочных работ Чернышевской экспедиции)

1 - древний коллювий, 2 - коллювиально-озерные осадки, 3 - озерные осадки (площади развития элювия (el) не закрашены), 4 - разломы.

выявленных кимберлитовых телах, - все это свидетельствует о том, что первоисточники алмазоносных россыпей в районе остаются не известными.

Практически на всей территории Лено-Анабарской россыпной субпровинции широким распространением пользуются россыпные проявления золота и платиноидов, сведения о которых наиболее полно были обобщены в работах Б.Р.Шпунта (1971) и А.В.Округина (2005) соответственно. Б.Р. Шпунт отмечает существование трех ареалов развития россыпного золота различных морфологических типов: а) "анабарского" рудного облика, связанного с протерозойскими жильными телами кристаллического массива; б) "оленинского" золота псевдорудного облика, характерного для базальных горизонтов венда и перми Сололийского выступа Оленекского поднятия; в) "уджинского" золота тороидального и шаровидного типа, распространенного вдоль зоны северного погружения Анабарской антеклизы, источником которого, по мнению исследователя, были коры выветривания по раннепротерозойским терригенным породам.

Для россыпной золотоносности территории характерна отчетливо выраженная многоэтапность, зафиксированная в нескольких стратиграфических уровнях минерализации, приуроченных к базальным и внутриформационным конгломератам раннекембрийского, раннепермского, позднепермского, среднеюрского возраста, а также к позднеплиоценовому и современному аллювию. Исследователями ЦНИГРИ (С.В.Яблокова, Л.М.Израилев, А.А.Константиновский, А.А.Левин) выделяется также золотоносный стратиграфический уровень, приуроченный к раннерифейским конгломератам сыгнахстахской свиты Оленекского поднятия.

Якутские исследователи на основании широкого развития тороидального "золотого" золота большое значение в формировании как ископаемых, так и четвертичных золотоносных россыпей субпровинции придают золотому фактору (Никифорова и др., 2006; Герасимов, 2007).

В золотоносных, а также алмазоносных россыпях широко распространена железистая платина, иногда в ассоциации со сперрилитом, россыпные проявления которой известны по долине рр. Бол. Куонамка, Уджи, Буолкалах, Куойка, Молодо, Сололи-Таас-Эйээкит (Округин, 2001). Источниками этой минерализации предположительно являются дайки древних ультрабазитов и калиевых метасоматитов Анабарского щита и протерозойские анартозитовые массивы (в бас. Котуйкан), а также, вероятно, раннемезозойские кимберлиты Куонамского поля. В платинометалльных россыпных проявлениях рек Узле-Буолалкалах, а также Оленекского поднятия и Приленского района (рр. Молодо и Моторчуна), наряду с железистой платиной, встречаются также минералы Ru-Ir-Os составов, местами составляющие до 5-10% общего количества МПГ. В целом А.В.Округин (2001) относит россыпные проявления Лено-Анабарской россыпной субпровинции к т.н. "вилюйскому" родисто-железисто-платиновому типу, объединяя их в единый Ленский платиноносный ареал и связывая формирование платино-металльной россыпной минерализации с еще неизвестными погребенными коренными источниками в древних структурах основания платформы.

Вилюйская россыпная субпровинция, в отличие от Лено-Анабарской полиминеральной россыпной субпровинции, характеризуется практически мономинеральной алмазной специализацией при широком развитии высокопродуктивных алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста, сопровождаемых россыпями ближнего сноса, которые группируются в пределах Малоботуобинского, Далдыно-Алакитского, Среднемархинского и Муно-Тюнгского районов (перечислены в порядке значимости россыпных месторождений) (Россыпи..., 2007). Каждый из перечисленных районов включает кимберлитовые поля и приуроченные к ним россыпи. Алмазоносность кимберлитов Вилюйской субпровинции на порядок выше, чем кимберлитов Лено-Анабарской, и соответственно среди промышленных россыпей, как четвертичных, так и древних, преобладают россыпи ближайшего и ближнего сноса, тесно связанные с породами-первоисточниками. В питании четвертичных россыпей, помимо кимберлитов, принимают участие также промежуточные осадочные коллекторы среднепалеозойского (карбонового) и мезозойского (укугутская свита нижней юры) возраста, которые в отдельных случаях сами содержат ископаемые россыпи с промышленным содержанием алмазов.

Наибольшей продуктивностью россыпей отличается **Малоботуобинский (Мирненский) россыпной район** в бассейне среднего течения р. Вилюй, первая промышленная россыпь которого р. Ирелях была открыта еще в 1954 г., вслед за чем последовало открытие россыпи Лога Хабардина, "Водораздельные галечники" и др. Район располагается в пределах Ботуобинского поднятия, разделяющего палеозойскую Тунгусскую синеклизу на западе и мезозойскую Вилюйскую на востоке. В строении района принимают залегающие на архейском фундаменте три структурных яруса: (а) венд-раннепалеозойский терригенно-карбонатный, обильно интродуцированный кимберлитами и долеритами (кимберлитовмещающий); (б) позднепалеозойский-раннемезозойский, терригенный и вулканогенно-осадочный, включая траппы раннего триаса; (в) среднемезозойский, терригенный. Кимберлитовые тела района, преимущественно трубчатой формы, сосредоточены на ограниченной площади Мирненского рудно-россыпного поля; среди них трубки Мир, Спутник, Интернациональная, Им. XXIII съезда КПСС содержат промышленные концентрации алмазов (Россыпи..., 2005), причем по уровню алмазоносности и качеству алмазов они являются уникальными. Из них только трубка Мир выходит на дневную поверхность, остальные перекрыты мезозойскими отложениями. Все промышленные россыпи сосредоточены в центральной части района и начинаются непосредственно от кимберлитовых трубок. Среди них различаются современные и древние элювиальные россыпи, склоновые, пролювиальные, пролювиально-озерные и аллювиальные (русловые и террасовые) в долинах 1-4-го порядка.

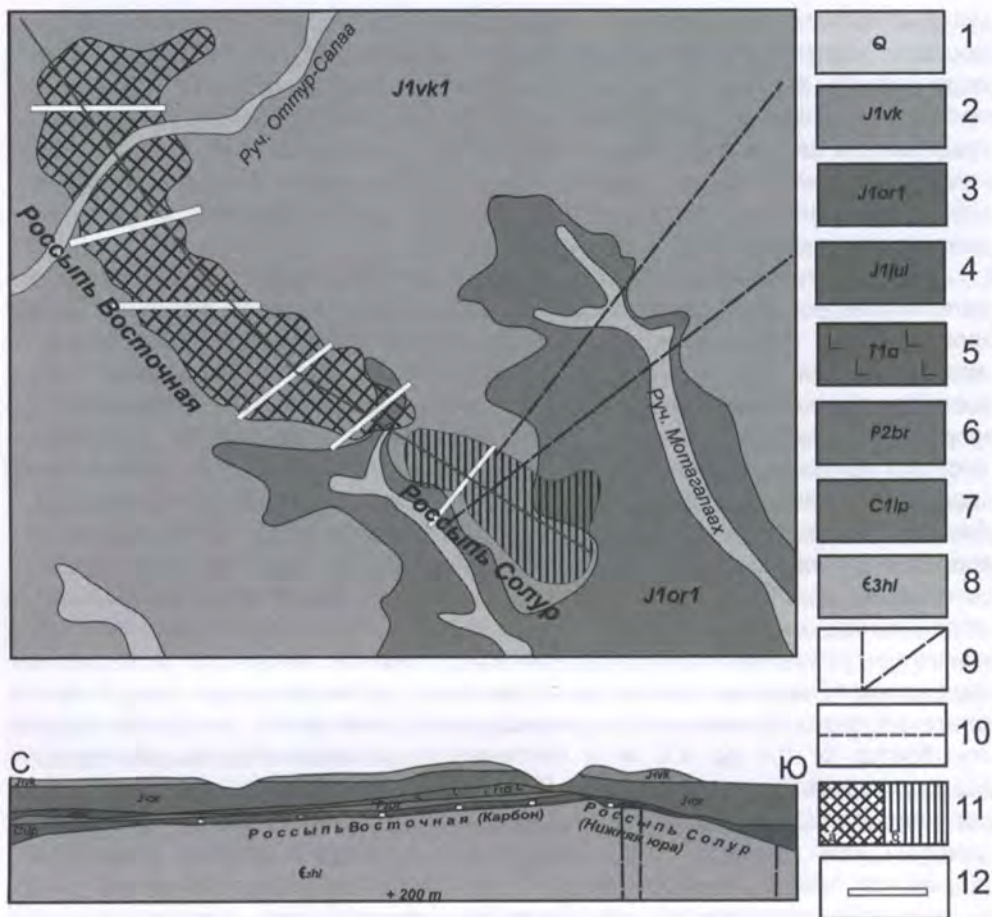
Россыпи Малоботуобинского (Мирненского) района, особенно четвертичные элювиальные и склоновые (трубки Мир), ложковые (лога Хабардина), русловые, долинные и террасовые (р. Ирелях), неоднократно описывались в литературе (Прокопчук, 1979; Россыпные..., 1997; Россыпи..., 2005), поэтому мы здесь опускаем их характеристику, отметив только, что на примере цепочки от элювиальной россыпи Мир через ложковую россыпь лога Хабардина, долинную и террасовые россыпи р. Ирелях к непромышленным россыпям в долине р. Мал. Ботуобия удается проследить весь фациально-генетический ряд четвертичных алмазоносных россыпей ближайшего и ближнего сноса.

В районе достаточно широк также возрастной спектр древних россыпей, утративших связь с современным рельефом и принадлежащих к ископаемым россыпным формациям мезозойского и палеозойского возраста. Большинство из них залегают в пределах современных междуречий, они приурочены к сохранившимся фрагментарно реликтам древней долинной сети и тесно ассоциируют с древним карстом. Ископаемые мезозойские россыпи играют существенную роль в общем балансе россыпей. Наиболее изученной и неоднократно описанной в литературе является расположенная в непосредственной близости от трубки Мир россыпь "Водораздельные галечники" нижнеюрского возраста, которая приурочена к склоново-пролювиально-озерным отложениям, выполняющим расположенную в пределах современного водораздела структурно-карстовую депрессию глубиной до 42 м (Россыпные..., 1997). Россыпь состоит из трех залежей, из

которых Нижняя и Основная залежи заключают более 90% всех запасов россыпи. По масштабам это крупное месторождение со средним уровнем содержания алмазов (1.22-2.71 кар/м<sup>3</sup>), которое эксплуатируется на протяжении более 30 лет (Россыпи..., 2005). Мезозойский возраст имеют также пролювиальная россыпь Геофизическая и являющаяся ее продолжением озерная россыпь Новинка, связанные с разрывом трубки Интернациональная. Обе россыпи перекрыты угленосной пачкой озерных алевроитов и песчаников нижнеюрского возраста.

К перспективным ископаемым россыпям района относятся также залегающие поблизости друг от друга небольшая по запасам **россыпь Солур** нижнеюрского возраста и крупная россыпь Восточная среднекарбонового возраста, обе палеодолинного типа, образующие россыпное поле, расположенное в 20-25 км к западу от трубки Мир (рис. 3.16). Россыпь Солур имеет протяженность около 2 км и приурочена к долинному понижению сложной конфигурации шириной от 0.2 в верховьях до 1.1 км в нижней (восточной) части россыпи. Продуктивный пласт россыпи, приуроченный к базальному горизонту юлегирской свиты нижней юры, не имеет четких литологических границ (за исключением подошвы) и выделяется в основном по данным опробования. Алмазоносны главным образом грубообломочные образования, представленные галечниками и конгломератами с песчано-глинистым заполнителем и образующие прослои и линзы. В верховьях палеодолины россыпь имеет однопластовое строение, а сам продуктивный пласт занимает большую часть разреза юлегирской свиты, мощность которой колеблется от 0.5 до 4.5 м, и частично захватывает базальный горизонт вышележащей оруктахской свиты. В средней части россыпи мощность пласта колеблется от 0.5 до 1.5 м. Ниже по течению пласт расщепляется на несколько слоев, и, хотя основной пласт, содержания алмазов в котором значительно снижаются, по-прежнему приурочен к базальному горизонту юлегирской свиты, в россыпи появляются не имеющие площадного распространения подвешенные пласты. В целом россыпь характеризуется весьма неравномерными содержаниями алмазов, в среднем составляющими 0.5-2 кар/м<sup>3</sup> на основной части россыпи, хотя в отдельных выработках они достигают 3.9 кар/м<sup>3</sup>, а в пробах - 10 и более кар/м<sup>3</sup>. Алмазы средние по качеству и крупности (Россыпи..., 2005). Месторождение разведано системой горных выработок и подготавливается к освоению.

Расположенная поблизости **россыпь Восточная** представляет собой первую промышленную россыпь карбонового возраста на территории Якутской провинции. Она приурочена к палеозойской палеодолине северо-западного простирания протяженностью около 5 км и шириной 0.7-1.1 км, хорошо выраженной геоморфологически. Уклон долины в СЗ направлении составляет 0.014-0.018. Продуктивный пласт россыпи, средняя мощность которого составляет 0.52 м, занимает все днище долины и выклинивается к ее бортам. Россыпь приурочена к сложенному слабо литифицированным конгломератами смешанного состава базальному горизонту лапчанской свиты среднего карбона, иногда распространяясь также в пески, песчаники и алевроиты с примесью гравия, гальки, дресвы и щебня (см. рис. 3.16). Плотиком россыпи служат трещиноватые терригенно-карбонатные породы



**Рис. 3.16. Схема расположения и строения ископаемых алмазоносных россыпей Восточная и Солур, Малоботубинский район**

1 - четвертичный аллювий; 2-4 - юрская система: 2 - вакунайская свита, 3 - онуктахская свита, 4 - юлегиурская свита; 5 - триасовая система, траппы ахтарандинского интрузивного комплекса; 6 - пермская система, боруллойская свита; 7 - каменноугольная система, лапчанская свита; 8 - кембрийская система, холомолохская свита; 9 - разрывные нарушения; 10 - продуктивный пласт; 11 - ископаемые россыпи: палеозойская россыпь Восточная (а), мезозойская россыпь Солур (б); 12 - наклонные шахты.

холомолохской свиты верхнего кембрия; кора выветривания сохранилась фрагментарно и представлена в основном зоной дезинтеграции. Россыпь перекрыта образованиями лапчанской свиты, терригенными породами верхней перми, пластовыми телами долеритов нижнего триаса и терригенными образованиями нижней юры общей мощностью 42.1 м при общем нарастании мощности в СЗ направлении. Там, где россыпное поле



пересекается современными долинами, мощность торфов снижается до 4 м. Генезис россыпи определен как пролювиально-аллювиальный и пролювиально-озерный. По запасам она относится к крупным объектам с высоким (до 3 кар/м<sup>3</sup>) содержанием алмазов, которые характеризуются средней крупностью и средним качеством.

Ископаемые промышленные россыпи алмазов известны также в расположенном на северо-востоке субпровинции **Среднемархинском районе**, открытие которого в 1950 г. началось с русловых россыпей р. Мархи. Кимберлитовмещающими породами в районе служат породы верхнего кембрия-нижнего силура, прорванные многочисленными дайками и силами траппов пермо-карбона и перекрытые терригенными осадками нижней юры и кайнозоя. В районе установлено крупное кимберлитовое Накынское поле, в пределах которого расположены две богатые алмазами трубки Накынская и Нюрбинская и алмазоносная дайка Мархинская. Район также известен погребенными россыпями алмазов, принадлежащими к мезозойской продуктивной россыпной формации. Все они представляют собой россыпи ближнего сноса, локализованные в надтрубчатом и околотрубчатом пространстве одноименных высокоалмазоносных трубок. Такова залегающая на глубине более 200 м крупная по запасам Нюрбинская россыпь, расположенная над и в непосредственной близости к одноименной трубке. Алмазоносный пласт которой приурочен к переотложенным брекчиевидным образованиям дяхтардахской свиты верхнего триаса-нижней юры (нижняя залежь) и конгломератам, гравелитам, алевритам укугукской свиты нижней юры (верхняя залежь). Плотиком россыпи служат закарстованные породы нижнего ордовика и кимберлиты, по которым развита кора выветривания, достигающая наибольшей мощности в карстовых полостях по периферии трубки. Перекрывающие россыпь нижнеюрские осадки тюнгинской и сунтарской свит также фрагментарно алмазоносны. Суммарная мощность россыпи колеблется от 0.5 до 48 м и более. Россыпь отличается высокими содержаниями алмазов, что делает рентабельным ее отработку, несмотря на большую глубину залегания.

Ботубинская погребенная ископаемая россыпь во многом близка по строению и условиям залегания Нюрбинской. Она находится в пределах проектируемого карьера одноименного коренного месторождения и также приурочена к отложениям дяхтардахской и укугукской свит нижней юры, перекрытых более чем 220-метровой толщей нижнеюрского возраста. Россыпь имеет двухъярусное строение. На юго-западном фланге месторождения мощность продуктивного пласта доходит до почти 60 м за счет карстовых провальнo-оползневых, и карстово-озерных отложений дяхтардахской свиты, выполняющих карстовую воронку глубиной до 57 м на контакте кимберлитов с вмещающими породами нижнего ордовика, и вышележащих пролювиально-аллювиальных галечников и гравелитов олигомиктово-кварцевого состава укугукской свиты. В центральной части россыпи и на ее северо-восточном фланге последние непосредственно ложатся на кору выветривания кимберлитов нижнего ордовика. Россыпь Ботубинская относится к средним по запасам месторождениям, но отличается высоким содержанием и качеством алмазов.

Расположенный на стыке Тунгусской синеклизы с Анабарской антиклизой **Далдыно-Алакитский алмазоносный район**, знаменитый тем, что в его пределах в 1954 г. было открыто первое коренное месторождение алмазов Якутии - трубка Зарница, включает менее 1% всех Якутских алмазов. Несмотря на обилие кимберлитовых тел, общее число которых в районе превышает 100 (в числе которых трубки Удачная, Зарница, Юбилейная, Айхал, Комсомольская - отрабатываются, Сытыканская - полностью отработана и Краснопресненская - отнесена к резервным), россыпи района отличаются меньшей продуктивностью, по сравнению с Малоботуобинским районом. Причину этого большинство исследователей видят в отсутствии богатых промежуточных коллекторов и в неблагоприятных структурных условиях для концентрации алмазов (Россыпи..., 2005). Все известные здесь промышленные россыпи располагаются непосредственно вблизи коренных месторождений и представлены элювиально-склоновыми россыпями (россыпи трубки Удачной, Айхал) или ложковыми россыпями (руч. Пироповый, руч. Мелкоильменитовый), которые к настоящему времени практически полностью отработаны. В районе также полностью отсутствуют древние россыпные месторождения в отложениях пермо-карбона, даже в непосредственной близости от промышленных коренных месторождений.

Как уже отмечалось выше, в отличие от Лено-Анабарской россыпной субпровинции, Вилкойская россыпная субпровинция является практически мономинеральной алмазоносной. Из других россыпных концентраций следует отметить только элювиальные россыпи ювелирного оливина-хризолита в контурах кимберлитовых трубок (Удачная и др.), а также россыпные проявления Pt в аллювии рек Алакит, Марха и др.

### **Алданско-Становая россыпная провинция**

Алданско-Становая золото-платиновометалльная россыпная провинция, приуроченная к одноименному выступу складчатого основания на южном фланге мегапровинции, обладает наибольшим промышленным потенциалом россыпей благородных металлов. Здесь известны многие десятки россыпей золота, в числе которых есть крупные (Селигдар, Якотот, Томмот) и суперкрупные россыпные месторождения (Куранах), и более 15 россыпей платиноидов, в том числе месторождение-гигант Кондер-Уоргалан, что в целом определяет бикомпонентный золото-платиновометалльный минералогический профиль провинции (при сопутствующей редкоземельной минерализации в виде монацита). Важнейшая металлогеническая особенность Алданско-Становой россыпной провинции состоит в том, что она подверглась мощной мезозойской тектоно-магматической активизации (процессам "дива" в терминологии Чен Го-да, или внутриконтинентальному рифтогенезу в терминологии плейт-тектоники) (Ветлужских и др., 2002; Казанский, Яновский, 2006).

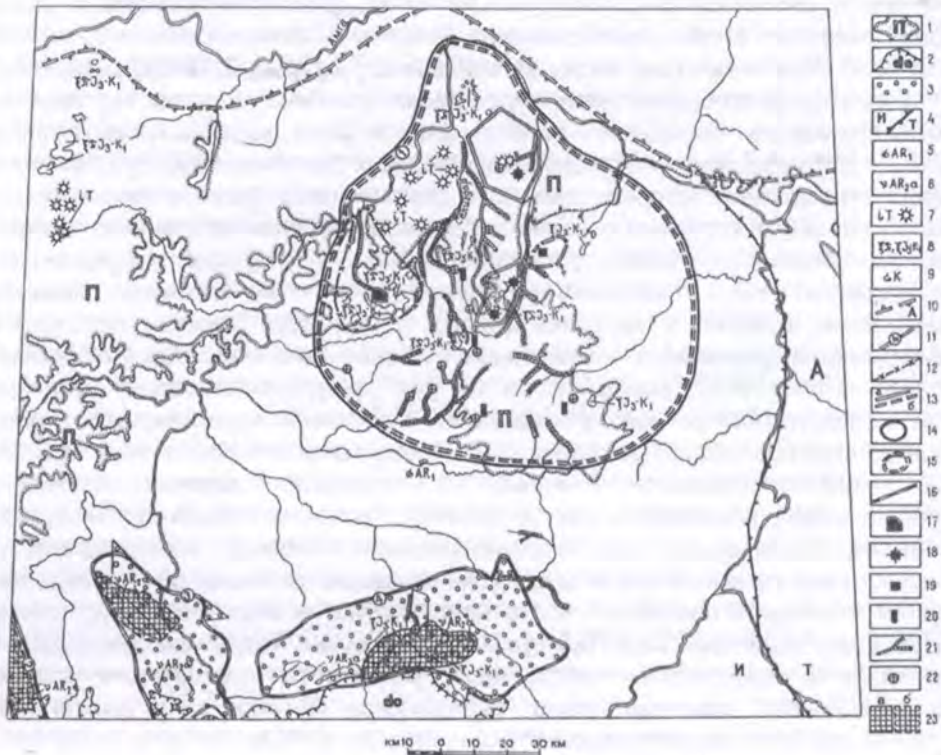
Крупнейшим по числу золотоносных россыпей и количеству добытого металла в пределах провинции является **Центрально-Алданский район**, контуры которого в общих чертах контролируются огибаемой с севера долиной р. Алдан крупной концентрически построенной кольцевой структурой с

центром в верховьях рек Якотут и Селигдар. Диаметры кольцевых швов, ограничивающих структуру, составляют 230, 150 и 100 км (Разин и др., 1994) (рис. 3.17). Центральная часть кольцевой структуры (Селигдарский свод) насыщена прорывающими дислоцированными архейско-нижнепротерозойские кристаллические породы и полого залегающие карбонатные породы кембрийского возраста массивами позднеюрских-раннемеловых субщелочных пород, становление которых связано с этапом мезозойской активизации. С этими малыми интрузиями связано россыпеобразующее оруденение золото-медноколчеданного типа, локализованное в породах фундамента (лебединский тип), золото-кварц-адулярового - на границе раздела известняков кембрия и континентальных пород юры (куранахский тип) и золото-меднопорфиорового - в породах субщелочных массивов (рябиновый тип) (Флеров, 1982). Большинство из них продуцируют также попутную платинометалльную минерализацию, определяя комплексный состав большинства россыпей. Проявления МПГ в золотоносных россыпях бассейнов рек Тимптон, Гонам и Нимныр на площади развития архейских глубокометаморфизованных пород древних сводовых поднятий (гнейсовых куполов) характеризуются платиново-спериллитовой ассоциацией, с присутствием железистой платины, реже иридосмина и еще реже осмирида, причем платина и спериллит часто присутствуют в виде тонких сростаний сплавов (россыпи рек Унга Нимгеркан, Холодникан, Тит, Итымджа и др.). В сростании с осмиридом периодически встречается самородное золото. Указанный тип минерализации связывается с коренной платиновой минерализацией "стиллиуоторского" типа (Округин, 2001).

Кроме того, присутствуют и собственно платиноносные массивы ультрабазитов (Инаглинский), в которых иридоплатина ассоциирует с хромитовыми рудами. Особый тип россыпеобразующей Au-МПГ минерализации связан с титаномагнетитовой формацией (орто-салинский тип). Наиболее крупные россыпи золота, в том числе с попутными платиноидами, а также иридоплатиновая россыпь массива Инагли, располагаются весьма компактно в центральной части кольцевой структуры на площади около 10 тыс. км<sup>2</sup>.

Полиминеральный профиль россыпной минерализации усложняется за счет довольно широкого распространения в россыпях монацита, поступающего из архейских гранито-гнейсов. Россыпи монацита группируются в бассейне верховьев рек Алдан, Бол. и Мал. Нимныр (Алданская группа) и на юге территории (Хатыминская группа). Содержание монацита в россыпях составляет 400-1200 г/м<sup>3</sup>.

В рельефе Центрально-Алданского района сохранились фрагменты выравнивания верхнемелового-палеогенового возраста, в пределах которого на карбонатных породах кембрия залегают образования карстово-элювиального комплекса, мощность которого в карстовых полостях и провалах достигает 100 м, при средней мощности до 12 м. Расчленяющие денудационную равнину широкие пологосклонные долины выполнены толщей аллювия мощностью 40-70 м. В целом для района характерен широкий комплекс генетических и возрастных типов россыпей: от аллювиально-пролювиальных и аллювиально-делювиальных неоген-нижнечетвертичных на водоразделах до



**Рис. 3.17. Схема размещения золотоносных и платинометаллических россыпей Центрально-Алданского района (Разин и др., 1994)**

1 - платформенный чехол; 2 - наложенные мезозойские впадины; 3 - зеленокаменные трюги (AR-PR); 4 - блоки: И - Иенгреский, Т - Тимптонский; 5-9 - изверженные породы: 5 - архейские метагипербазиты (AR<sub>1</sub>), 6 - габбро-плагиограниты (AR<sub>2</sub>), 7 - кимберлиты (Т), 8 - сиенит-порфиры, сиениты (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>), 9 - форсмериты (К); 10 - граница Алданской минерагенической провинции; 11 - границы платиноносных рудных районов и зон (в кружочках): 1 - Алданского, 2 - Амедичинской, 3 - Унгринской, 4 - Тимптонской; 12 - граница инаглинского рудно-россыпного узла; 13 - границы рудных полей, установленных (а) и предполагаемых (б); 14 - инаглинский тип IrPt руд (Pt-хромитовая формация); 15-16 - золоторудные формации: 15 - золото-меднопорфировая, 16 - золото-платинометаллично-титаномагнетитовая; 17-20 - проявления платиноносности: 17 - иридисто-платиновая (инаглинский тип), 18-20 - в качестве попутных компонентов: 18 - в рудах лебединского типа, 19 - то же, в рудах рябинового типа, 20 - то же, в рудах куранахского типа; 21 - золотоносные промышленные россыпи; 22 - МПГ в шлиховых пробах; 23 - участки рекомендуемых геолого-оценочных работ: а - первой очереди, б - второй.

голоценовых долинных и косовых в современных долинах. Наиболее крупные россыпи золота, такие как россыпи рр. Куранах, Селигдар, Якотот, Томмот, залегают в локальных долинах-грабенах, осложняющих склоны Селигдарского купольного поднятия. Однако особый, присущий именно этому району тип золотоносных россыпей, т.н. "куранахский тип", составляют погребенные россыпи с мелким и тонким золотом (МТЗ), залегающие в долинах унаследованного развития и имеющие, согласно последним данным И.С.Литвиненко (2006), эоцен (?) - олигоценый возраст, а не средне-верхнеплейстоценовый, как считалось ранее. Они связаны с мощными аккумулятивными высокоглинистыми аллювиальными толщами, которые выполняют долины крупных рек (IV и V порядка) в пределах Куранахской впадины.

Наиболее хорошо изучена россыпь долины-грабена с МТЗ в долине р. **Бол. Куранах** (Россыпные..., 1997). Плотик россыпи, по данным С.Г.Желнина, И.П.Дика и др. исследователей, представлен сложной системой разновысотных блоков, что обуславливает изменение мощности по простиранию россыпи от 30-40 м до 60-80 м. Днище также осложнено "щелевидными" карстовыми провалами (до 15 м) сложной формы. Для высокоглинистой толщи, вмещающей "древнюю" россыпь с МТЗ, характерно двучленное строение. Верхняя 20-30-ти метровая средне-верхнечетвертичная толща представляет собой перемытую и переотложенную кору выветривания. Ее верхний горизонт представлен красно-бурыми глинами с включением валунов и гальки (до 5%), постепенно переходящими в буро-желтые и желтые глины с незначительной примесью грубого материала (менее 1%) мощностью от 1-2 до 15-25 м. На большей части долины эта толща уничтожена эрозией или погребена под более молодым аллювием мощностью 8-10 м, который также был золотоносным и в настоящее время практически полностью отработан. Россыпь подстилается структурной корой выветривания каолин-гидрослюдистого типа, развитой по карбонатным породам и имеющей мощность от 1-2 до 10 м.

Глинистая толща золотоносна на всю мощность. Распределение металла в разрезе чрезвычайно сложное: выделяются обогащенные горизонты, относительно бедные и "пустые"; наиболее богатые подвесные пласты, по-видимому, отвечают "косовым" пластам в отложениях различных фаций. Преобладающая часть "свободного" гравитационного золота приходится на классы  $-0.25+0.1$  и  $-0.1$  мм. В классе же  $-0.015$  мм преобладают (более 60%) "хрупкие" золотины гипергенного происхождения. Интерес представляет также золотоносность коры выветривания, подстилающей аллювиальную толщу, причем иногда с более высокими содержаниями (до  $0.8 \text{ г/м}^3$ ) и значительным выходом свободного золота (иногда до 96.8%).

Аналогичные по строению рудного пласта и крупности золота россыпи залегают также в долинах-грабенах рек Селигдар и Якокут. Тектоническая природа грабен-долин подтверждается тем, что абсолютные отметки их днищ располагаются ниже коренного ложа р. Алдан, которая является для них базисом эрозии. Несмотря на то, что со времени выявления и первичной оценки золотоносности долин-грабенов Центрально-Алданского района прошло более 30 лет, вопросы, поставленные в свое время А.И.Куксом, И.П.Диком и С.Г.Желниным, о первоочередном значении нетрадиционного

технологического решения проблемы извлечения мелкого и тонкого золота, не решены и поныне, а богатые россыпи долин-грабен в освоенном горнорудном районе остаются по-прежнему не востребованными.

С россыпями золота Алданского щита по своему потенциалу сопоставимы (или даже превышают его) россыпи МПГ. Здесь сосредоточены наиболее крупные россыпные месторождения и проявления, связанные с верхнепротерозойскими (дорифейскими) щелочными-ультраосновными кольцевыми массивами (Кондер, Инагли, Чад и др.), главным минералом которых является изоферроплатина (Рожков и др., 1962; Мочалов, 2001). Эти россыпи наиболее детально описаны в работах И.С.Рожкова с соавторами, Л.В.Разина, А.Г.Мочалова, А.В.Округина и др. Поэтому здесь мы ограничимся лишь их краткой характеристикой. В целом в пределах щита выделяются две разобщенные области развития россыпей МПГ: охарактеризованный выше Центрально-Алданский район, где платиновометалльная минерализация является в основном сопутствующей в россыпях золота (Разин и др., 1994; Округин, 2001), и Станово-Алданская область, где, наряду с попутными МПГ в золотых россыпях, известны россыпи собственно платиноидов в связи с кольцевыми щелочно-ультраосновными массивами (Кондер, Чад, Дарья).

Самым крупным представителем этих россыпей является россыпное **месторождение-гигант Кондер-Уоргалан** в бассейне р. Май в восточной части щита, на примере которого хорошо видны особенности формирования россыпей в связи с кольцевыми массивами (Россыпные..., 1997). Питающий россыпь щелочно-ультраосновной массив Кондер имеет пролонгированную историю развития и состоит из позднепротерозойского и мезозойского магматических комплексов, которые прорывают образования архея и терригенные породы верхнего протерозоя. Возраст окончательного становления массива совпадает со временем тектоно-магматической активизации Алданского щита. В рельефе массив выражен кольцевым хребтом, возвышающимся над окружающим плоскогорьем на высоту 400-500 м и возникшим как результат протрузивного воздымания, продолжающегося и поныне, а также селективного выветривания и денудации относительно малоустойчивых щелочных и ультраосновных пород. Сам кольцевой хребет сложен породами архея, в то время как внутренняя котловина, представляющая собой структурно-эрозионную депрессию, целиком выработана в породах интрузивного комплекса. Внутренние склоны хребта дренируются водотоками, образующими центростремительную систему с единой выводящей долиной реки Кондер-Уоргалан.

Унаследованное развитие рельефа массива обусловило многократное переотложение металлоносного аллювия, что привело к концентрации основной массы шлиховой платины во внутренней котловине, а также к выносу части полезных компонентов за пределы рудоносного массива на значительное расстояние - десятки километров. Всего в составе россыпи выделяются пять разновозрастных комплексов аллювия: плиоцен-нижнеплейстоценовый, среднеплейстоценовый, начала и второй половины верхнего плейстоцена, голоценовый. В случае сохранности плиоцен-нижнеплейстоценовый комплекс выделяется своей продуктивностью. Пространственное соотношение разновозрастных толщ, степень их

сохранности, морфология долин, строение и мощность рыхлых отложений существенно меняются по простиранию россыпи (Мочалов, 2001).

Россыпное месторождение приурочено к долине IV-V порядка рек Кондер и Уоргалан и имеет суммарную протяженность (включая его части в притоках I-III порядков верховья р. Кондер) около 60 км, при средней ширине 360 м. Платиноносные пески россыпи (ср. мощность 2.4 м, ср. содержание МПГ около 25 г/м<sup>3</sup>) приурочены, в основном, к приплотиковой части аллювия долин, террас и террасоувалов. В нижней части россыпи, за пределами массива, наблюдается постепенное погружение более древних комплексов и образование системы погребенных врезов, из которых наиболее глубокий плиоцен-нижнеплейстоценовый врез характеризуется наибольшей мощностью пласта (до 20 м) и максимальными концентрациями шлиховой платины.

По составу шлиховой платины месторождение относится к иридисто-платиновому типу. В составе песков присутствует самородное золото (первые десятки мг/м<sup>3</sup>), одним из источников которого были гидротермально-карбонатные образования, развитые среди ультрамафитов, титаномагнетит и хромшпинелиды (2.5-8%), а также торит, который является вредной примесью. 93-99 мас.% шлиховой платины составляет изоферроплатина, присутствующая в виде агрегатов и их осколков. Незначительную долю (первые десятки мас.%) составляют индивиды и двойники кристаллов изоферроплатины, очень редко - сперилита, лаурита и иридосмина. МПГ среднего, крупного и самородкового классов крупности обычно представляют сростки изоферроплатины с хромшпинелидами. Отличительным свойством шлиховой платины является возрастание ее намагниченности вниз по течению. По данным А.Г.Мочалова (2001), эта намагниченность в значительной мере теряется при нагревании шлиховой платины до точки Кюри, что свидетельствует о том, что она приобретена в ходе россыпеобразования.

Присутствие золота позволяет рассматривать россыпь Кондер-Уоргалан как комплексное платинометалльное месторождение с попутной золотоносностью.

К рассматриваемому иридисто-платиновому типу россыпей МПГ на Алданском щите относятся также крупная по масштабам россыпь р. Инагли, средняя - рек Моховая-Чад - и несколько россыпных проявлений (например, р. Дарья и р. Сыбах). Их сравнительный анализ показывает, что состав шлиховой платины в россыпях не зависит от уровня эрозионного среза материнского массива, однако в ряду уникальное ---> крупное ---> среднее ---> мелкое месторождение ---> россыпное проявление в составе шлиховой платины происходит снижение доли среднеиридистой изоферроплатины, уменьшение включений в ней хромшпинелидов, и, напротив, увеличение включений твердых растворов осмия и иридия, а также халькогенидов ЭПГ (Геология..., 1994).

### ***Енисейско-Хатангская россыпная провинция***

Енисейско-Хатангская (по А.В.Округину) россыпная провинция с развитием преимущественно платинометалльной минерализации занимает обособленное место в пределах Восточно-Сибирской мегапровинции. Она

расположена по северо-северо-восточной периферии трапповой области Тунгусской синеклизы, в связи с чем позиция и стиль россыпной минерализации провинции определяется развитием пермо-триасового щелочно-ультраосновного и траппового магматизма. В пределах провинции выделяются две обособленные площади с существенно различным типом россыпей МПГ: собственно платиновых россыпей в связи с рудоносными пикритобазальтами Норильского района (руч. Угольный, Медвежий в контуре месторождения Норильск-1, рек Рыбная и Кенча-Ирбю в районе месторождения Талнах и др.) и комплексных россыпей IrOs-Au Гулинского россыпного района на северном фланге субмеридиональной Маймеча-Котуйской зоны щелочно-ультраосновных пород.

Естественные платинометалльные (палладиево-платиновые) россыпи Норильского района невелики по масштабам (п-10-100 кг), зато за счет переработки руд в хвостах Норильского и Талнахского ГОКов на площади более 6 км<sup>2</sup> сформировались богатые техногенные россыпи ("норильский тип") с содержанием суммы Pt и Pd от 1 до 3 г/т (при доминировании Pd) (рис. 3.18), из которых только за 5 лет отработки на небольшом участке было получено 186 кг Pt., 218 кг Pd, 26 кг Au, 65 кг Ag (Самойлов, Шатков, 2000).

Другой тип техногенных россыпей ("талнахский") представляют собой накопившиеся при отработке сульфидных руд Талнахского месторождения пирротиновые и магнетитовые концентраты с высоким содержанием МПГ (до 10 г/т и до 26 г/т соответственно), которые могут извлекаться с помощью комбинированных методов обогащения (гравитационный, флотационный) и металлургического передела (Додин и др., 2001).

Особый тип россыпной минерализации представляют собой россыпи самородного осмия и иридоосмия, часто комплексные иридомин-золотоносные россыпи расположенные по правым притокам р. Маймеча - рр. Гулэ (комплексная Au-IrOs), Ингаринда (комплексная в верхнем течении, IrOs - в нижнем), Сабыда (преимущественно IrOs), Восточная, минеральный состав платиноидов в которых детально изучен К.Н.Маличем (Малич, Лопатин, 1997), А.М.Сазоновым и др. В ассоциации с перечисленными минералами в концентратах россыпей присутствуют хризолит, диопсид, хромшпинелиды, магнетит, ильменит.

Россыпи располагаются в контуре крупного многофазного щелочно-ультраосновного **Гулинского массива**, в составе которого выделяются два комплекса пород: собственно гулинский клинопироксенит-дунитовый и более поздний маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый, слагающий междуречье р. Гулэ и руч. Восточный (рис. 3.19). Северо-западная часть массива опущена под мезо-кайнозойские отложения Хатангского прогиба, и в современном рельефе выделяется только его юго-восточный сегмент площадью около 400 км<sup>2</sup>, имеющий форму подковы. Источниками платиноидов в россыпях послужили расслоенные рудные верлит-клинопироксениты, дуниты и оливиниты. Россыпепроявления МПГ сходного типа известны также в связи с массивами Бор-Юрях и Одихинча той же Маймеча-Котуйской зоны.

Выходящая на поверхность часть рудоносного массива глубоко эродирована, что позволяет предполагать, что МПГ могли поступать в более древние осадочные комплексы, ныне не сохранившиеся. Во всяком случае, присутствие в меловых терригенных породах типоморфных минералов



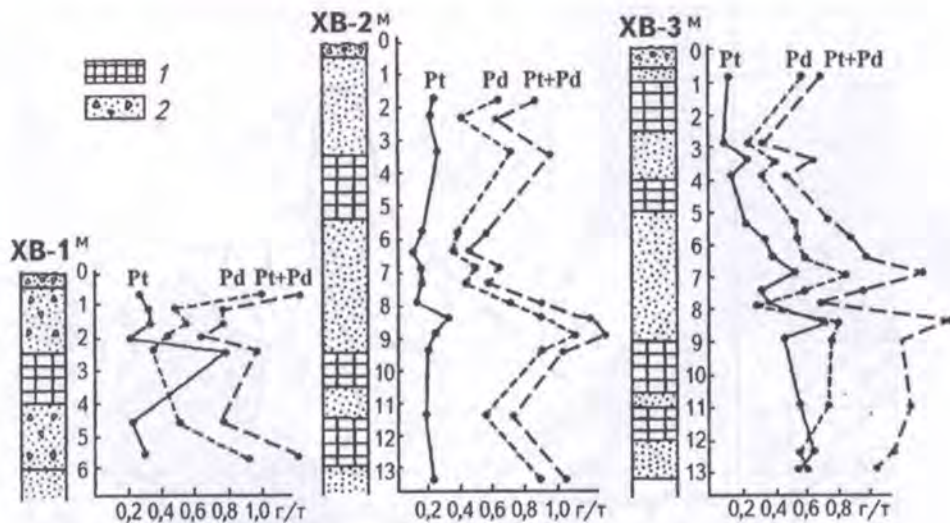


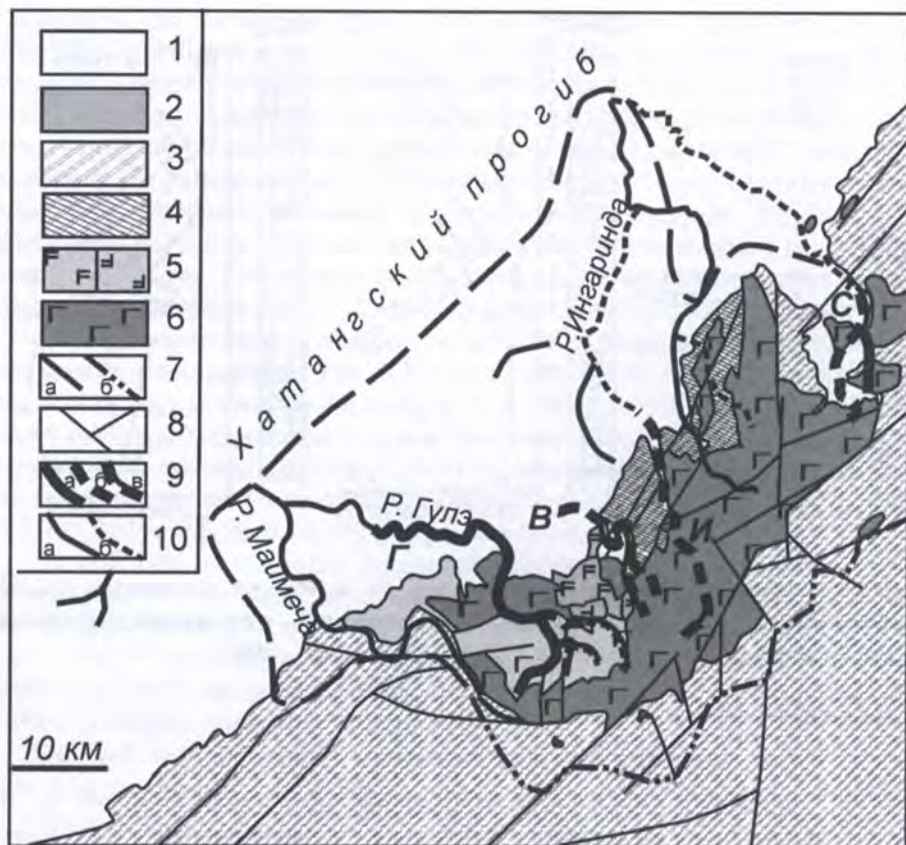
Рис. 3.18. Распределение содержаний Pt и Pd по разрезам скважин, пробуренных на Норильской техногенной платиновометалльной россыпи в отвальных хвостах ГОКа (Додин и др., 2001)

1 - кристаллический лед, 2 - намывной грунт.

массива - перовскита, ильменита, хромшпинелидов - указывает на то, что в мезозое массив был уже выведен на поверхность. Выявленные и разведанные долинские россыпи датируются верхним плейстоценом-голоценом, однако их строение указывает на достаточно сложную историю формирования, с многочисленными внутридолинными перестройками, особенно в пределах локальных структурных депрессий в верховьях долин, и образованием серии погребенных врезов, занимающих различную позицию по отношению к современным тальвегам (рис. 3.20). Более ранняя, кайнозойская история россыпей затуманена воздействием покровного оледенения, по-видимому, распространявшегося с запада из района плато Путорана, однако в области седловин рек Ингаринда-Гулэ и Ингаринда-Сабыда в рельефе сохранились фрагменты палеодолин, указывающие на возможность более серьезных междолинных перестроек речной сети.

Ресурсы осмия только в разведанной части россыпи р. Ингаринда оцениваются в 1-2 т, что в сопоставлении с суммарной мировой добычей этого металла (на уровне 1.5 т) позволяет рассматривать россыпи Гулинского района (с учетом их комплексного состава) как потенциально весьма крупные объекты (Россыпные..., 1997).

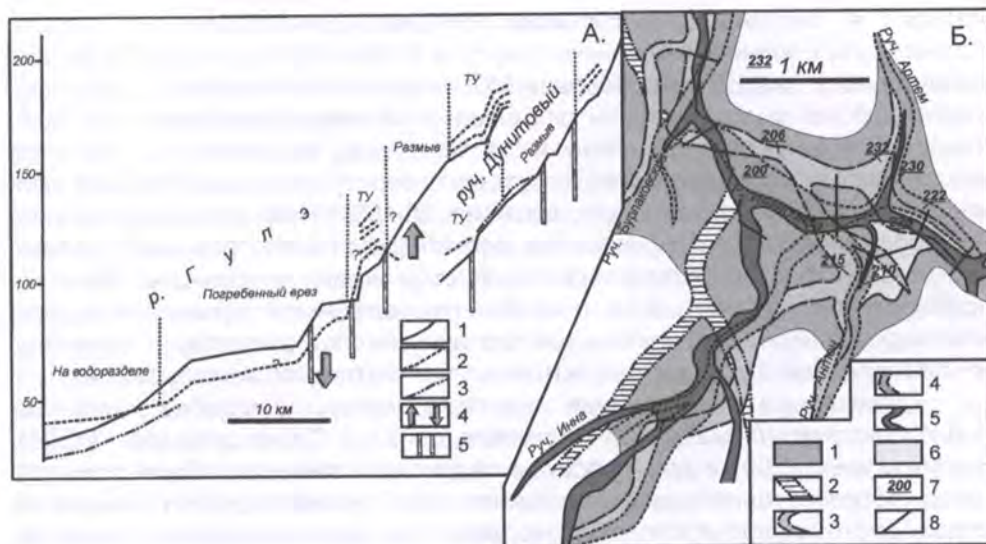
На южном фланге Маймеча-Котуйской зоны щелочно-ультраосновных массивов располагается известное Кугдинское россыпное месторождение ювелирного оливина (хризолита), небольшое по запасам, но содержащее качественное ювелирное сырье. Месторождение представляет собой



**Рис. 3.19. Схема размещения платиновометалльных и золотоносных россыпей Гулинского района (по данным А.М.Сазонова, К.Н.Малича, Г.Г.Лопатина и др.)**

1 - кайнозойские отложения Хатангского прогиба; 2 - триасовые отложения; 3 - маймечиты, трахибазальты, базальты, щелочные пикриты маймечинской, дельканской и коготокской свит; включая дайковый комплекс пикритовых порфиритов; 4 - комплекс щелочных пород провесов кровли интрузива; 5 - маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс: карбонаты, фоскориты, нефелиновые сиениты, ийолит-мелтейгиты, косъвиты; 6 - гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс; 7 - границы: а - Гулинского массива по геофизическим данным, б - Гулинской морфоструктуры в современном рельефе; 8 - разломы; 9 - россыпи: а - золота, б - платиноидов (иридосмина), в - комплексные золото-платиновометалльные; 10 - россыпные проявления: а - золота, б - платиноидов.

склоновую и ложковую россыпь, образованную за счет морозного выветривания клиногумит-серпофит-флогопит-оливиновых жил и прожилков, в виде штокверкоподобных зон, локализованных в крупнозернистых оливинитах центральной части одноименного массива. Продуктивный пласт имеет



**Рис. 3.20. Высотное и плановое соотношение разновозрастных врезов, выполненных аллювием верхнеплейстоценового возраста, с современными долинами: А - подошва разновозрастного аллювия в продольном разрезе россыпи Дуניתовая-Гулэ, Б - предполагаемая реконструкция позднеплейстоценовых (каргинских,?) врезов в верхнем течении р. Ингуринда**

А: 1-3 - подошва: 1 - современного аллювия, 2 - аллювия каргинского возраста, 3 - аллювия предположительно казанцевского возраста; 4 - участки относительного поднятия и опускания; 5 - зоны активных разломов.

Б: 1 - борта долины, сложенные коренными породами; 2-5 - разновозрастные врезы: 2 - наиболее древний, доверхнечетвертичный (?), 3 - раннекаргинский, 4 - позднекаргинский, 5 - современный; 6 - террасовал; 7 - отметки подошвы аллювия; 8 - поисковые буровые линии (показаны выборочно).

мощность до 1.5 м и представлен суглинками с дресвой и щебнем, в которых оливин содержится в основном в зернах миллиметровой размерности при выходе класса более 8 мм не более 15%.

### **Лено-Виллюйская россыпная провинция**

Эта россыпная провинция, подробно описанная А.В.Округиним (2001), пространственно совпадает с областью распространения мезозойских терригенных отложений Виллюйской синеклизы и Предверхоанского (Ленского) прогибов (см. **рис. 3.12**). Минерагенический профиль провинции определяют незначительные по масштабам россыпи и россыпные проявления золота и платины, представленные в основном концентрациями мелкого и тонкого

металла в аллювии рек высокого порядка, поступавшего из области сопредельных поднятий Алданского щита и Оленекского и из подстилающих терригенных пород. Таковы россыпи МПГ участков Крестяхский, Сунтарский, Кемпендяйский и др. в долине р. Вилюя, россыпные проявления рек Тюнг, Линде, Тонго-Чыбыда, Кенкеме и др. Все они, как правило, являются комплексными, причем платина сопутствует золоту, составляя 1-5% от всей массы ценного металла, редко достигая 30-40%. Суммарное содержание благородных металлов в россыпных проявлениях редко превышает первые сотни мг/м<sup>3</sup>. Золото "вилюйского типа" отличается широкими вариациями пробыности - 680-960, а в платинометалльном парагенезисе, при доминировании родисто-железистой платины, которой сопутствуют минералы Ru-Ir-Os состава, характерно практически полное отсутствие сульфидов.

Отмеченные концентрации золота и платины, подробно изученные Э.Д.Избековым (1972), В.А.Филипповым и З.С.Никифоровой (1998), В.А.Округиным (2001 и др.), представляют собой типичные россыпи дальнего сноса, образовавшиеся за счет многократного переноса рудных минералов через систему промежуточных коллекторов юрско-мелового возраста. А.В.Округин предполагает также, что участки концентрации золота и платины контролируются выступами складчатого основания прогиба, в пределах которых подстилающий палеозойский чехол резко сокращает свою мощность или даже совсем выклинивается (например, россыпи рек Чыбыда, Тонго, Намана - в пределах Верхнесинского поднятия, а россыпи рек Линде, Тюнг - над Мунским поднятием).

Характер коренных источников россыпей в пределах провинции остается дискуссионным, но привнос основной порции золота и МПГ, по-видимому, можно связывать с юрским этапом тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области. Не исключено также, что коренные источники МПГ ассоциировали с "местными" магматитами - погребенными дайками и силами базитового и щелочно-базитового состава, локализованными в среднепалеозойских палеорифтогенных структурах восточной окраины платформы. Об этом, в частности говорит, своеобразный родисто-железисто-платиновый тип россыпной минерализации, не характерный для "типичного" платформенного магматизма Алданского щита. Поступление золота и МПГ в четвертичные россыпи осуществлялось через разновозрастные промежуточные коллекторы.

Как золото, так и платина представлены в россыпях мелкими и тонкими чешуйчатыми зернами, причем золото, как более ковкий металл, часто образует тороидальные и "монетовидные" формы, возникающие при золотой обработке зерен. Характерно также присутствие золотин псевдорудного облика с "вдавленными" зернами кварца как результат литостатического давления в древних осадочных толщах. По мнению представителей Якутской геологической школы (В.И.Филиппов, З.С.Никифорова), детально изучавших Лено-Вилюйскую россыпную субпровинцию, на формирование четвертичных россыпей оказали большое влияние также золотые процессы, протекавшие в условиях холодных тундростепей перигляциальной зоны.

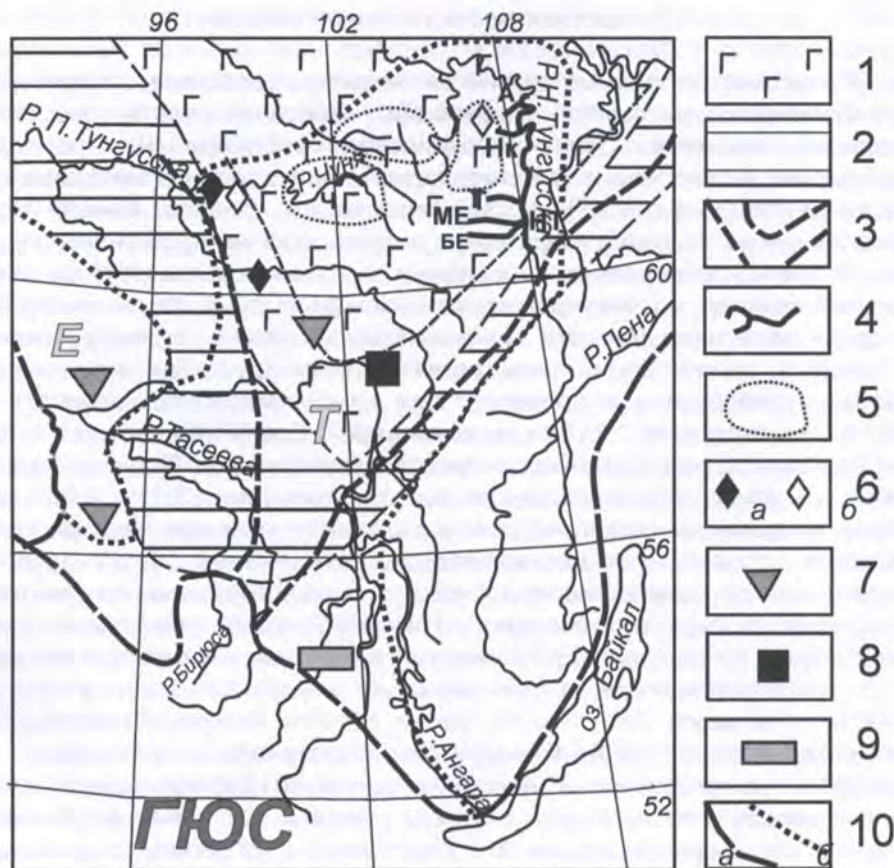
## Тунгусская россыпная провинция

Тунгусская россыпная провинция является западным продолжением Лено-Вилуйской россыпной провинции. Основная часть территории провинции сложена раннепалеозойскими терригенными породами, перекрытыми в северной и северо-западной частях территории трапповыми покровами южного фланга Тунгусской синеклизы; в пределах Канско-Тасевской впадины и Иркутского амфитеатра развиты юрские терригенные породы.

Россыпная минерагения провинции имеет комплексный характер за счет россыпей алмазов, ильменитовых россыпей и россыпных проявлений редких и черных металлов. Вся эта минерализация связана с платформенным магматизмом палеозойского этапа развития платформы. Так, алмазоносные площади группируются в пределах двух кимберлитоконтролирующих зон глубинных разломов: субмеридиональной Ковино-Кординской зоны, пересекающей среднее течение рек Ангара и Подкаменная Тунгуска, и Ангаро-Вилуйской зоны северо-восточного простирания (рис. 3.21), в пределах которых выделяется несколько районов развития алмазоносных россыпей, связанных с проявлением позднепалеозойского-раннемезозойского щелочно-ультраосновного (кимберлитоподобного) и трахибазальтового-толеитового магматизма. В верхнем течении р. Нижняя Тунгуска расположен самый значительный по площади Ербогаченский алмазоносный район, в пределах которого непромышленные россыпи и многочисленные россыпные проявления алмазов известны по рекам Нижняя Кочема, Тетя, Б.Ерема (Закономерности..., 1960). С.М.Цейтлин высказывает соображения, что формирование современных долинных россыпей Ербогаченского района происходило за счет перемива аллювия древней, вероятнее всего юрской долинной сети, ориентированной в направлении, обратном современным долинам, на что указывают тренды крупности алмазов и распределение их минералов-спутников. В пределах Ковино-Кординской зоны выделяются также Чуно-Бирюсинский (россыпь Чунская стрелка и др.), Муру-Ковинский и Тычано-Байкитский ареалы развития россыпной алмазоносности. Все известные здесь россыпные проявления практически имеют малую протяженность в долинах, пересекающих зону (рр. Тангуй, Андоcha, Чукша), и несколько большую протяженность при продольной ориентировке (рр. Кова, Тычаны) (Подвысоцкий, 2000).

С щелочно-ультраосновным магматизмом связаны непромышленные элювиально-склоновые редкометалльные-(редкоземельные) россыпи в контуре Чуктуконского месторождения карбонатитов, рудные минералы которых представлены Ва-, Sr-, Се-пироксолом, вторичным монацитом, черчитом, бастнезитом (Архангельская и др., 2006), а с долеритами трапповой формации - остаточные элювиальные титановые (ильменитовые) россыпи (Мадашанское месторождение), залегающие на высокоглиноземистой (латеритной) коре выветривания юрского возраста. В обоих случаях россыпная минерализация тесно ассоциирует с корами выветривания и имеет древний (не моложе миоцена) возраст.

Толеитовые плато-базальты и связанные с ними подводящие магматические тела послужили источником другого типа россыпей -



**Рис. 3.21. Размещение россыпей в Тунгусской россыпной провинции Восточно-Сибирской россыпной мегапровинции (с использованием данных С.М.Цейтлина, В.В.Подвысоцкого и др.)**

1-2 - отложения южного фланга Тунгусской синеклизы: 1 - вулканогенно-осадочные образования (средняя пермь-триас), 2 - терригенные конгломерато-песчаные, в том числе угленосные образования (карбон-нижняя пермь); 3 - Ковино-Кординская и Ангаро-Вилюйская зоны, контролирующие размещение алмазоносных первоисточников; 4 - россыпные проявления алмазов в долинах рек (Ч - Чунская Стрелка, НТ - Нижняя Тунгусска, А - Апко, НК - Нижн. Кочема, СК - Ср. Кочема, Т - Тетяя, МЕ - Мал. Ерема, БМ - Бол. Ерема); 5 - участки вероятного питания алмазоносных россыпей; 6 - ископаемые россыпные проявления алмазов верхнепалеозойского (а) и триас-юрского (б) возраста; 7- элювиально-склоновые редкометалльные россыпи в контуре Чуктуконского месторождения; 8 - элювиальные титановые (ильменитовые) россыпи Мадашанского месторождения; 9 - Тулунское россыпное месторождение ильменита (нижняя юра); 10 - границы: а - россыпных мегапровинций (ВСП - Восточно-Сибирской, ГЮС - Гор Южной Сибири), б - россыпных провинций (Т - Тунгусской, Е - Енисейского Кряжа).

нижнеюрских ильменитовых россыпей *Тулунского россыпного района* в бассейне левого притока р. Ангары - р. Ия. Россыпи Тулунского района имеют континентальный генезис и относятся к числу перспективных титаноносных промышленных россыпей со средним содержанием ильменита в рудных песках 3.1-3.4% при содержании  $TiO_2$  около 50% и ничтожном (0.0.34%) содержании  $Cr_2O_3$ . По данным А.Ф.Китайника, В.А.Блинова и др. (Россыпные..., 1976), эти россыпи представлены двумя генетическими типами: относительно крупнозернистыми прибрежно-озерно-дельтовыми россыпями крупных озерных бассейнов, формировавшимися в непосредственной близости от трапповых массивов (мугунский тип), и мелко-тонкозернистыми россыпями низкоэнергетических обстановок малых озер (казаковский тип). Главным препятствием для промышленного освоения месторождения является несовершенство технологии - слабая степень извлечения тонкого ильменита (класс менее 0.04 мм) традиционным гравитационным способом, после решения которой месторождение может быть вовлечено в быстрое освоение (Быховский, Зубков, 1996).

В целом, по сравнению с другими россыпными провинциями Восточно-Сибирской платформы, рассматриваемая провинция обладает невысоким россыпным потенциалом, реальные перспективы увеличения которого могут быть связаны с выявлением новых алмазоносных площадей и введением в эксплуатацию Тулунского месторождения.

### ***Енисейская россыпная провинция***

Складчатая система байкалид Енисейского кряжа, пространственно тесно сопряженная с Восточно-Сибирской платформой и образующая вместе с ней область относительно длительного умеренного воздымания с развитием денудационного рельефа, рассматривается нами в качестве самостоятельной россыпной провинции в рамках Восточно-Сибирской мегапровинции. Россыпная металлоносность провинции, в состав которой входят собственно Енисейский кряж и примыкающее с юга Чадобецкое поднятие, имеет отчетливый золотой профиль при подчиненном значении редкометалльной минерализации и обусловлена пространственным совмещением нескольких разновозрастных и разнотипных россыпеобразующих формаций. В строении территории принимает участие рифейский структурно-формационный комплекс, представленный карбонатно-терригенными образованиями, метавулканидами и эффузивами основного состава, высокоуглеродистыми сланцевыми толщами, которые прорваны ранними амфиболитами, пироксенитами и габбро-диабазами (1150-950 млн. лет), а также синорогенными мигматит-гранитами и позднеорогенными гранитами. С последними связано становление золоторудной минерализации, возраст которой оценивается в интервале 850-600 млн. лет.

Золоторудная минерализация провинции, в том числе крупнейшие месторождения Советское и Олимпиада, относится к золото-кварцевой и золото-мышьяковисто-сульфидной рудным формациям, соответственно, и локализована в подвергшихся регрессивному метаморфизму сланцах хлорит-

серицит-кварцевого состава, содержания золота в которых в среднем составляют 17-20, до 40 мг/т (Константинов, 2006). С золоторудными проявлениями и месторождениями связаны многочисленные россыпные месторождения и проявления, общее число которых приближается к 80. Большинство россыпей этого, одного из старейших в Сибири района золотодобычи, представляли собой объекты мелкого и среднего масштаба и в настоящее время в значительной степени отработаны; за их счет сформировались обширные техногенные россыпи, в свою очередь являющиеся объектами повторной переработки.

По данным Е.Я.Синюгиной, большинство россыпей было представлено долинными, реже террасовыми объектами, сравнительно бедными по всей своей длине, но со довольно короткими (3-5 км) очень богатыми участками с крупным золотом, занимавшими около 30% общей протяженности россыпей (Геология..., 1965). Золотоносный аллювий характерен также для неогеновых палеодолин, фрагменты которых сохранились, например, на водоразделе руч. Бол. Мурожная и Удерей; установлена также золотоносность палеоценовых и верхнемеловых образований. Последние сопряжены с двумя ярусами поверхностей выравнивания, в пределах которых обнаружены переотложенные бокситы и аллювиальные отложения, в том числе залегающие в карстовых понижениях и воронках. На примере россыпей золота рассматриваемой провинции хорошо видно, что большинство из них образовано не столько за счет коренных источников, расположенных на водоразделах, сколько за счет рудоносных зон, вскрываемых непосредственно в бортах и днище долин; именно они дают начало наиболее богатым россыпям с крупным, плохо окатанным золотом. Таковы россыпи рек Удерей, Талая, Бол. Мурожная, Боровая, руч. Благодатный, Аннинский и др. Противоположным примером может служить Васильевское золоторудное месторождение, расположенное на междуречье и не сопровождаемое сколько-либо значительными россыпями.

Россыпи золота группируются в пределах двух россыпных районов - **Северо-Енисейском**, собственно золотоносном (россыпи бассейна р. Енашимо, россыпи Олимпиаденской группы и др., общим числом более 50), и **Центрально-Енисейском**, в долинах которого, наряду с богатыми промышленными золотоносными россыпями (Мамон, Удерей, Мурожная, Боровая и др., общим числом 27), установлены также монацитовые россыпи и россыпные проявления.

Монацитовые россыпи **Центрально-Енисейского района**, т.н. Таракские россыпи, расположены по правобережью нижнего течения р. Кан и правобережью р. Енисей. Их источниками послужили позднеархейские гранито-гнейсы Таракской интрузии, инъекционные гнейсы, мигматиты и пегматиты Посольской интрузии, микроклиновые граниты Нижне-Канского массива и ряд более мелких массивов. Всего в пределах района выявлено 49 мелких монацитовых россыпей, по которым в 1950-е годы был произведен подсчет запасов, и целая серия россыпных проявлений. Пространственно все они делятся на 7 групп: Казачинская группа (где сосредоточено более 40% общих запасов монацита в россыпях района), Богунаевское месторождение, Таракская группа, россыпи рек Курыш, Таранчет, Веснянка, Немкинская группа



(около 30% запасов). Среди россыпей известны долинные (которые в 1950-е годы были оценены как промышленные), террасовые и россыпи древней долинной сети. Среднее содержание монацита в этих россыпях составляет 600-700 г/м<sup>3</sup>, а в отдельных пробах до 2300-3000 г/м<sup>3</sup>. В северном направлении продуктивность россыпей убывает. Обычно монацит и ксенотим являются сопутствующими минералами в золотоносных россыпях, что позволяет рассматривать последние как комплексные редкоземельно-золотоносные россыпные месторождения, а весь Центрально-Енисейский россыпной район как комплексный редкометалльно-золотоносный.

Особый тип россыпной минерализации района представляют также остаточные элювиальные и элювиально-склоновые редкометалльные россыпи **Южно-Енисейского района**, в связи с карбонатитами, представленные непромышленными залежами, развитыми в контуре двух месторождений - зонально-построенного Кийского ийолит-сиенит-карбонатитового массива и линейных щелочных метасоматитов и карбонатитов Татарского месторождения. Наибольший интерес представляют склоново-ложковые россыпи Татарского месторождения, тесно ассоциирующие с линейно-площадными корами выветривания. Карбонатный состав вмещающих протерозойских пород определяет также возможность возникновения карстовых полостей, заполненных переотложенным рудным материалом. Россыпеобразующими минералами являются пироклор и колумбит, крупность зерен которых варьирует от долей мм до 4-5, иногда до 8-10 мм. Предполагается, что при отработке месторождения эти россыпи будут обрабатываться вместе с корой выветривания, мощность которой в пределах месторождения колеблется от 15 до 40-50 м (Фролов и др., 2003).

Таким образом, россыпная минерализация Восточно-Сибирской мегапровинции, в состав которой, как было указано выше, включены, помимо собственно Восточно-Сибирской платформы, примыкающие байкалиды Енисейского Кряжа и Таймыра, с входящим в состав последнего южным флангом Карского палеоконтинента, характеризуется отчетливым полиминеральным профилем, который определяют алмазы, МПГ, редкие металлы, золото, отчасти титан и ювелирно-поделочные сырье. Этот профиль отражает результат наложения и пространственного совмещения разновозрастных, разнотипных и разноглубинных россыпеобразующих коренных источников, сформированных на разных этапах развития территории, однако, в отличие от рассмотренных выше Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, важнейшая роль в формировании минерогенического профиля россыпной мегапровинции принадлежит протекавшим в несколько этапов процессам тектоно-магматической активизации платформы. Именно с ними связано формирование важнейших типов россыпеобразующих формаций - алмазоносных кимберлитов, редкометалльных карбонатитов, концентрически-зональных ультраосновных-щелочных массивов с платиновометалльной минерализацией, золотоносных щелочно-гранитных комплексов, в то время как с доплатформенным этапом развития территории связана лишь ограниченная часть россыпеобразующего оруденения (например, редкоземельного в связи с архейскими плагиогранитами и гранито-гнейсами Анабарского щита).

Широкий временной диапазон россыпеобразующего оруденения - от неопротерозоя до мезозоя - и одновременность его эрозионного вскрытия определили широкий возрастной диапазон промышленной россыпной минерализации, приуроченной к нескольким стратиграфическим уровням палеозоя, мезозоя и кайнозоя, развитие ископаемых россыпей, в том числе залегающих в базальном горизонте осадочного чехла. Именно с ними связаны важнейшие перспективы расширения россыпного потенциала мегапровинции.

Следует подчеркнуть, что территория Восточно-Сибирской россыпной мегапровинции, за исключением ее северо-восточного фланга, не подвергалась воздействию покровного четвертичного оледенения, что способствовало сохранности древних россыпей и исключило широкий площадной разнос россыпеобразующих минералов. С другой стороны, важнейшее влияние на формирование позднекайнозойских россыпей и на условия залегания и горно-геологические условия отработки всех без исключения россыпных месторождений оказало развитие в пределах мегапровинции мощной многолетней мерзлоты и установившиеся с начала плейстоцена обстановки перигляциального (криогенного) литогенеза со специфическими условиями высвобождения и транспортировки обломочного материала.

### 3.3. Россыпная минерация платформ Южного полушария

Древние платформы южного полушария - Африканская, Бразильская, Индийская и Австралийская, представляющие собой фрагменты суперконтинента Гондваны, относятся к числу богатейших по своему потенциалу полиминеральных россыпных мегапровинций мира. В их пределах сосредоточены крупнейшие, в том числе гигантские и уникальные россыпные месторождения золота, алмазов, редких металлов и олова, камнецветного сырья, а на сопряженных пассивных континентальных окраинах - богатейшие россыпные месторождения тяжелых минералов. В общей сложности древние платформы гондванского ряда поставляют около половины россыпного золота, в том числе из древних метаморфизованных россыпей, более 3/4 алмазов, львиную долю ильменитовых, рутиловых и цирконовых концентратов, значительную часть редкометалльных концентратов.

Длительное существование платформ в качестве единого суперконтинента определило значительное сходство строения и эволюции их поверхности, запечатленной и в россыпной минерации.

Общность россыпной минерации платформ Южного полушария проявляется в:

- сродстве развитых здесь типов и возрастных групп россыпеобразующих формаций, в значительной степени унаследованном с периода их существования в качестве единого суперконтинента;

- сродстве стиля тектоно-геоморфологического развития, в частности в сходной протяженности эпох высокого стояния и денудационного развития, определивших значительную площадь докембрийских щитов, на долю которых приходится почти половина общей площади современной субазальной поверхности платформ;

- общности главных событий континентального морфолитогенеза, наиболее яркими из которых до раскола суперконтинента были ранне- и позднепалеозойское покровные оледенения;

- значительной протяженности обрамляющих континенты пассивных континентальных окраин (пассивных шельфов) с присущими последним типами россыпей;

- преимущественно низкоширотном положении платформ (за исключением Антарктиды) после их разделения, определившим господство процессов тропического и субтропического гумидного и аридного-семиаридного морфолитогенеза, с характерными для них условиями высвобождения, миграции и концентрации полезных компонентов, типами осадочных коллекторов и генетическими типами осадков и россыпей.

Раскол Гондваны, начавшийся в ранней-средней юре и приведший уже в начале мела к полному обособлению Южно-Американской, Африканской, Индийской, Австралийской и Антрактической платформ, обусловил существование двух мегаэтапов развития их поверхности и, соответственно, формирования и эволюции россыпной минерагении - "Гондванского", завершившегося во второй половине юры, и "пост-Гондванского", начавшегося в поздней юре и охватившего вторую половину мезозоя и весь кайнозой. Начиная с конца юры развитие поверхности обособившихся кратонов пошло своим путем. Это выразилось в кардинальной перестройке магистральных долинных систем, перераспределении областей сноса и бассейнов седиментации, изменении процессов циркуляции атмосферы над континентами, а в случае коллизии плит возникновении вдоль их границы новых орографических барьеров (Андский и Гималайский пояса).

### **3.3.1. Общие черты россыпной минерагении платформ Южного полушария**

#### ***Время становления и типы россыпеобразующих формаций.***

Формирование россыпеобразующей минерализации платформ Гондваны происходило во временном интервале, составляющем более 2.5 млрд. лет.

Древнейшая в этом ряду россыпеобразующая эндогенная минерализация связана с архейскими гранито-гнейсовыми куполами и железистыми формациями (итабиритами) "ранних" зеленокаменных поясов (например, в кратонах Конго и Капском в Африке, Бхандра в Индии, в блоках Йиргали и Пилбара в Австралии и др.). Именно она выступала в качестве источников питания раннепротерозойских металлоносных конгломератов, древнейшими из которых считаются золотоносные конгломераты Маунт-Роберт на севере Капского кратона в ЮАР, возраст которых оценивается в 3.4 млрд. лет (Константиновский, 2005). Близкий возраст (3-3.1 млрд. лет) имеют, согласно К.Н.Маличу, иридомины из месторождения Витватерсранд, что существенно древнее возраста самой надгруппы Витватерсранд (2.75-2.5 млрд. лет) (Pretorius, 1976). Архейские гранулитовые породы, в составе которых присутствуют ортогнейсы и чарнокиты, мигматиты, гранат-силлиманитовые парагнейсы, анортозиты и щелочные гранитоиды, являются

важнейшим первоисточником тяжелых минералов комплексных ПМР. С ними же связаны редкометалльные и камнецветные пегматиты Индии и Шри-Ланки.

Более широко проявлена россыпеобразующая минерализация первой половины протерозоя. Она представлена: а) золоторудными месторождениями золото-кварц-сульфидного и золото-железистого типа (итабириты) в породах "молодых" зеленокаменных поясов; б) редкометалльными и олово-редкометалльными пегматитами (на Гвианском щите, месторождения Пилбора и Гринбушес в Австралии); в) редкометалльными карбонатитами (например, массив Маунт-Уэльд в кратоне Йилгарли); г) концентрациями хромита и МПГ в древнейших (2.4-2.5 млрд. лет) породах расслоенных базит-ультрабазитовых серий (Бушвелд, Великая Дайка).

С этапом позднепротерозойской активизации древних кратонов и с присоединением к ним позднепротерозойских (грэнвильских, готских) складчатых поясов связано формирование россыпеобразующей минерализации самого широко профиля. Этот этап отмечен: а) мощной "панафриканской" гранитизацией и широким формированием редкометалльных пегматитов, таких как пегматиты Центрально-Африканского и Марроко-Малийского поясов в Африке (например, пегматиты Манон-Китатоло), олово-редкометалльные пегматиты районов Борборема и Назарену в Бразилии, пегматитовые поля Бихар, Орисса, Раджастан в Индии и др.; б) внедрением редкометалльных карбонатитов, к которым относятся массивы Палабора, Луэш и Кибуй в Южной и Центральной Африке, массив Коратти в шт. Тамил Наду (Индия) и др.; в) становлением богатейшей золоторудной (золото-урановой) минерализации в углеродистых терригенно-карбонатных толщах верхнего протерозоя (месторождения Кунгарра, Рейнджер, Олимпик Дам в Австралии).

Наконец, важнейшей чертой позднего протерозоя (рифея) как эпохи россыпеобразующего оруденения на древних платформах является первая крупная вспышка мощного кимберлитового магматизма практически на всей территории Гондваны. Это большинство алмазонасных кимберлитов Западной и Южной Африки, в числе которых все крупнейшие алмазонасные трубки района Кимберли, Претория и др., кимберлиты поля Панна в Индии, "филлиты" районов Диамантина в Бразилии и Гуарьямо на Гвианском щите, лампроиты и кимберлиты восточного Кимберли в Австралии.

Можно сказать, что к началу палеозоя минерагенический профиль россыпеобразующей минерализации на платформах Гондваны в общих чертах оформился. Кроме того, в течение предшествующих этапов был достигнут уровень среза, обеспечивший формирование россыпей, о чем свидетельствует широкое развитие в пределах платформ не только золотоносных и алмазонасных конгломератов протерозойского и палеозойского возраста (Констанстиновский, 2005), но и сохранность метаморфизованных ископаемых раннепалеозойских россыпей тяжелых минералов на севере Африки (Туарегский щит) и на Мадагаскаре (Зинчук, 2007).

Позднейшая тектоно-магматическая активизации платформ также внесла свой вклад в формирование коренных источников россыпей, причем эти процессы имели наложенный характер, пространственно совмещаясь с

ареалами развития более древнего россыпеобразующего оруденения, как это имеет место для палеозойских редкометалльных гранитов и пегматитов ("молодые граниты" Нигерии, граниты "таурирт" Алжира), киммерийских (юрских) и раннеальпийских (меловых) карбонатитов, щелочных пород и алмазоносных кимберлитов. Наиболее важным типом эндогенной россыпеобразующей минерализации, датируемой второй половиной мезозоя, является редкометалльное (пироклоровое, цирконовое, бадделеитовое) оруденение в связи с массивами карбонатитов (Араша, Тапила, Якупиранга) и щелочных пород (Посус-ди-Калдас) на востоке Бразилии, датируемое верхним мелом 130-80 млн. лет, однако в целом вклад молодого оруденения этапов позднейшей тектоно-магматической активизации в россыпной потенциал платформ Гондваны невелик.

Распад Гондваны явился критической точкой в **перестройке долинных систем континентов**. Как подчеркивается в работе (Potter, Hamblin, 2006), посвященной эволюции крупнейших речных систем мира, начальная стадия разделения Бразильской и Африканской платформ, отмеченная ростом сводов в области горячих точек и общим линейным поднятием поверхности вдоль оси зарождающегося рифта, отражена в радиально-концентрическом строении долинной сети "единого" континента, которое до сих пор прослеживается в очертании магистральных современных долин обоих континентов (Конго, Нигер, Сенегал, Парана, Сан-Франциско, Рио-Бранку-Риу-Негро, Уругвай), огибающих своды горячих точек. Напомним также известный вывод палеорекоkonструкций, согласно которому многие реки по разную сторону океана не только контролировались общими линеаменами, но, по-видимому, составляли фрагменты единых речных систем (pp. Гурупи и Бандалама как притоки Палео-Нигера). Реки бассейна среднего и верхнего течения р. Конго также унаследованы с "гондванского" периода и имеют, по крайней мере, палеозойский возраст, в то время как нижнее течение р. Конго (ниже устья р. Касаи) не древнее позднего мезозоя. О времени возникновения "западного" направления африканских рек свидетельствуют, в частности, палеогеографические реконструкции в долине р. Оранжевой (De Wit, 1999). Крупные алмазоносные палео-реки Южной Африки - Калахари и Кару, ориентированные в западном направлении, датируются мелом. Предполагается, что первая из этих палео-рек дренировала территорию Ботсваны, юг и центр Анголы и восток Намибии и впадала в Атлантику в районе устья современной р. Оранжевой (Burke, 1996), которую она заметно превышала по своей водности.

Аналогичный вывод следует и из резкой асимметрии речной сети Индийской платформы. Главный водораздел полуострова проходит вблизи западного берега полуострова, по Западным Гатам, в то время как основная часть полуострова принадлежит бассейнам рек восточного направления - Годавари, Кришна и Пеннер и др., которые представляют собой фрагменты дренажной сети "гондванского" периода, открывавшейся в океан Тетис.

Заметный след в формировании поверхности платформ южного полушария оставили **древние оледенения**, которые определили также многие важнейшие черты формирования, распространения и строения россыпей. Напомним, что именно в пределах Гондваны располагались ареалы обоих

палеозойских оледенений: раннепалеозойского (ордовикского, 500-480 млн. лет) с центром в Северной Африке, в районе плато Ахаггар, и позднепалеозойского, главный центр которого располагался в Южной Африке (см. рис. 1.9). При этом предполагается, что во время ордовикского оледенения льдом покрывалась вся территория Африки, большая часть Индостана, западная часть Австралийской и крайний восток Южно-Американской платформы (а также часть Лавразии и Ангарии) (Джон и др., 1982).

Позднепалеозойское оледенение (320-270 млн. лет, с максимумом похолодания около 300 млн. лет) было менее масштабным; не считая Антарктиды, оно охватывало только южную, отчасти центральную часть Африки, восточный фланг Южно-Американской и южную часть Австралийской платформ, около половины Индостана, но оставило столь яркие следы в рельефе и осадах, что получило название "Великого пермско-карбонового оледенения" (Джон и др., 1982). Главный центр распространения оледенения располагался на юге Африки, мигрируя в отдельные его циклы (Гринвалендский центр вблизи Кимберли, трансваальский - севернее Йоханнесбурга). Существовали и дополнительные центры: Талчирское оледенение в Индии, самостоятельный центр оледенения на юго-востоке Австралии и в Тасмании. Свидетельством масштабности оледенения являются тиллиты серии Двайка, распространенные на громадных пространствах Южной, отчасти Центральной Африки (в Капской провинции, в Намибии, в южной части Демократической Республике Конго, в Эфиопии и др.) и Мадагаскара, тиллиты группы Итараре в бассейне р. Параны в Бразилии (содержащие эратические валуны африканского происхождения!), Лафонтенские тиллиты Фолклендских о-вов и аналогичные образования в юго-восточной части Австралии и на юге Индии, а также следы активной экзарационной деятельности ледников в виде штрихованных скал, бараньих лбов, троговых долин.

В общей сложности в течение ледникового цикла насчитывается несколько самостоятельных оледенений (эпизодов), запечатленных в разрезе горизонтами тиллитов и изменением от эпизода к эпизоду направления движения ледника. По периферии области, например, на западе Южно-Американской платформы вдоль теперешнего подножья Анд, фиксируются следы существования шельфовых ледников, оставивших слои ледниково-морских отложений с друпстоунами, которые фациально замещаются (или переслаиваются) истинными тиллитами. Пульсационный характер оледенения наиболее отчетливо проявился в его периферической области, например, на юге Бразилии, где на протяжении всего ледникового периода продолжительностью почти 50 млн. лет выделяются не менее 17 циклов (оледенение-межледниковье).

Пермско-карбоновое оледенение оказало важнейшее влияние на транспортировку россыпеобразующих минералов, особенно таких классических мигрантов, как алмаз, и сформировало мощные, от нескольких сотен метров до 1000 м (например, в Малом Кару), толщи ледниково-водноледникового генезиса, выступающие в качестве ведущего промежуточного коллектора россыпеобразующих минералов, прежде всего,

алмазов. Особенно велико россыпеобразующее значение алмазоносных тиллитов группы Итараре, развитых в шт. Минас-Жерайс и Парана в Бразилии, а также тиллитов Двейка в транспортировке алмазов и формировании россыпной алмазоносности территории Намибии, Анголы и Конго (Россыпи..., 2005). Ледниковые образования рассматриваются также в качестве одного из промежуточных коллекторов для богатых алмазоносных россыпей Индостана. Стоит также отметить, что в некоторых районах Бразилии, например, в "Алмазном треугольнике" на территории шт. Минас-Жерайс, на площади Коромандель-Патросиниу-Багагем известны и более древние, верхнепротерозойские тиллиты свиты Ибиа.

Менее ясной представляется роль древних ледников в формировании и сохранности россыпей других минеральных типов, например золотоносных. Однако, хорошая сохранность верхнепалеозойских палеодолин, выполненных толщей ледниковых-водноледниковых образований пермо-карбонного возраста, например, свиты Лукугу по южному обрамлению кратона Конго (Демократическая Республика Конго) (Boutakoff, 1948; Каэн, 1958), и четкое наследование этих палеодолин современными (например, р. Итури на юге золотоносного района Кило-Моту) говорят о возможном участии ледниковых образований в разносе и переотложении части золота на пути его миграции из коренных источников (Россыпи..., 2005).

**Древние поверхности выравнивания.** Важнейшую особенность рельефа континентов Гондваны составляет широкое распространение и сохранность разновозрастных поверхностей выравнивания, на примере которых были разработаны многие фундаментальные положения общей и тропической геоморфологии (Кинг, 1967; Оллиер, 1984).

Всего в рельефе рассматриваемых древних платформ сохранились четыре главных уровня планации, из которых только два более древних (допозднемеловой и позднемеловой-палеогеновый) являются истинными пенепленами, формирование которых, как показали исследования Н.А.Маккавеева (1982,1986), занимает промежуток времени не менее 20-30 млн. лет. При этом средняя высота пенеплена в зависимости от размеров континента составляет 200-250 м (Малкин, 1991).

Древнейшей сохранившейся в рельефе платформ денудационной поверхностью является "глобальный" пенеплен, формирование которого предшествовало расколу и обособлению континентов. Этот "пенеплен Годвана" ("гондванская поверхность предельной планации", по Л.Кингу (1967)) явился главной маркирующей денудационной поверхностью суперконтинента, которой завершился собственно "гондванский" период развития платформ Южного полушария. В современном рельефе он сохранился фрагментарно, образуя верхний ярус рельефа в пределах плоскогорий на отметках более 1000 м. Синхронными ему осадочными формациями принято считать континентальные красноцветные формации Северной Африки - свиту Туарег и "нубийские песчаники".

Широким развитием на всех платформах пользуется позднемеловая-раннепалеогеновая цикловая поверхность выравнивания, фиксированная корами выветривания. Этот денудационный уровень, получивший в Африке название "африканской поверхности выравнивания", наиболее полно

соответствует представлениям В.Дэвиса о пенеплене. Эта поверхность выравнивания, срезающая большинство коренных источников россыпей самого разного типа и возраста, чрезвычайно важна для экзогенного рудообразования в целом и для формирования россыпей в частности. Будучи сильно деформированы позднейшими блоковыми движениями, фрагменты африканского пенеплена располагаются на разной высоте, создавая ложное представление о множественности локальных поверхностей выравнивания (Partridge, Maud, 1987).

Более молодые поверхности - постафрика-1 и постафрика-2 (или Конго) - датируются соответственно миоценом и концом плиоцена, вплоть до настоящего времени. Обе они формировались в условиях достаточно стабильного состояния или слабого воздымания платформ на фоне доминирующих процессов растяжения. На Африканском и Австралийском континентах их образование шло в условиях нарастающей аридизации климата.

**Общие особенности мезо-кайнозойского морфолитогенеза** на платформах Гондваны определяются тем, что основная часть их территории располагается в низких широтах с присущим им тропическим, отчасти субтропическим типами морфолитогенеза, причем значительные площади находятся в области влажного или сезонно-влажного тропического климата, то есть в ландшафтных обстановках, обеспечивающих глубокое химическое выветривание с образованием кор латеритного ряда.

При этом, хотя со времени раскрытия Южной Атлантики и фрагментации Гондваны соотношение гумидных и аридных зон в пространстве несколько менялось (Чумаков, 2004), основные части обособившихся континентов значительный период времени пребывали в условиях глубокого, преимущественно латеритного химического выветривания, обеспечивающего благоприятные условия для массового высвобождения и миграции россыпеобразующих компонентов (см. **раздел 1.5**). Выше было отмечено, что в пределах платформ гондванского ряда развит наиболее полный спектр обстановок формирования россыпей в условиях латеритного выветривания, создающего, наряду с "обычными" типами россыпей, специфические морфогенетические (остаточные элювиальные) и минеральные (например, россыпи калдасита) типы россыпей, которые следует рассматривать исключительно как продукт тропических пенепленов.

В числе таких специфических процессов россыпеобразования на рассматриваемых платформах, как отмечалось в **разделе 1.5**, прежде всего надо назвать процесс образования остаточных элювиальных россыпей (например, золота), в котором действуют несколько механизмов: весовое обогащение, миграционное перераспределение золота из горизонтов выщелачивания в горизонты осаждения при сезонных колебаниях уровня грунтовых вод и остаточное гравитационное накопление в коре выветривания устойчивых минералов, в том числе золота, за счет выноса растворенных форм и тонких частиц при плоскостном смыве.

Процесс остаточного обогащения тропических кор выветривания россыпеобразующими минералами в наиболее чистом виде можно наблюдать на примере высокоустойчивого минерала - алмаза; по данным Б.И.Прокопчука



(1979), он обеспечивает, более чем 4-7-кратное остаточное обогащение в элювиальных россыпях алмазов в условиях поднятых и 2-3-кратное - в условиях низких пенепленов тропической зоны.

Важнейшими чертами тропического морфолитогенеза (Уфимцев, 2007), влияющими на особенности транспорта и концентрации россыпеобразующего материала и соответственно позицию и морфологию россыпей в области пенепленов, плоскогорий и нагорий древних платформ являются также: а) мощная эрозионная деятельность на фоне крайне невыработанного продольного профиля рек, изобилующих водопадами; б) своеобразии рельефа междуречных пространств, обусловленное сочетанием островных гор куполовидной формы с практически вертикальными, иногда нависающими склонами-стенками (например, "тепуи" Гвианского нагорья), с наклонными пьедесталами, образующими нижний уровень планации рельефа; в) мощная тропическая солифлюкция на пологих склонах и практическая подавленность склоновых процессов на отвесных склонах останцовых гор; г) широкое проявление поверхностного и глубинного карста, развивающегося не только по карбонатным, но и по силикатным породам (Гвианское нагорье).

### 3.3.2. Россыпная минерагения Африканской платформы

Древняя Африканская платформа, образующая центральный фрагмент Гондваны и самая крупная из платформ Южного полушария, занимает практически всю площадь одноименного континента, за исключением узкой полосы складчатых сооружений Атласа на крайнем северо-западе и Капского пояса на юге, и имеет площадь более 19 млн. км<sup>2</sup> (рис. 3.22).

Это крупнейшая и одна из богатейших россыпных полиминеральных мегапровинций мира, минерагенический профиль которой определяют главным образом золото, алмазы, редкие металлы, тяжелые минералы комплексных прибрежно-морских россыпей (ильменит, циркон, рутил и др.). Это мегапровинция, где широко представлены, наряду с россыпями, отвечающими геоморфологическому этапу развития поверхности, древние ископаемые, в том числе метаморфизованные россыпи - золотоносные металлоносные и алмазоносные конгломераты.

Подобно другим платформам Южного полушария, Африканская платформа характеризуется обширными выходами на поверхность кристаллического фундамента, образованного архейскими эократонами (Каапвальский и Зимбабве на юге, Танзанийский и Конго в центральной части и Леоно-Либерийский на западе платформы) в обрамлении раннепротерозойских гранулит-гнейсовых поясов (Лимпопо, Рувензори и др.) (Хаин, 2001). Протоплатформенный чехол, начало формирования которого приходится на начало раннего протерозоя, представлен несколькими супергруппами, из которых отметим среднюю - супергруппу Витватерсранд - и верхнюю - Трансвааль в Капском кратоне. Именно с первой из них и с ее возрастными аналогами в складчатых поясах связаны древнейшие метаморфизованные россыпи (рудное поле Витватерсранд, месторождение Тарква). Центральные области на юге и в центре континента, а также

значительные площади на севере занимают обширные платформенные синеклизы, осадочный чехол которых образован позднепротерозойскими и в большей степени фанерозойскими осадками.

Важную роль в формировании россыпной минерагении континента сыграли этапы посткратонной фанерозойской тектоно-магматической активизации платформы, в том числе: а) этап поднепалеозойской-раннеюрской активизации, предшествовавшей расколу континента, важнейшим проявлением которой явился сопровождаемый оловянно-редкометалльной минерализацией щелочногранитный магматизм ("молодые граниты") зоны Плато Джос-Аир-Ахарггар; б) этап кайнозойской тектоно-магматической активизации, озаменованный, начиная с середины палеогена, подъемом внутренних районов континента, внедрением кольцевых щелочно-ультраосновных плутонов, а также заложением (около 45-37 млн. лет) и развитием Восточно-Африканской рифтовой системы с характерным для нее базальтоидным и щелочно-ультраосновным магматизмом.

Как и для платформ Гондваны в целом, россыпной минерагенический профиль платформы определяют золото, алмазы, редкие металлы, в меньшей степени олово и минералы платиновой группы, а по периферии континента также комплексные ПРМ тяжелых минералов. В соответствии с особенностями тектоно-геоморфологического строения в пределах платформы можно выделить, по крайней мере, четыре россыпных провинции, характеризующиеся сложным полиминеральным профилем, - Южно-Африканскую, Центрально-Африканскую, Западно-Африканскую и Восточно-Африканскую, внутри которых выделяются несколько россыпных субпровинций и целый ряд россыпных районов, иногда мономинеральных, преимущественно алмазоносных, таких как Лесная Гвинея ("Алмазный треугольник"), Кванза, Кванго, Беркли-Вест-Плиска, р. Оранжевой, побережье Намакваленда и Намибии, реже золотоносных (Западная Гвинея-Мали, Кило-Мото), но чаще полиминеральных (рис. 3.22).

Учитывая обширность материалов по россыпной металлоносности континента, в том числе нашедших отражение в ряде обобщающих монографий, мы приведем лишь краткий обзор основных типов россыпной минерализации - золотой, алмазоносной, олово-редкометалльной, платинометалльной, комплексной в прибрежно-морских россыпях тяжелых минералов, сделав упор на типах и группах россыпных месторождений, которые в наибольшей мере отражают основные закономерности формирования и размещения россыпей.

**Золотоносные россыпи**, широко распространенные практически во всех выделенных выше россыпных провинциях Африканского континента (рис. 3.22), относятся к числу месторождений, определяющих основной сырьевой потенциал россыпной мегапровинции в целом. В общих чертах все они могут быть разделены на две резко различающиеся возрастные и генетические группы: метаморфизованные россыпи ископаемых россыпных формаций - докембрийские золотоносные конгломераты и золотоносные россыпи, образование которых тесно связано с формированием и последующим преобразованием глобального позднемелового-раннепалеогенового пенеплена - Африканской поверхности выравнивания.

Первая группа месторождений (ископаемые золотоносные россыпи), согласно А.А.Константиновскому (2000), представлена месторождениями в раннепротерозойских протоплатформенных и протогеосинклинальных комплексах, представителями которых являются соответственно месторождения Витватерсранд в Южно-Африканской провинции и Тарква в Западно-Африканской - объекты, по своим масштабам и возрастному диапазону отвечающие рангу рудного района.

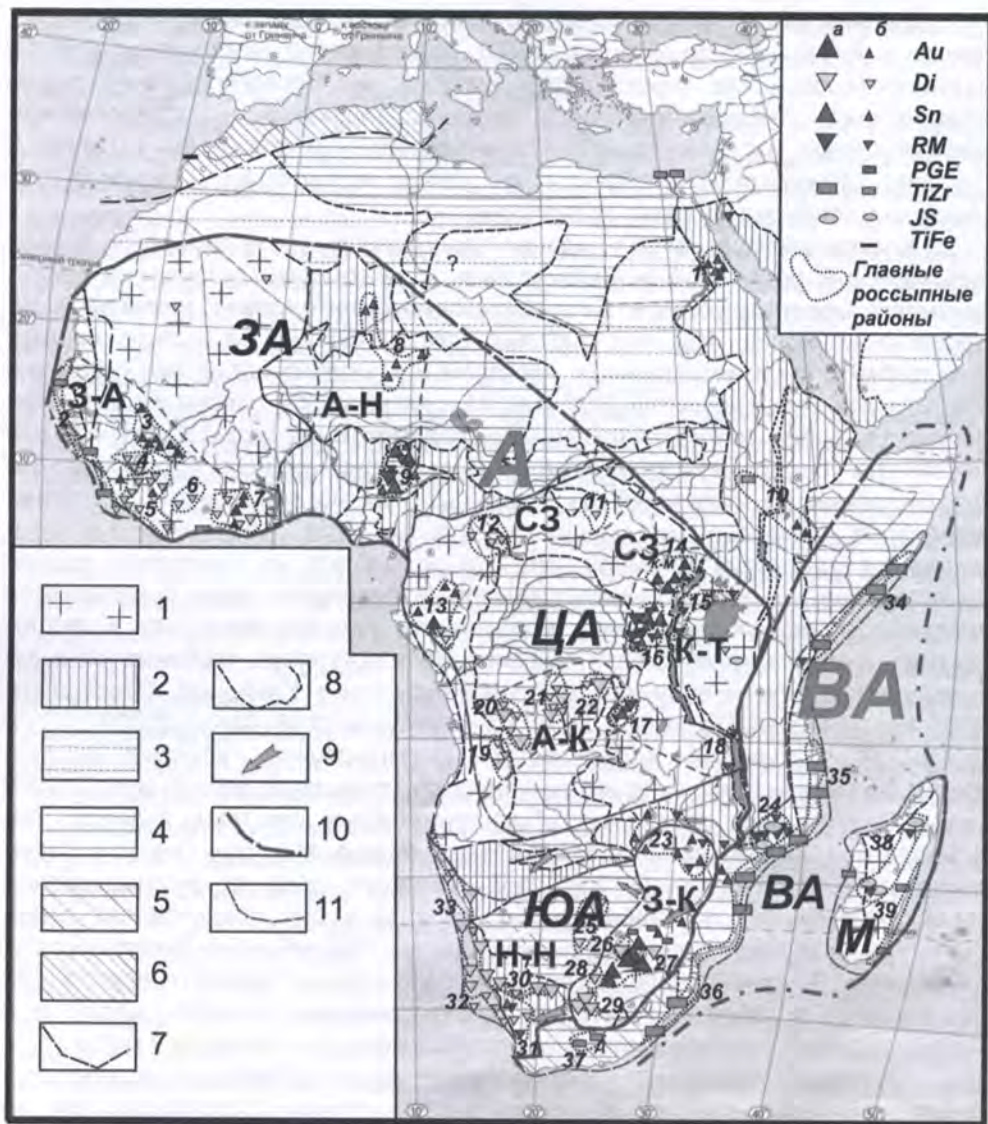
Классическим примером древних золотоносных конгломератов Южно-Африканской россыпной мегапровинции и платформ Гондваны в целом является **месторождение Витватерсранд**, интенсивно изучаемое на протяжении более 100 лет. Объект этот уникален не только своими масштабами, но и минеральным составом и комплексностью руд (наряду с золотом в рудах содержатся МПГ (Os, Ir) и алмазы). Он описан в громадном количестве работ и является постоянным предметом дискуссий о соотношении первичных осадочных и наложенных гидротермальных процессов его формирования. Нетипичный минеральный состав россыпи - отсутствие минералов оксидов и гидроксидов железа, высокое содержание пирита и уранинита - является причиной того, что до сих пор не существует единой точки зрения на генезис месторождения. В последние годы предлагаются гипотезы полигенного и даже эндогенного (гидротермального и гидротермально-метасоматического)<sup>1</sup> генезиса месторождения, особенно успешно развиваемые отечественными геологами-рудниками (Сафонов, Прокофьев, 2006; Кременецкий, Максимюк, 2006; Константинов, 2006; Шило, 2007).

Однако, главными особенностями Витватерсранда, которые, на наш взгляд, во многом объясняют его уникальность, позволяют решить вопросы его генезиса, проверить и "примерить" альтернативные гипотезы, являются его древность и длительность формирования (более 500 млн. лет), а также масштабы, по которым, как подчеркивают многие исследователи (М.М.Константинов, А.А.Константиновский и др.), оно представляет собой объект ранга крупного рудно-россыпного района. Рудный район Витватерсранд объединяет 6 ураново-золотоносных полей, которые разрабатываются 122 рудниками(!), и включает более половины мировых запасов золота, и в настоящее время является главным поставщиком этого металла в мире<sup>2</sup>.

Сознавая трудность характеристики этого объекта, описанного в громадном числе публикаций специалистов, детально изучавшим его на протяжении десятков лет, мы, тем не менее, считаем нужным рассмотреть его позицию в контексте общей эволюции россыпеобразования в древних кратонах.

<sup>1</sup> В разделе использован материал, собранный Ю.Г.Сафоновым и обработанный Б.А.Богатыревым, В.В.Жуковым, Л.В.Бершовым, А.И.Горшковым, О.А.Дойниковой и другими.

<sup>2</sup> По данным Информационно-аналитического центра Министерства природных ресурсов РФ по состоянию на 1.01.2002 г., общие запасы золота в мире составляют 93 800 т, запасы подтвержденные - 48 900 т. В ЮАР, это соответственно 31 500 (33.6%) и 16 000 (32.7%).



Рудный район Витватерсранд расположен в ЮАР в центральной части эократона Ваал в пределах Южно-Африканского кратона (рис. 3.22) и приурочен к крупному синклинорному прогибу (по другим исследователям, рифту) северо-восточного простирания протяженностью около 350 м при ширине более 50 км, который интерпретируется В.Е.Хаиным (2001) как выполненный молассой межгорный прогиб, осложненный по периферии серией гранито-гнейсовых куполов (рис. 3.23а). Золоторудный бассейн Витватерсранд располагается в области распространения раннепротерозойских слабо метаморфизованных терригенных толщ, составляющих одноименную супергруппу мощностью в несколько километров.

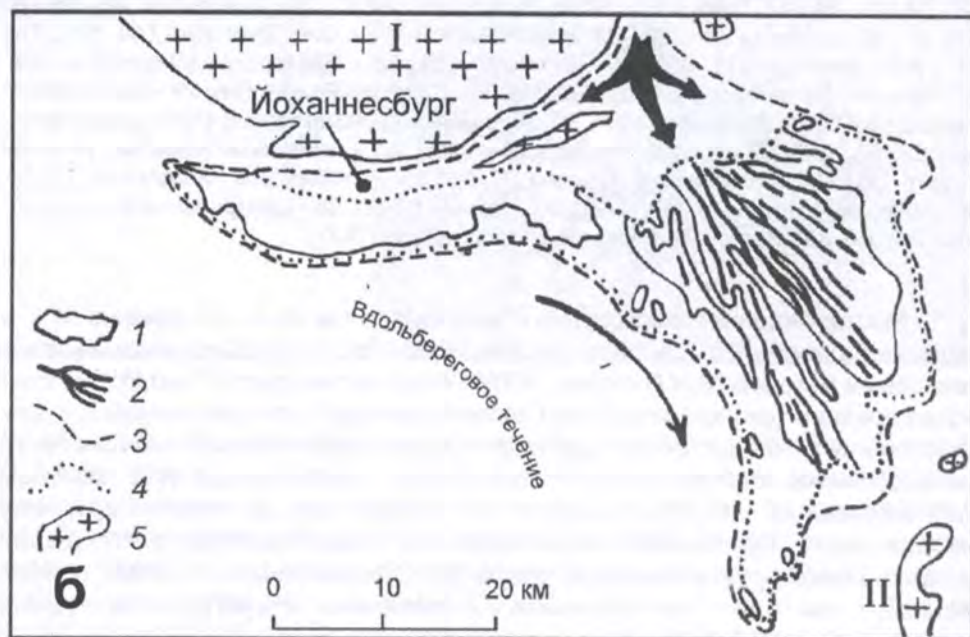
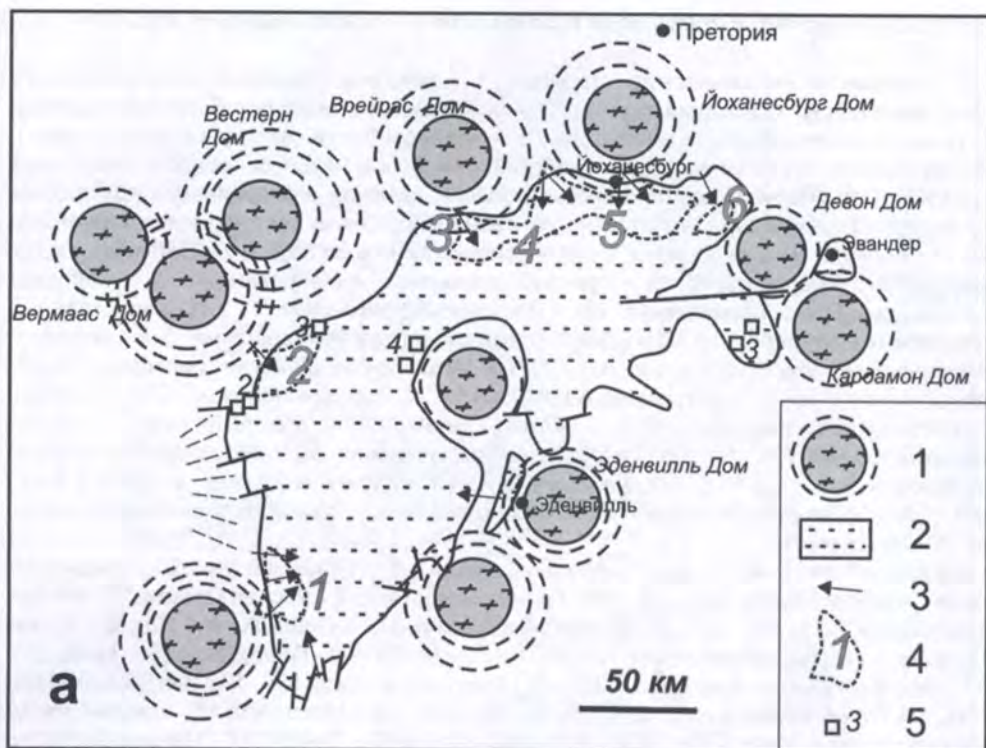
### Рис. 3.22. Африка. Россыпные провинции и мегапровинции Африки

1-6 - элементы тектонического строения: 1 - выступы архейского-протерозойского кристаллического основания (щиты), 2 - пояса неопротерозойской панафриканской тектоно-магматической активизации, 3 - палеозойский платформенный чехол, 4 - фанерозойский (в т.ч. мезо-кайнозойский) осадочный чехол, 5 - область герцинской складчатости: мавританиды и каапская область, включая эпигерцинскую платформу, 6 - области альпийской складчатости; 7-8 - границы основных тектонических элементов: 7 - 1-го порядка, 8 - 2-го порядка; 9 - направления движения ледников "Великого пермокарбонового оледенения"; 10 - границы россыпных мегапровинций: А - Западно-Центрально-Южно-Африканская, ВА - Восточно-Африканская; 11 - границы главных россыпных провинций: ЗА - Западно-Африканская (с субпровинциями: З-А - Западно-Африканская золото-алмазоносная, А-Н - Агахаро-Нигерийская редкометалло-оловоносная), ЦА - Центрально-Африканская (с субпровинциями: СЗ - Северо-Западная алмазоносная, К-Т - Конго-Танзанийская золотоносная и олово-редкометалльная, А-К - Анголо-Конголезская алмазоносная), ЮА - Южно-Африканская (с субпровинциями: Н-Н - Наталь-Намибийская преимущественно алмазоносная, З-К - Зимбабве-Каапваальская алмазо-золотоносная, ВА - Восточно-Африканская, М - Мадагаскарская).

Цифрами обозначены главные россыпные районы: 1 - Нубийский (Au), 2 - Прибрежно-Атлантический (Верга) (TiZr), 3 - Зап. Гвинея-Мали (Au), 4 - Лесная Гвинея ("Алмазный треугольник") (Di), 5 - Съерра-Леоне-Либерийский (Сева-Лофа-Жунку) (Di), 6 - Торти-Сегуэла, 7 - Гана (Тарква-Бирим) (Di, Au), 8 - Агахар (Sn), 9 - Плато Джос (Sn, Ta-Nb, Zr), 10 - Эфиопия (Адола и др.) (Au, PGE), 11 - Вост. Убари-Шари (Di), 12 - Зап. Убари-Шари (Di), 13 - Этеке-Токонго-Комона (Di, Au, Sn), 14 - Кило-Мото (Au), 15 - Уганда-Руанда (Сукулу, Ишаша, Кибве) (Nb, REE), 16 - Сев. Лугулу (Sn, Ta-Nb), 17 - Маноно-Китолото (Sn, Ta-Nb), 18 - оз. Танганьика (Мбея, Румпе) (Nb, REE), 19 - Кванза (Di), 20 - Кванго (Di), 21 - Касаи-Лунда (Di), 22 - М'Бужи-Майи (Di), 23 - Сев. Зимбабве (Au, RM, Sn), 24 - Алту-Лигонья (RM, JS), 25 - Ботсвана (Di), 26 - Вентерсдорп-Лихтенбург (Di), 27 - Бассейн Витватерсранд (Au, PGE, Di), 28 - Швейцер-Ренеке (Di), 29 - Беркли-Вест-Плиска (Di), 30 - р. Оранжевой (Di), 31 - Бушменленд-Намакваленд (Александр-Бей и др.) (Di, Sn, RM), 32 - шельф Намакваленда (Di), 33 - побережье Намибии, включая шельф (Di), 34 - побережье Сомали (TiZr), 35 - побережье Мозамбика (Ti-Zr), 36 - побережье Наталь (ЮАР) (Ti-Zr), 37 - Двайка (Ti-Zr), 38 - Центральный Мадагаскар (RM, Au, JS), 39 - Восточное побережье Мадагаскара (Ti-Zr).

Месторождение золоторудных конгломератов одно из древнейших в мире; оно датируется 2.8-2.5 млрд. лет (Pretorius, 1976). Определения уран-свинцовым методом (В.Н.Голубев, ИГЕМ РАН) дают возраст 2.5 млрд. лет. Еще более древним (около 3 млрд. лет) является возраст присутствующих в рудах кластогенных иридоксинов (данные К.Н.Малича). Возраст наложенного метаморфизма конгломератов и песчаников, определенный К-Аг методом (М.М.Аракелянц, ИГЕМ), - около 1.7 млрд. лет, а отвечающий ему минеральный парагенезис характерен для низкотемпературной фации метаморфизма при температуре около 300°C и давлении 2-3 кбар, причем метаморфизм не затушевывает первичные структурно-текстурные особенности исходных пород.

Среди других докембрийских конгломератов месторождение выделяется отсутствием оксидов железа, что указывает на то, что осадконакопление происходило в специфических условиях бескислородной (или малоокислородной) атмосферы (Константиновский, 2000).



**Рис. 3.23. Площадь распространения конгломератов Централ Ранд Групп, позиция примыкающих гранитных куполов и направление привноса обломочного материала основными рифа (а) и модель строения золотоносного конуса Восточного Ранда (Pretorius, 1976) (б)**

а: 1 - гранито-гнейсовые купола; 2 - площадь распространения конгломератов Централ Ранд Групп современных границах; 3 - направление привноса обломочного материала; 4 - контуры флювиальных конусов выноса, с которыми связаны золотоносные поля; 1 - Велком, 2 - Клерксдорп, 3 - Карлетонвилль, 4 - Западный Ранд, 5 - Восточный и Центральный Ранд, 6 - Эвандер; 5 - отдельные месторождения вне полей.

б: 1 - площади разработки Мэйн-Риф-Лидера; 2 - наиболее продуктивные отложения палеорусел, каналов и аккумулятивных баров; 3 - предполагаемая реконструированная граница распространения конгломератов Мэйн-Риф-Лидера; 4 - то же, в современной структуре; 5 - гранито-гнейсовые купола (I - Йоханнесбург, II - Девон).

Придерживаясь гипотезы первично-осадочного происхождения минерализации Витватерсранда - точки зрения, исповедуемой, прежде всего, геологами ЮАР (Hallbauer, 1978; Minter, 1976, 1981, 1988, 1999), авторы считают необходимым подчеркнуть, что уникальная позиция объекта (прежде всего его возраст и временной интервал формирования) предполагает полигенность оруденения. Ниже кратко приводятся данные в пользу его россыпного и гидротермально-метасоматического происхождения.

Основные признаки первично-осадочной природы рудоносных "рифов" Витватерсранда заключаются в следующем.

*Позиция, тип и фации палеобассейна.* Будучи в региональном плане приуроченными к крупному осадочному бассейну, россыпи локализованы в узкой полосе приморской палеоравнины, в зоне распространения аллювиальных осадков (преимущественно русловых фаций) и авандельт и образуют в плане дендритовидную и лентовидную систему прямолинейных русел преимущественно юго-восточного направления. Область размыва располагалась на севере и северо-западе, где распространены граниты, гнейсы, а также ультрабазиты. Толщи имеют ритмическое строение трансгрессивной направленности, при которой ритмы начинаются конгломератами (преимущественно мелкогалечниковыми), вверх по разрезу сменяемыми гравелитами, затем песчаниками и алевролитами. Венчается каждая пачка тонким (до 5 см) углеродистым слойком. Изредка отмечаются секущие прожилки битума. В отдельных частях рудного района, например в районе Велком Голд Филд, расположенном в его южной части, наблюдается налегание золоторудных конгломератов фанов на поверхность подстилающего их педимента (Minter, 1988).

Конгломераты преимущественно мелкогалечные, а в верхней части толщи валунно-галечные. С конгломератами (собственно "рифами") и связаны основные концентрации золота, составляющие 10-17 г/т. Состав обломков в них преимущественно кварцевый с примесью кремнистых пород. Специфической особенностью раннепротерозойских конгломератов является постоянное присутствие хорошо окатанных обломков пирита и пирротина. Кроме них здесь много мелких обломков хромита, циркона, уранинита и других

тяжелых минералов. Конгломераты часто имеют косую слоистость, что свидетельствует об их накоплении в аллювии, отчасти в авандельтовых обстановках. Геометрия конкретных россыпей определяется фациальной обстановкой их формирования (косы, отмели, русла). Типичной в этом отношении является обстановка Ваал-рифа, в вертикальном разрезе которого отражена смена фаций ветвящихся русел и надводной дельты фациями авандельты и сублиторали. Массовые замеры косой слоистости в конгломератах во многих десятках мест разных рифов позволяют реконструировать направление сноса обломочного материала. Песчаники и алевролиты также имеют преимущественно кварцевый состав. Обломки в них хорошо окатаны и отсортированы с образованием преимущественно параллельной тонкой слоистости. Однородный аренитовый состав песчаников характерен для мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Мощность конгломератов - первые метры. Чаще всего они образуют линзы протяженностью в первые сотни метров, выполняющие эрозионные врезы в подстилающие песчаники. Мощность песчаников в каждом ритме - первые сотни метров. Накопления рудного материала в них не отмечается.

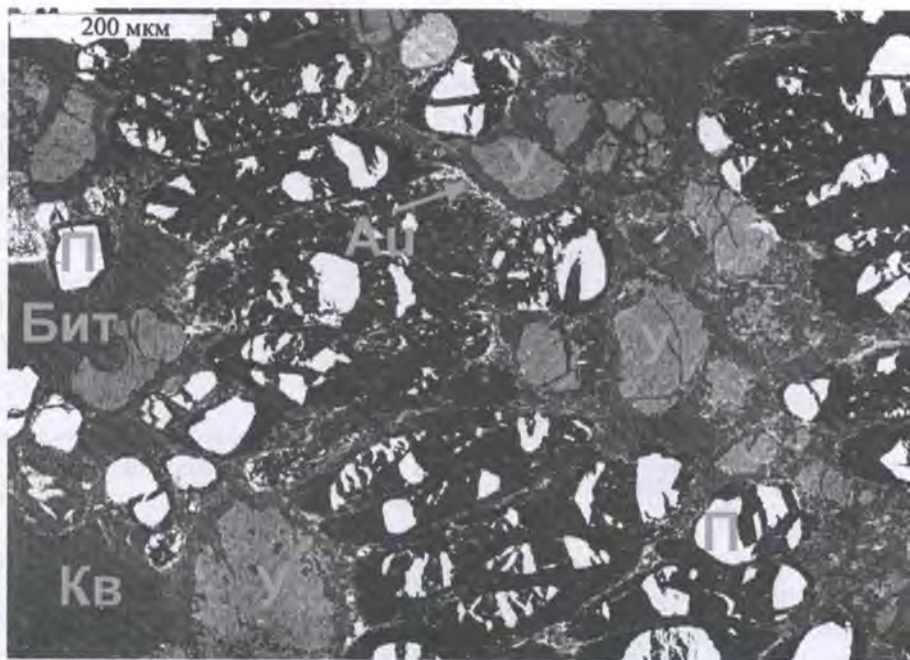
Углеродистые слои, скорее всего, представляют собой лагунные осадки, венчающие трансгрессивные циклы. По степени изменения органического вещества углеродистый слой отвечает керогену, который является важным биогенным маркером, указывающим на первично биогенный генезис вещества. А.И.Горшковым и А.В.Сивцовым (ИГЕМ РАН) с помощью установок LINK и электронной микродифракции в чешуйчатых каемках определена фаза графита модификации 2H. Л.В.Бершовым и А.В.Сперанским методом ЭПР в составе битума определены ванадил-порфирины, которые образуются за счет хлорофилла и используются как биомаркеры, свидетельствующие о первично биогенной природе углеродистых образований. В составе битумов обнаружены ароматические, алифатические соединения, кислород, сера и другие компоненты. Битум в большинстве зерен изотропен и рентгеноаморфен.

Углеродистые слои (битум или кероген) занимают важное место в распределении рудного вещества. Именно с ними связан другой важный тип рудной минерализации Витватерсранда - "бонанцевые" руды с содержаниями золота и урана на 1-2 порядка выше, чем в описанных ранее конгломератах, причем золото и уран концентрируются в верхней части углеродистых слоев.

*Минеральный парагенезис* мелкогалечных конгломератов ("рифов"), их форма и состав в целом типичны для россыпей. Помимо главных промышленных минералов, золота и уранинита, присутствуют окатанные зерна хромита, иридомина, монацита, циркона и других тяжелых минералов. Необычным является большое количество окатанных зерен сульфидов, главным образом пирита и пирротина, наряду с которыми встречаются также округлые (окатанные) обломки углистого вещества с уранинитом, причем отмечается поверхностная коррозия зерен уранинита битумом (рис. 3.24).

Минеральный состав "рифов" в разных участках различен (Minter, 1981). Различаются преимущественно золотоносные "рифы", преимущественно урановые (например, Ваал-Риф вблизи восточной окраины бассейна) и комплексные, причем и золото, и уранинит повсеместно ассоциируют с окатан-





**Рис. 3.24.** Обломочная структура мелкогалечного конгломерата с реликтами корродированного уранинита: белый - пирит (П) с вкрапленностью, тонкими прожилками и каемками золота; светло-серый - уранинит (У) с каемкой и секущими прожилками более темного битума (Б)

Цемент темно-серого цвета состоит преимущественно из мелкозернистого кварца (Кв). Шлиф полированный. Отраженный свет. Ув. 20X. Аналитик Л.О.Магазина (ИГЕМ).

ным пиритом. Участки рифов с содержанием пирита более 15% наиболее богаты золотом. Содержания пирита в россыпи Ваал-риф составляют 30000 ppm, урана 500 ppm (в том числе около 20% урана в виде тухолита связано с углеродом, а 80% - с обломочным уранинитом), золота 15 ppm.

В дополнение к этим признакам первичного россыпного генезиса месторождения (Hallbauer, 1976; Minter, 1976) обнаружены дополнительные весомые доказательства обломочного происхождения значительной части золота Витватерсранда, в том числе доказывається золотая природа россыпи базального рифа (Minter, 1981, 1999). В результате растворения образцов косослоистых песчаников рудного тела Базального рифа (рудное поле Велком) в плавиковой кислоте В.Е.Минтером были экстрагированы частицы тороидального золота, которые морфологически и по структуре поверхности идентичны частичкам из типично золотых россыпей Якутии и современных прибрежных россыпей Новой Зеландии. Аналогичные формы золотин получены В.Е.Филипповым и Л.Минтером в экспериментах с туннельным выдуванием (Россыпи..., 1994). Отмечается также хорошая сортировка зерен по размеру и их концентрация в узком классе крупности -136 мкм. Кроме

тороидального золота, в рифах отмечены ветровые многогранники, являющиеся важным диагностическим признаком золотых образований (рис. 3.25).

Иные особенности свойственны золоту углеродистых прослоев; Преобладают ветвистые и коккоидальные выделения золота, представляющие собой, скорее всего, псевдоморфозы золота по бактериальным или растительным остаткам. Д.К.Холлбауэр (1981), позже и другие исследователи (Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло) обнаружили их при электронно-микроскопическом изучении образцов золотосодержащего керогена после травления их в плавиковой кислоте (рис. 3.26). С использованием установки "Линк" на сканирующем электронном микроскопе О.А.Дойниковой (ИГЕМ) установлено, что золото в них содержит около 19% серебра, 2-5% меди, чуть меньшее - родия.

*Сопоставление генетических гипотез.* Как отмечалось выше, большинством исследователей признается, что наиболее плодотворной при поисках и разведке месторождения была и остается "осадочная" гипотеза. Различные варианты "гидротермальных" и "гидротермально-метасоматических" гипотез получили развитие, начиная с 1970-х годов, с развитием тонких и прецизионных методов исследования вещества. При этом, даже в некоторых "гидротермальных" построениях не отрицается существование в раннепротерозойской системе Витватерсранда древних кластогенных скоплений рудного вещества, т.е. россыпей. Хотелось бы особо подчеркнуть, что с учетом древнего возраста Витватерсранда и длительной истории его формирования, превышающей по продолжительности любой из фанерозойских мегаэтапов россыпеобразования (Патык-Кара, 2002), представляется, что его руды первично-осадочного (кластогенного, россыпного) генезиса просто не могли не испытать последующего воздействия гидротермально-метасоматических процессов, что фактически снимает противоречия между двумя группами гипотез.

По мнению приверженцев россыпной гипотезы, верхняя, рудоносная толща супергруппы Витватерсранд иллюстрирует собой типичное гумидное осадконакопление на приморской аллювиальной равнине и в небольшом эпиконтинентальном морском бассейне с компенсированным типом осадконакопления.

Детально изученный риф Карбон-Лидер располагается в нижней части мощной (4-5 км) ритмически построенной терригенной толще супергруппы Витватерсранд раннепротерозойского возраста. Как и другие "риффы", он сложен мелкогалечными конгломератами, которые являются самой грубообломочной фацией, связанной, без сомнения, с аллювиальными осадками, фациально близкими к русловым, а местами - с авандельтовыми. Об этом свидетельствует типичная для таких осадков косая и однонаправленная слоистость, отмеченная, в частности, и в рифе Карбон-Лидер. "Риффы" отражают регрессивные эпизоды развития рудоносного бассейна, иллюстрирующие скачкообразное оживление эрозионной деятельности, связанное с резкими общими и дифференцированными поднятиями территории. Область суши, судя по смене фаций и их мощностей, располагалась на северо-западе, а мелководный эпиконтинентальный морской водоем - на юго-востоке. Осадконакопление происходило на

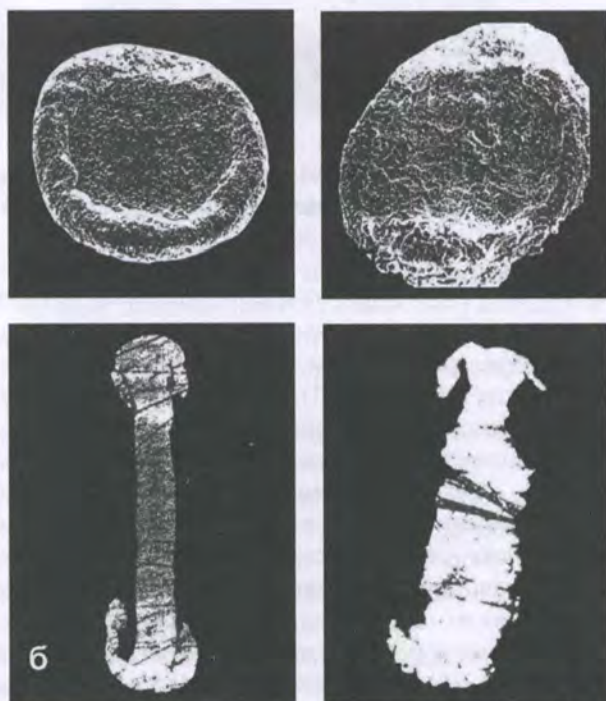
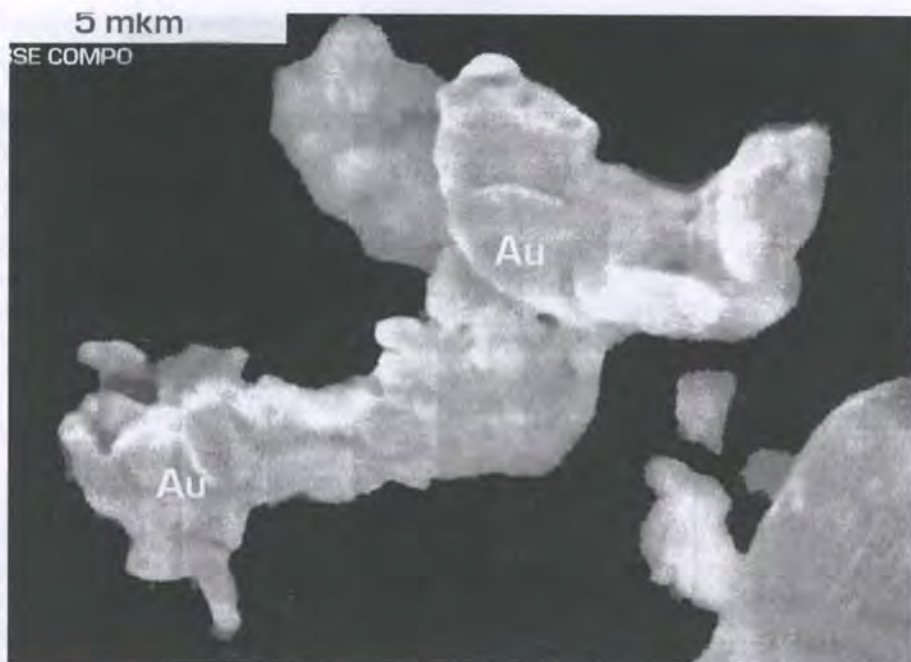


Рис. 3.25. Признаки, свидетельствующие о субазральных условиях формирования золотоносных конгломератов Витватерсранда: а - галька с признаками золотой обработки (границы ветрогранников), фото авторов; б - тороидальная форма частиц золота (вид в фас и в профиль); слева - частицы золота из месторождения Витватесранд, справа для сравнения - золотое золото из россыпей Якутии (Minter, 1981)



**Рис. 3.26. Ветвистые и колломорфные формы выделений золота. Сканирующая электронная микрофотография (аналитик Л.О.Магазина)**

неширокой (30-50 км) прибрежно-морской равнине, которая пересекалась сетью субпараллельных русел преимущественного простирания 120-130°, которые трассируются гравелитами, выполняющими отчетливые врезы в подстилающие арениты (Minter, 1981). Именно здесь сосредоточена основная масса рудных минералов. На морском мелководье и в авандельтах накапливались в основном кварцевые пески и алевролиты с характерной косою слоистостью. Формирование скоплений органического вещества (углеродистых прослоев) происходило в опресненных лагунах либо на заболоченных участках речных долин. В последнем случае происходил последующий переыв органического вещества с образованием обломков битума и захоронением их под новым слоем аллювия.

Сторонники "гидротермально-метасоматической" гипотезы образования рудоносного бассейна Витватерсранд рассматривают "риффы" как зоны избирательного метасоматического замещения пластов при просачивании сквозь них глубинных кислых гидротермальных растворов с ураном и золотом. В то же время признаки гидротермальной деятельности и метасоматоза в конгломератах проявлены не повсеместно и в разной степени. Наиболее заметны они в самом верхнем, Вендерсдорпском "риффе" супергруппы Витватерсранд, в кровле которого, в отличие от других рифов, залегают массивные метабаазальты, с которыми и связываются интенсивные постседиментационные изменения.

В пользу гидротермального происхождения (преобразования) рудного вещества рифов свидетельствуют флюидные включения в обломках золотоносного кварца и в секущих жилах. Они представляют собой округлые до кристалломорфных двухфазные истемы "жидкость-газ" в соотношении 5:15. Твердые фазы представлены сидеритом и хлоритом. Их образование связано с процессами метасоматоза или флюидной инфильтрации. По составу флюидов определены критические условия процессов: интервал температур растворов от 80 до 240°C, соленость - от 2 до 10 вес.%, давление около 2 кбар. Близкие параметры *PT* условий наложенных процессов рудообразования были определены нами по данным анализов в лабораториях ИГЕМа для рифа Карбон-Лидер (температура 250-300°C и давление 2-3 кбар). Этим условиям соответствуют и новообразованные минеральные парагенезисы в цементе вмещающих пород (конгломератов), отвечающие низкотемпературной фации зеленых сланцев (пирофиллит-серицит-хлоритовый с хлоритоидом парагенезис).

Важное значение для понимания природы и стадийности формирования золоторудных конгломератов Витватерсранда имеет также битумное (керогенное) вещество, состав и структура которого, как отмечалось выше, свидетельствуют о его первично-биогенном происхождении. В пользу биогенной природы говорит также изотопный состав углерода битумного слоя, который, по данным Л.П.Носика (ИГЕМ РАН), содержит больше легкого изотопа ( $d^{13}C = -26$  и  $-32\text{‰}$ ); в то же время здесь присутствует и "более тяжелый" углерод ( $d^{13}C = +0.84\text{‰}$ ), который характерен для гидротермальных образований. Неоднозначные результаты дает также определение абсолютного возраста углеродистых образований методом U-Pb изотопии (В.С.Голубев, ИГЕМ). В одном и том же углеродистом слое в образцах уранинита им определен древний ( $2401 \pm 24$  млн. лет) возраст, а для урановой смолки - значительно более молодой ( $1008 \pm 41$  млн. лет). Это также свидетельствует, по крайней мере, о двух значительно разобценных по времени этапах рудообразования.

Все это позволяет говорить о полиформационности и многоэтапности формирования золоторудной минерализации месторождений Витватерсранда. Эта мысль высказывается в работах ряда исследователей (Whiteside, 1981; Zumberge et al., 1981; Сафонов, Прокофьев, 2006; Кременецкий, Максимюк, 2006). Особо отметим одну из последних работ А.Н.Шило (2007), в которой предложена модель гидротермально-метасоматического генезиса месторождения.

Подводя итог всему вышесказанному, выделим основные признаки, характеризующие принадлежность рудного поля Витватерсранд к палеороссыпям, и признаки, свидетельствующие о наложенных гидротермальных процессах.

Признаками палеороссыпей являются:

- пластовая и линзовидная форма залежей;
- типичные для осадочных толщ структуры и текстуры (косая и тонкая слоистость);
- линейная ориентировка рудных залежей, их приуроченность в палеоложбинам и палеоросслам;

- свойственная осадочным сериям ритмичность строения;
- приуроченность концентраций золота и уранинита к определенным в фациальном отношении слоям;
- хорошая окатанность зерен и обломков зерен тяжелых минералов: золота, уранинита, осмиридов, хромита, пирита, циркона, монацита, а также обломков битума;
- присутствие тороидального золота со следами золотой транспортировки.

О роли гидротермального и метасоматического процессов свидетельствуют:

- присутствие в некоторых конгломератах секущих прожилков жильного кварца и кальцита;
- наличие тонких прожилков золота, пересекающих зерна пирита, кварца и других минералов;
- находки газовой-жидких включений в жильном и обломочном кварце;
- замещение уранинита битумом;
- высокие содержания в рудах иттрия, характерного для мантийных источников, а также повышенные концентрации серебра и ртути в золоте, не характерные для россыпей (что, однако, может трактоваться не однозначно, поскольку в условиях восстановительной атмосферы раннего протерозоя серебро в зоне гипергенеза могло не окисляться и не выноситься).

Суммируя сказанное, следует подчеркнуть, что, как осадочная, так и гидротермальная, гипотезы дополняют друг друга в понимании сложной многоэтапной эволюции крупного "рудного района", каковым является Витватерсранд - по сути *полиформационный объект, сочетающий в себе черты первичного осадочного и наложенного гидротермально-метасоматического рудогенеза.*

Второе из них названных выше месторождений группы золотоносных конгломератов - *палеороссыпь Тарква* - находится на территории Ганы и расположено на южном фланге Западно-Африканского щита в составе выполняющего грабен-синклиналь молассового комплекса, залегающего на складчатом основании раннепротерозойского Бирримского складчатого пояса. Месторождение (по существу, рудный район) имеет протяженность около 45 км при ширине 7-10 км и состоит из 4-х золотоносных полей, из которых в общей сумме было добыто более 250 т учтенного золота. Предполагается, что источником золота палеороссыпи могли быть богатые золоторудные месторождения (Обуаси и др.) золото-сульфидно-кварцевой и малосульфидной формаций в полосе развития графит-содержащих сланцев в северо-западном обрамлении впадины Тарква, однако палеогеографические реконструкции указывают, что снос обломочного материала шел с противоположного борта впадины, где коренные источники еще не обнаружены. Д.А.Преториус (1984) указывает на принципиальное сходство строения конгломератов Тарквы с таковыми Витватерсранда, а именно высокостарый олигомикитовый состав кварцитопесчаников и гравелитов пород главной рудоносной формации - свиты Банкет; веерообразное строение золотоносной пачки; группировка золота в рудоносных горизонтах - конгломератовых рифах, разделенных безрудными кварцитами; тесная связь

золота и концентраций сопутствующих тяжелых минералов со степенью литологической "зрелости" рифов. Цитируемый автор подчеркивает, что эти и другие признаки однозначно свидетельствуют о кластогенном (россыпном) происхождении золоторудной минерализации Тарквы. Об этом же говорит и алмазноносность золотоносных конгломератов группы Банкет (за пределами Тарквейского района) и подстилающей базальной группы Кавери (Константиновский, 2000).

Вторая группа золотоносных россыпей Африканской платформы, отвечающая, как указывалось выше, геоморфологическому этапу развития ее поверхности, связана с формированием Африканской цикловой поверхности выравнивания (мезо-раннекайнозойского пенеплена), ее последующим преобразованием и расчленением в третичное-четвертичное время и формированием локальных поверхностей выравнивания "постафрика-I" и "постафрика-II". Важнейшие площади распространения золотоносных россыпей этой группы находятся в Нубийской пустыне, в Западной Гвинее и Мали, в Гане, на северо-востоке Конго, в Кении, Танзании и Зимбабве (см. **рис. 3.22**).

Эта группа месторождений представлена единым генетическим рядом россыпей, свойственных денудационному рельефу, - от остаточных элювиальных россыпей, ассоциирующих с в различной степени разрушенными корами выветривания латеритного типа, через элювиально-склоновые и склоновые (коллювиальные) к аллювиальным (террасовым и долинным) россыпям. Их отличают три важнейшие особенности: строгая пространственная связь с комплексами пород архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов, чем определяется их распространение исключительно в границах кратонов (Зимбабве, Танзанийский, Конго, Леоно-Либерийский и др.), близповерхностное положение и сравнительно малая мощность рудного пласта при высоких (до 10 г/м<sup>3</sup> и более) содержаниях металла.

Важнейшим компонентом золотоносных систем в пределах тропических пенепленов являются золотоносные коры выветривания и связанные с ними богатые остаточные элювиальные россыпи золота, в формировании которых важную роль сыграло "неэрозионное снижение" поверхности пенеплена (см. **раздел 1.5**), в процессе которого только под влиянием 3-х независимых механизмов обогащения - весового (1.5-1.7-кратного), миграционного (2-3-кратного) и остаточного (4-6-кратного), происходит 20-25-кратное увеличение концентраций золота по сравнению с материнскими (донорскими) породами. Если исходить из данных, что средняя (фоновая) концентрация золота в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах зеленокаменных поясов составляет 25-75 мг/т (Константинов, 2006), то названные механизмы (см. **рис. 1.6**) могут обеспечивать формирование остаточных элювиальных россыпей с содержанием золота 0.5-2 г/т даже за счет региональных коренных источников с фоновым содержанием металла (россыпи Мали, Ганы, Гвинее, Танзании и др.). В полях золоторудных месторождений за счет описанных механизмов формируются остаточные элювиальные россыпи с содержанием золота 10 и более г/т.

Обогащение за счет региональных коренных источников вносит свой вклад и в формирование аллювиальных россыпей, что находит отражение в широком площадном "заражении" аллювия рек, дренирующих зеленокамен-

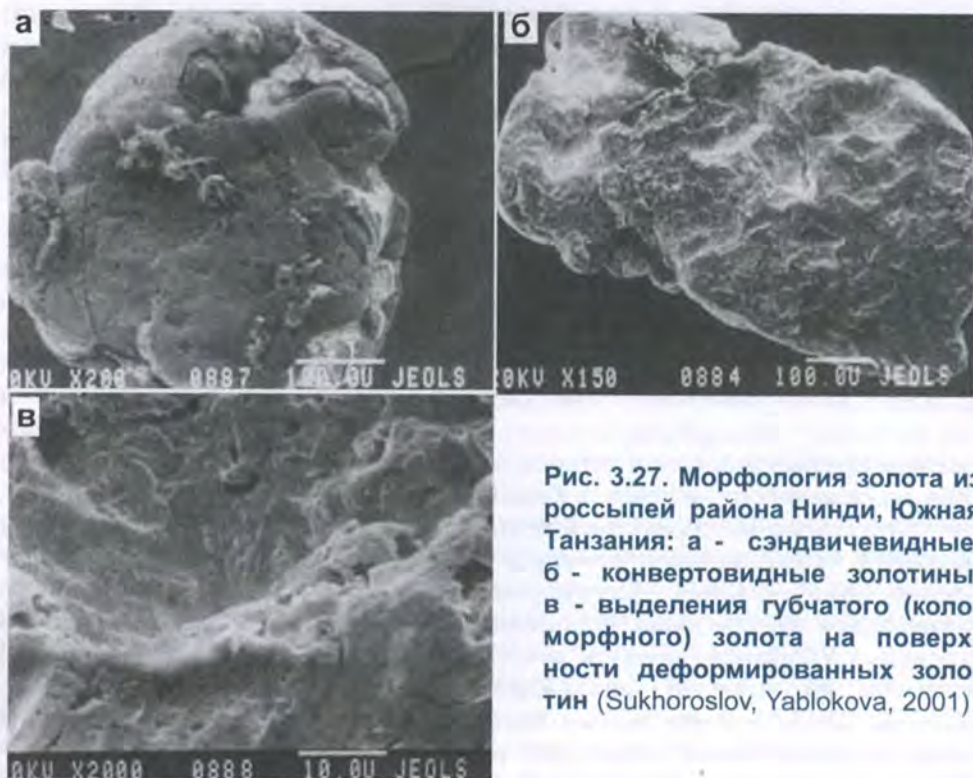


Рис. 3.27. Морфология золота из россыпей района Нинди, Южная Танзания: а - сэндвичевидные, б - конвертовидные золотины, в - выделения губчатого (коллоидного) золота на поверхности деформированных золоти́н (Sukhoroslov, Yablokova, 2001)

ные пояса. Например, в зеленокаменном блоке Маеватана в центральной части Мадагаскара, представляющем собой поднятый пенеплен в начальной стадии расчленения, на площади более 1.5 тыс. км<sup>2</sup> золотоносны практически все водотоки.

Особенности тропического литогенеза накладывают отпечаток на строение россыпей и самого золота в россыпях. Как показано в работе В.Л.Сухорослова и С.В.Яблоковой на примере россыпей *района Нинди* на юге Танзании, основные промышленные россыпи золота представлены двумя типами: а) выдержанными маломощными залежами в толще валунно-галечного перстративного аллювия мощностью от 0.2-1 м до 2 м, питающимися за счет минерализованных зон подстилающегося плотика; б) залегающими непосредственно под почвенным слоем маломощными пластовыми залежами ("sheetwash deposits"), развитыми на склонах долин и поверхности террас. Сильная ожелезненность этих образований свидетельствует об участии коллоидов железа в миграции золота. Высокая подвижность золота в процессе формирования россыпи отражена и в морфологии золота; она подчеркивается присутствием высокопробных оболочек на золоти́нах, присутствием в россыпи, наряду с кластогенным, губчатого новообразованного золота, а также разнообразными формами химической коррозии на поверхности золоти́н (рис. 3.27). Среди частиц аллохтонного генезиса весьма высок также процент т.н. "сэндвичевидных" и "конвертовидных" золоти́н, нетипичных для золотоносных



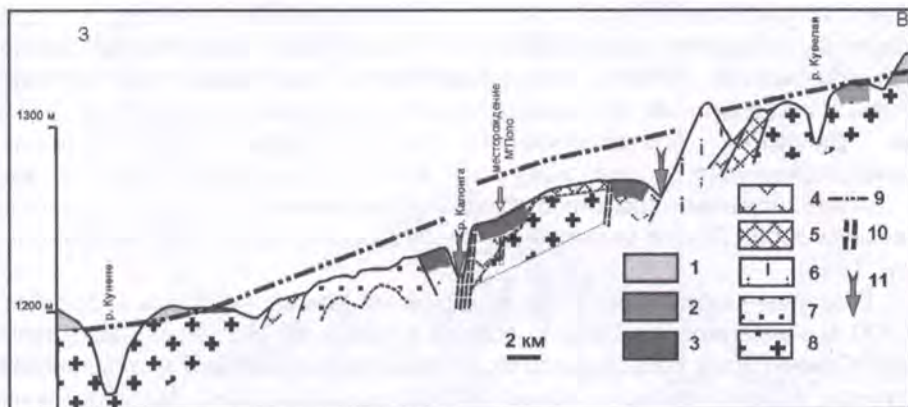


Рис. 3.28. Геолого-геоморфологический широтный профиль через месторождение М'Поло (Южная Ангола) и положение золотоносных россыпей относительно поверхности глобального пенеплена

1 - эоплейстоценовые песчано-глинистые отложения "Верхняя Калахари"; 2 - третичные латериты и их реликты; 3 - молодые "трансформированные" золотоносные латериты; 4 - метабазиты (донорская формация); 5 - метавулканы основного и среднего состава; 6 - железистые кварциты (итабириты), донорская формация; 7 - кварциты; 8 - "региональные граниты"; 9 - разрывные нарушения; 10 - аллювиальные россыпи золота; 11 - направление снижения пенеплена.

россыпей областей умеренного и холодного климата (Sukhoroslov, Yablokova, 2001).

Продуктивность золотоносных аллювиальных россыпей в конкретных условиях в значительной мере зависит от степени разрушения глобального ("Африканского") пенеплена. На рис. 3.28 показана геоморфологическая позиция россыпей района **М'Поло** на юге Анголы, расположенном на склоне молодого купольного поднятия, в пределах которого происходит экспонирование фиксированного корой выветривания пенеплена из-под эоплейстоценовых отложений, завершающих серию Калахари, образование молодой коры выветривания в процессе конформного снижения междуречий поднятого пенеплена и их расчленение.

Особенности внутреннего строения районов развития золотоносных россыпей рассматриваемого типа и их положение в структурах кратонов можно рассмотреть на примере **района Кило-Мото** в северо-восточной части Конго. Район расположен в бассейне верхнего течения правых притоков р. Конго - рр. Итури (Арувими) и Уэле, в пределах архейского выступа Центрально-Африканского кратона - так называемого эпипалеозойского кратона Конго (Хаин, 2001), значительную площадь которого занимают нижнеархейские породы формации Западного Нила и гранито-гнейсовые купола, разделенные фрагментами архейских же зеленокаменных поясов,

сложенных породами группы Кибели. В юго-западной части района эти породы перекрыты породами средне-верхнепротерозойского протоплатформенного чехла (формация Линди), преимущественно конгломератово-аркозового состава с подчиненным значением пелитов, кремней и вулканитов. К югу в поле развития протерозойских пород сохранились фрагменты позднегондванского осадочного чехла, представленного здесь верхнекарбонowymi-пермскими континентальными осадками ледниковой формации серии Лукуга (аналога тиллитов формации Кару в Южной Африке) (Казн, 1958).

В современной поверхности междуречий, отметки которых нарастают от 600-700 м на западе до 2400 м вблизи с границей Восточно-Африканского рифта (Синие Горы), сохранились фрагменты верхнемеловой (Африканской) и третичной (постгондвана-I) поверхностей выравнивания. Морфоструктура района отчетливо унаследована по отношению к структурам кратона; выступ архейского фундамента образует крупный мегасвод площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>. Внутри последнего отдельные гранитные купола выражены в виде локальных сводов площадью 400-1600 км<sup>2</sup>, а разделяющие их зоны развития зеленокаменных пород группы Кибели - в виде систем линейных или дугообразных линеаментов, отдельные участки которых освоены современными долинами, а другие образуют депрессии (рис. 3.29).

Унаследованность рельефа подчеркивается также положением палеозойской палеодолины, которую наследует р.Итури; она приурочена к дугообразному линеаменту, огибающему свод Непоко-Итури с юга и, в свою очередь, совпадающему с областью развития зеленокаменных пород. По мнению (Butakoff, 1948), эта палеодолина, выполненная образованиями гляциального комплекса, в составе которого устанавливаются, по крайней мере, две фации - флювиогляциальные аркозы и конгломераты и превращенные в сланцы ленточные глины, наследовала депрессию доледникового рельефа, которая впоследствии была подработана ледником.

Золоторудные месторождения района Кило-Мото, известные с 1905 г. отчетливо ассоциируют с полями развития зеленокаменных пород архейской группы Кибали, а в более локальном плане - с кварцевыми жилами, реже с зонами окремнения как в самих зеленокаменных породах, так и в альбититах приконтактной зоны гранитного батолита. Повышенными содержаниями золота отличаются также альбитизированные анкеритовые доломиты. Золото ассоциирует с сульфидами - пиритом, реже пирротинном, арсенопиритом и халькопиритом. Содержание золота в кварцевых жилах, залегающих в зонах дробления и расслаивания альбититов, составляет первые г/т, достигая в отдельных случаях в карбонатно-кварц-альбититовых сланцах 600 г/т. Возраст оруденения оценивается старше 1750 млн. лет.

Запасы золота в отдельных месторождениях невелики. В лучшие годы суммарная добыча золота по району не превышала 10-12 т при среднем содержании золота 6-40 г/т (в отдельных случаях до 100 г/т) в коренных рудах и 1-10 г/м<sup>3</sup> в россыпях, что способствовало хищническому способу отработки месторождений. Отрабатываемые кустарным способом аллювиальные россыпи локализованы в современных долинах, заложенных по зонам развития пород группы Кибали или вблизи контакта последних с гранитами;

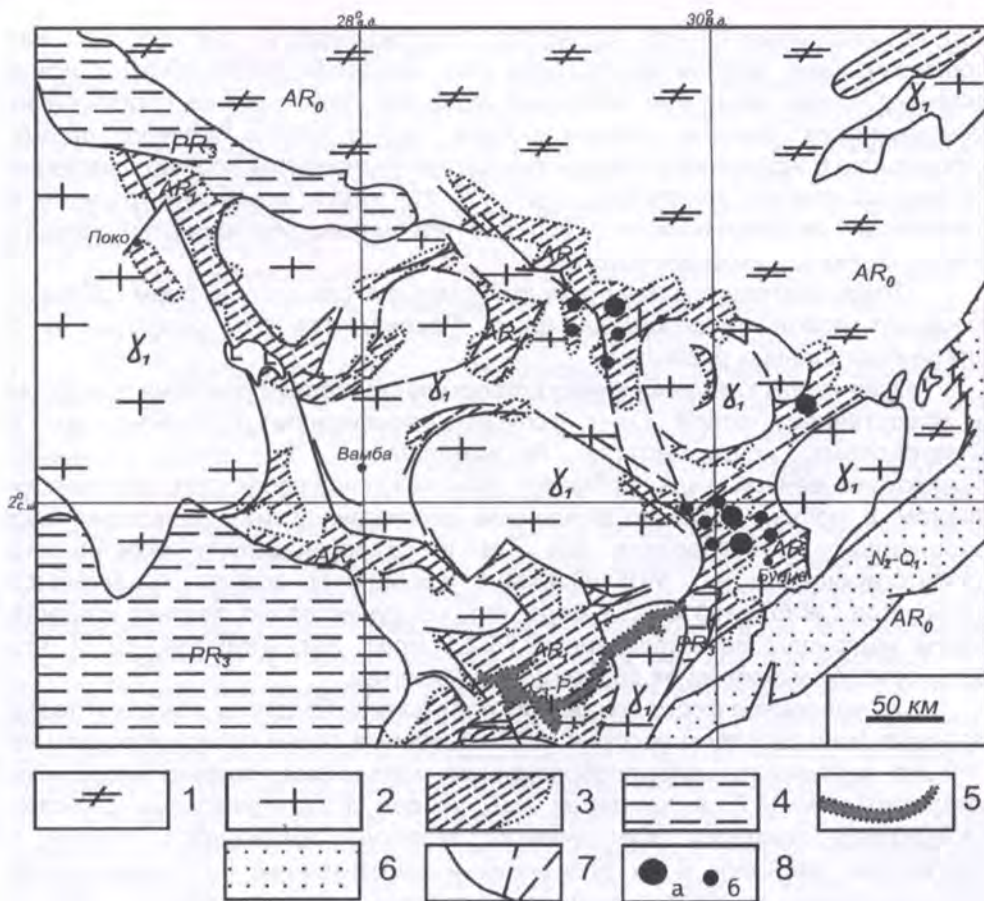


Рис. 3.29. Схема расположения месторождений золота района Кило-Мото в системе гранитных куполов и зеленокаменных поясов восточной части кратона Конго и реликты палеозойской палеодолины, наследуемой современной долиной р. Итури

1-4 - области развития: 1 - нижнеархейских гнейсов формации Западного Нила, 2 - архейских гранито-гнейсов, 3 - зелено-каменных пород группы Кибали, 4 - пород нижне-среднепротерозойского протоплатформенного чехла (формация Линди); 5 - фрагменты палеозойской палеодолины, выполненные отложениями ледниковой формации Лукугу; 6 - неоген-четвертичные отложения Восточно-Африканского рифта; 7 - разрывные нарушения; 8 - месторождения золота (коренные и россыпные): а - средние, б - мелкие.

они характеризуются небольшой мощностью торфов (1-1.5 м) при мощности пласта 1-1.5 м и содержанием золота первые г/м<sup>3</sup>.

Наблюдается отчетливая пространственная связь золотонности аллювия р. Итури с выходами в ее бортах аркозов и конгломератов серии Лукугу, вскрываемыми старательскими выработками (А.В.Луцаков, 2005;

устное сообщение), что позволяет рассматривать эти породы как промежуточные коллекторы золота для россыпей кайнозойского этапа развития, в том числе для долинных россыпей. Этот факт не противоречит геологическим данным, показывающим, что в эпоху Великого пермь-карбонного оледенения в области мегасвода происходила мощная денудация слагающих выступ эпикратона пород, в том числе архейских гранитов и вмещающих их зеленокаменных пород, и разнос и аккумуляция кластогенного золота водноледниковыми потоками.

**Платинометалльная россыпная минерализация** платформ Гондваны занимает довольно скромное место. Различаются два основных типа платинометалльных россыпей.

Один из них связан с раннеплатформенной стадией развития платформ и представляет собой Os-Ir попутную россыпную минерализацию в золотоносных конгломератах Витватерсранда. В связи с кратко охарактеризованной выше проблемой происхождения последнего, важнейшим фактом в пользу первично осадочной кластогенной минерализации этих древнейших конгломератов как раз и свидетельствуют особенности присутствующих в них МПГ. Согласно К.Н.Маличу, возраст иридоосминов датируется как близкий к 3-3.1 млрд. лет, т.е. существенно древнее возраста самой надгруппы Витватерсранд (2.75-2.5 млрд. лет) (Pretorius, 1976), что бесспорно указывает на ее кластогенный характер.

Определенное место на древних платформах Гондваны занимают также молодые (кайнозойские) россыпи МПГ, обязанные своим происхождением не столько первичным россыпеобразующим источникам, сколько вторичным концентрациям МПГ в латеритах (см. **раздел 1.5**). Уникальные свойства латеритного процесса обеспечивают высокую подвижность золота и платиновых металлов и их осаждение и концентрацию на геохимических барьерах в виде новообразованных минеральных форм достаточно крупной размерности (т.н. "укрупнение в коре выветривания"), что способствует формированию россыпей, обладающих рядом специфических свойств, в числе которых, прежде всего, следует назвать: высокое содержание самородков и формирование богатых остаточных близповерхностных рудных залежей, нередко залегающих непосредственно в почвенном слое.

Особый интерес в этом отношении представляют детально описанные вторичные концентрации МПГ в латеритах, развитых по расслоенным троктолит-габбро-анортозитам *п-ва Фритаун* в Сьерра Леоне (Bowles, 1986), образованные хорошо кристаллографически оформленными зернами лаурит-эрлихманита и других сульфидов, иридоосмина и железистой платины размером 3-5 мм и более (вплоть до мелких самородков). Этот тип минерализации характерен исключительно для латеритов, но не установлен в непосредственно подстилающих их анортозитах, что указывает на "региональный" источник минерализации и определяющую роль латеритного процесса и действующих в нем геохимических барьеров в формировании и концентрировании платиноидов. Многие зерна МПГ несут отчетливо выраженные признаки стадийного растворения и повторного переотложения в виде новообразованных кайм на гранях и углах кристаллов, покрыты оболочкой гидроксидов железа.

П-в Фритаун представляет собой прибрежную равнину, покрытую латеритами мощностью 5-25 м и дренируемую небольшими реками (Барабодори, Гума). Процессы остаточной концентрации привели к образованию остаточных элювиальных россыпей *in situ* и аллювиальных россыпей, обогащенных крупными классами МПГ, источником которых, как и для россыпей золота, являются не первичные породы, а вторично-образованные МПГ латеритов.

Другим районом развития остаточных элювиальных россыпей МПГ в латеритах и связанных с ними комплексных золото-платиновых аллювиальных россыпей является **плато Юббо** в Эфиопии (бассейны рек Бир-Бир и Дидесса). Развитые по дунитам металлоносные латериты, содержащие горизонты феррикретов и силькретов, в различные годы являлись объектами отработки, причем разрабатывались в основном "мягкие" красные элювиальные глины. Эти знаменитые "бирбириты" содержат крупные выделения ферроплатины и Os-Ir сплавов, размеры которых достигают размера самородков (Bowles, 1986), причем большинство из них не несет следов механической обработки, а, наоборот, хорошо кристаллографически оформлены и имеют четкие грани и ребра, что свидетельствует об их образовании *in situ*. Рассматривая образование самородков как неотъемлемую часть латеритного процесса, цитируемый исследователь подчеркивает, что поверхность граней самородков и многочисленные углубления и поры на их поверхности покрыты пленкой оксида Fe (гетита), а сами самородки содержат большое число включений, в составе которых присутствует куприт, иразит, эрлихманит, лаурит, стибипалладинит, магнетит, самородный осмий.

Изучавшая "бирбириты" Т.Л.Евстигнеева (Важнейшие..., 1997) также указывает, что МПГ россыпей представлены изоферроплатиной, туламинитом, осмиридами, разнообразными PGE-сульфидами, среди которых отчетливо различаются минералы магматогенной, гидротермально-метасоматической и латеритной стадий, причем доля последних в россыпях весьма существенна. Характерно, что и золото в россыпях представлено зональными сростаниями, внешние зоны которых обогащены Cu, Ag и природными сплавами системы Au(Ag)-Pb-Sn. Наблюдается также вторичное нарастание пленок сульфида (Os,Ru)S<sub>2</sub> на поверхности ранее корродированных зерен МПГ, свидетельствующее, что "рост" зерен в коре выветривания происходил в нестабильных условиях, но в целом масштабы этого процесса в условиях латеритного выветривания настолько существенны, что он способен формировать вторичные месторождения промышленного уровня, в том числе остаточные элювиальные и аллювиальные россыпи, обогащенные крупными классами МПГ, вплоть до самородков.

Африканская платформа - крупнейшая в мире мегапровинция развития **алмазоносных россыпей**, площади распространения которых сосредоточены в пределах архейских-раннепротерозойских кратонов, образуя 4 промышленных алмазоносных провинции: Западно-, Центральную-, Восточную и Южно-Африканскую (Россыпи..., 2006). Крупнейшей из них является Южно-Африканская россыпная провинция, второе место занимают алмазоносные россыпи Центрально-Африканской провинции; высокий россыпной потенциал характерен и для Западно-Африканской провинции (см. **рис. 3.22**). Поскольку

подробная характеристика важнейших алмазоносных россыпных месторождений этих провинций содержится в работе (Россыпи..., 2005), кратко охарактеризуем важнейшие особенности их формирования.

**Южно-Африканская алмазоносная провинция**, охватывающая территорию ЮАР, Намибии, Ботсваны, Зимбабве, Лесото, Свазиленда и Мозамбика, является бесспорным мировым лидером по суммарной добыче алмазов из коренных и россыпных месторождений и занимает второе место по добыче алмазов из россыпей, причем все промышленные россыпи сосредоточены на территории ЮАР и Намибии.

В пределах провинции известен практически полный генетический ряд россыпей - от остаточных элювиальных, развитых непосредственно на кимберлитах, через карстово-аллювиальные и аллювиальные россыпи древних и современных долин I-IV порядков до наземных прибрежно-морских пляжевых и эоловых и подводных шельфовых россыпей, причем с последними в настоящее время связаны основные объемы добычи и прогнозные ресурсы россыпных алмазов. За более чем 150-тилетнюю историю эксплуатации алмазоносных месторождений провинции роль россыпей в общей добыче резко сократилась; сегодня на их долю приходится только около 12% суммарной добычи, в том числе около 3% на аллювиальные и около 9% на морские россыпи.

Первоисточниками россыпей являются в основном кимберлиты, общее число тел которых превышает 600. Большинство из них, в том числе богатейшие трубки районов Кимберли, Премьер, Постмасбург, Венишия в пределах ЮАР, сосредоточено на площади Капского (Каапваальского) кратона. Их возраст варьирует в широких пределах - от раннего (1650 млн. лет) и среднего протерозоя (1450 млн. лет, трубка Премьер) до позднего мезозоя-палеогена (120-65 млн. лет, трубки района Кимберли). Предполагается, что часть алмазов в россыпи могла поступать и из конгломератов серии Витватерсранд, куда они, в свою очередь, поступали из более древнего первоисточника.

Важнейшие россыпные месторождения располагаются в бассейне системы рек **Хартс-Вааль-Оранжевая** (россыпи Западного Трансвааля и Беркли-Вест-Дуглас-Прииска) и низовьях р. Оранжевой и прилегающего побережья (россыпи Бушменленда и Намакваленда) (см. **рис. 3.22**) (Россыпи..., 2005).

Формирование алмазоносных россыпей промышленного уровня связано с постгондванской палеодолиной сетью, история которой распадается на три этапа: позднемеловой, ранее-среднекайнозойский и позднекайнозойский (De Wit, 1999). На первом из этих этапов (докарусское время) транспортировка алмазов от главных кимберлитовых полей кратона Каапвааль осуществлялась двумя главными долинными системами: на юге р. Пра-Кару, которая начиналась в бассейне верхнего течения р. Оранжевой - р. Вааль и впадала в море в районе устья р. Олифант (**рис. 3.30**), а на севере - р. Пра-Калахари, бассейн которой занимал юг Ботсваны и Намибии, а устье находилось - вблизи современного устья р. Оранжевой. Отвечающие этому этапу алмазоносные галечники (Маура Мутла) в бассейне р. Вааль сильно латеритизированы и имеют красноватый цвет. Считается, что кардинальная перестройка длинной

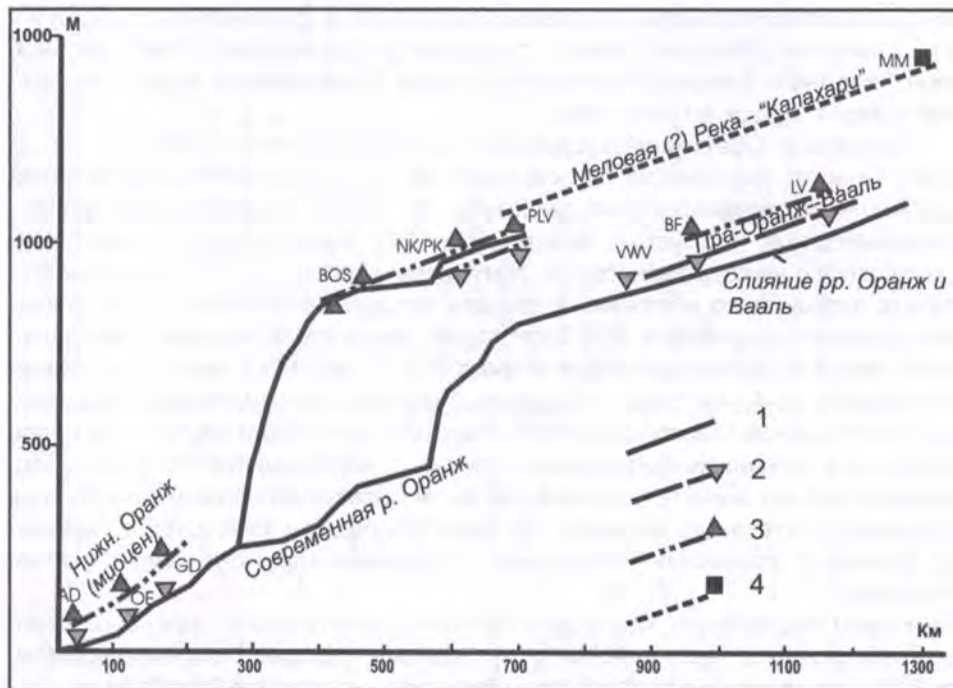


Рис. 3.30. Продольный профиль древних и современной долин р. Оранжевой (De Wit, 1999)

1 - современная долина; 2-4 - древние долины: 2 - плиоценовая, 3 - миоценовая, 4 - верхнемеловая (Калахари) и приуроченные к ним алмазоносные галечники (AD - Аррисдрифт, OE - Оина, GD - Грэсдрифт, GAL - Галпутс, BOS - Бослю, NK - Нелскоп, PK - Пардеколк, PLV - Пит Лаусли, VVV - Ван Уиксли, BF - Брэкфонтейн (Приска), LV - Нижн. терраса Вааль, MM - Маура Мутла.

сети произошла на рубеже 40-30 млн. лет, после чего произошло формирование современной сети бассейна р. Оранжевой, в основном завершившееся к нижнему плейстоцену. Террасовые (и палеодолинные) алмазоносные галечники миоценового и плиоценового возраста хорошо сохранились в верхнем и нижнем течении р. Оранжевой (рис. 3.30).

Главными промышленными типами россыпей бассейна р. Вааль являются: 1) аллювиальные, карстовые и аллювиально-карстовые россыпи древней долинной сети и продукты их склонового переотложения, залегающие на отметках более 120 м выше современных долин (россыпи р-на Лихтенбург-Вентерсдорп); 2) террасовые россыпи; 3) россыпи погребенных долин, например, "русло" Другевельд в р-не Беркли-Вест (некоторые из этих палеодолин имеют протяженность до 70 км); 4) русловые и пойменные россыпи (рр. Вааль, Ренме и др.). Алмазы россыпей бассейна р. Вааль близки по свойствам алмазам многочисленных кимберлитовых трубок Трансвааля, но

отличаются более высоким качеством. При этом есть определенные различия между камнями с "Верхней реки" (от истоков до Блумхофа) и "Нижней реки" (район Западного Беркли); последние крупнее (преобладают алмазы массой более 1 кар) и лучше по качеству.

Аллювий р. Оранжевой в среднем течении протяженностью почти 700 км (ниже г. Приска) практически не алмазоносен, что объясняется отмеченными выше мощными перестройками долинной сети, зато нижний отрезок долины (протяженностью от устья всего 150 км) характеризуется высокой алмазоносностью современного, в том числе руслового, и, в особенности, древнего террасового аллювия, в составе которого различаются две свиты. Более древняя, слагающая 50-70-метровый террасовый уровень (т.н. Прото-Оранж) имеет среднемиоценовый возраст (19-17 млн. лет); свита, слагающая более низкий, 30-40-метровый террасовый уровень (Мезо-Оранж), датируется плио-плейстоценом (Jacob et al., 1999). Россыпи Прото-Оранжа, в целом более богатые, чем галечники нижележащей террасы, характеризуются невысокими содержаниями, но значительными запасами и высоким качеством камней, и на протяжении длительного времени (начиная с середины 1990-х годов) именно они являются главными объектами отработки (прииски Оуша, Оина, Грэсдрифт).

Важно подчеркнуть, что алмазоносность этого отрезка долины р. Оранжевой обусловлена наследованием ею меловой долины Пра-Калахари (см. **рис. 3.31**), т.е. имеет иные первоисточники, нежели россыпи Трансвааля.

В этой связи стоит напомнить, что с конца палеозоя главные алмазоносные поля Капваальского кратона Вааль оказались в зоне зарождения и на пути движения ледников Великого пермо-карбонového оледенения, следы транспортирующей деятельности которого отчетливо проявлены на всей территории юга Африки (Дю Тойт, 1957) (**рис. 3.32**).

Предполагается, что ледники могли вызвать также широкое площадное рассеяние алмазов из кимберлитов древнего (ранне-среднепротерозойского) возраста, главным образом, в западном и юго-западном направлениях, и дальнейшее их участие через систему промежуточных коллекторов, каковыми послужили тиллиты серии Двайка, в питании россыпей юго-западного побережья. В этом отношении весьма показательны плоскогорье Каоко и приграничные районы Намибии и Анголы (бассейн р. Кунене), где в непосредственной близости от побережья сохранились откопанные из-под отложений серии Калахари фрагменты поверхности годванского пенеппена и палеотроги позднепалеозойского оледенения с остатками ледниковых образований Двайка. Эти отложения могут рассматриваться в качестве возможного промежуточного коллектора алмазов прибрежных россыпей Берега Скелетов и юго-западной Анголы, однако при этом надо принимать во внимание смену направлений ледового дрейфа (**рис. 3.32**) и возможность поступления алмазов из местных (?) источников.

**Западное побережье ЮАР (Бушменленд-Намакваленд) и Намибии** представляют собой крупнейшую алмазоносную россыпную субпровинцию, в пределах которой развиты древние и современные россыпи алмазов как континентального, так и прибрежно-морского генезиса. Добыча алмазов в регионе ведется с начала XX века, и сегодня это один из основных районов



- 1 - алмазные кимберлиты;
- 2 - палеодолины Калахари и Кару;
- 3 - алмазные меловые галечники;
- 4 - граница кратона Каапвааль;
- 5 - область поднятия в позднем мелу-палеогене;
- 6 - действующие долины;
- 7 - направление стока;
- 8 - алмазные миоценовые галечники;
- 9 - остатки аллювия меловой долины Кару;
- 10 - фрагменты алмазного верхнемелового аллювия;
- 11 - эрозионный уступ;
- 12 - образования свиты Доринберг Хиллс;
- 13 - алмазные плиоценовые галечники;
- 14 - отмершие долины;
- 15 - государственные границы;
- 16 - алмазные прииски;
- 17 - алмазные рудники (Fi - Фишер Майн, Кит - Кимберли, Ко - Коллифонтейн Майн, J - Джагерсфонтейн Майн, Le - Летсинг Майн, Mo - Монэстри Майн, Vo - Вурспод Майн, MM - Маура Мутла (отработка меловых конгломератов)).

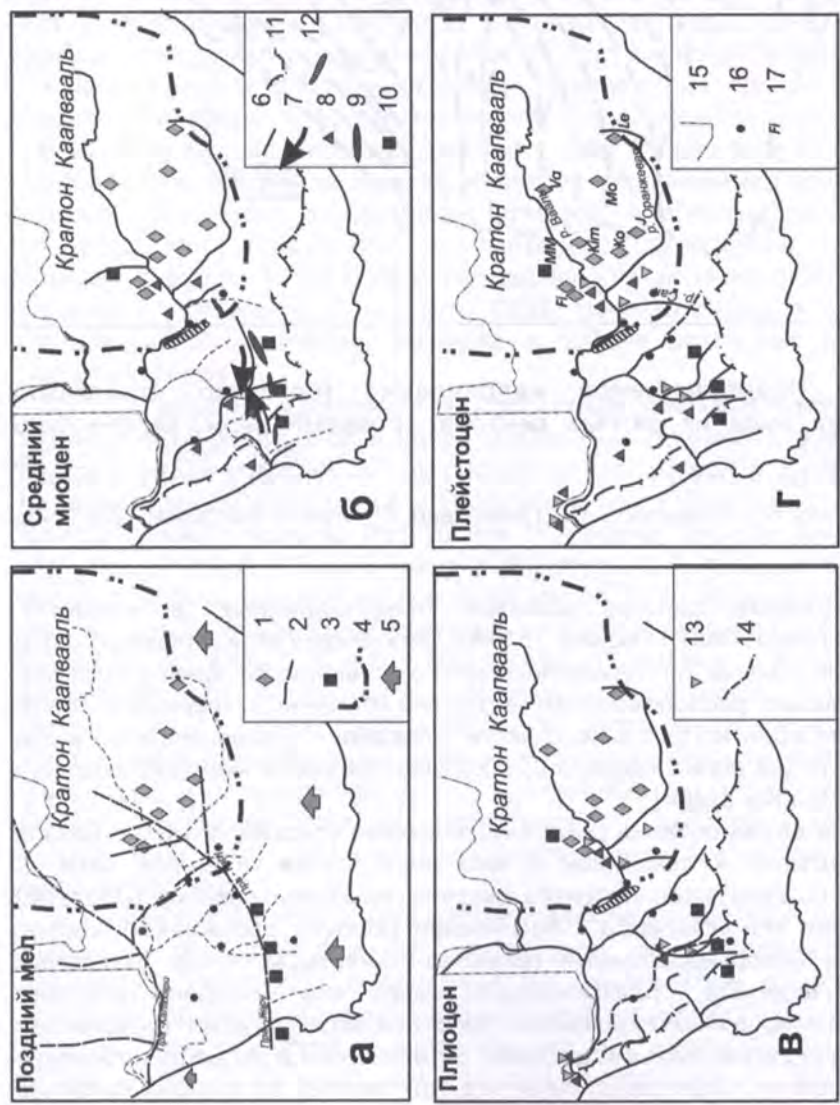
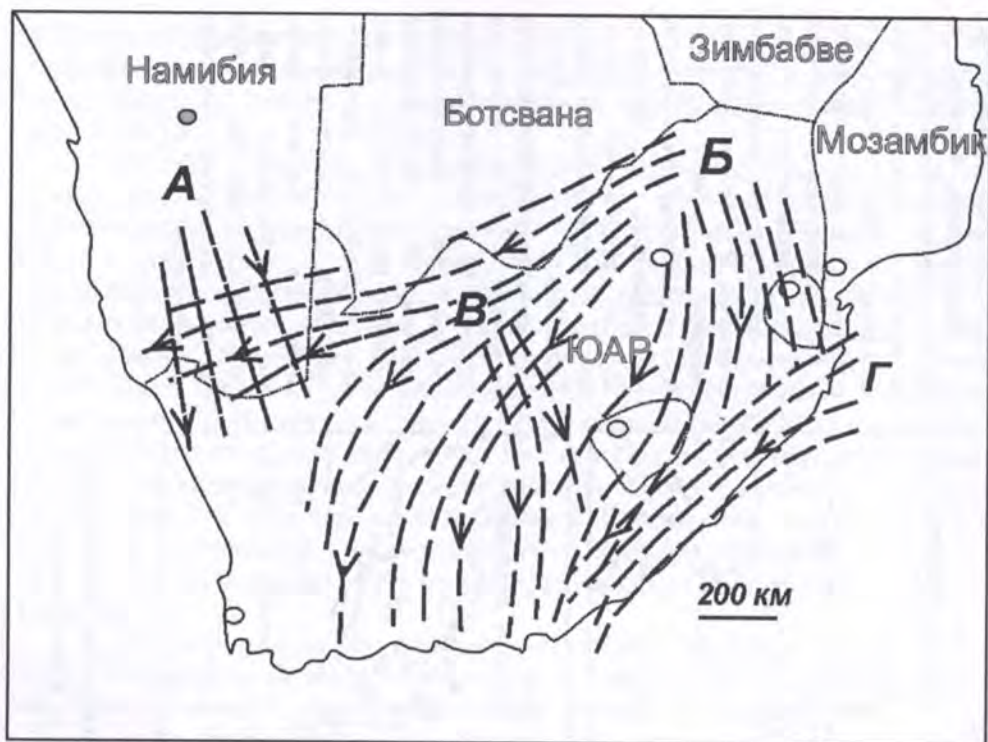


Рис. 3.31. Реконструкция алмазных палеодолин бассейна р. Оранжевой: а - в позднем мелу, б - в среднем миоцене, в - в плиоцене, г - в плейстоцене (De Wit, 1999)



**Рис. 3.32.** Предполагаемое направление (показано стрелками) перемещения льда из разных центров во время пермо-карбонического оледенения

А - Намакваленд, Б - Трансвааль, В - Грикваленд, Г - Наталь (по данным Дю Тойта (1957))

добычи высококачественных алмазов, представленных, в основном, ювелирными разностями (Россыпи..., 1995). Важнейшие отличительные черты субпровинции - связь ее алмазоносности с удаленными кимберлитовыми первоисточниками, расположенными в глубине континента, главным образом в районе Кимберли и Претории, отчасти - Калахари, упоминавшаяся выше транспортирующая роль ледников и, особенно, палеорек мелового возраста (Пра-Кару и Пра-Калахари).

История формирования россыпей отчетливо прослеживается с начала раскола Гондваны и связанной с ним перестройки долинной сети. С начальными фазами этого процесса связаны наиболее древние (меловые) месторождения Намакваленда - богатейшие россыпи эрозионных ложбин, выполненных несортированными гравийно-глинистыми, - т.н. "глинистых каналов" (Channel Clay), расчленяющих поверхность пенеплена (комплекс Коингаас). Формирование кайнозойских россыпей четко связано с несколькими трансгрессивно-регрессивными циклами, оставившими в рельефе побережья серию приподнятых береговых линий (морских террас), из которых наиболее

высокая ("терраса Гроблер") имеет высоту 64-84 м. Наиболее богатые концентрации алмазов (от 0.7 до 220 кар/м<sup>3</sup> при средней массе 2 кар) были приурочены к знаменитой "устричной линии" на площади Александер-Бей южнее р. Оранжевой и соседней с ней т.н. "речной линией". Аллювиальные россыпи представлены древними галечниками в палеодолинах олигоценового возраста (комплекс Бюффелс), а также террасовыми и русловыми россыпями. Особое место занимают подводные россыпи, рассматриваемые в **Главе 6**.

Северный фланг алмазоносной субпровинции ЮЗ Африки находится на побережье Намибии, алмазоносность которого известна с 1908 г. Как и в Намакваленде, все россыпи побережья Намибии являются россыпями дальнего переноса, удаленными от своих первоисточников на расстояние более 1500 км. Крупнейшие россыпные месторождения группируются здесь в полосе побережья протяженностью почти 1500 км от устья р. Оранжевая на юге вплоть до Берега Скелетов на севере и представлены наземными прибрежно-морскими россыпями, среди которых выделяются россыпи высокой (около 30 и более, до 70 м) и низкой (до 10 м) морских террас и современных пляжей и платформ, в формировании которых важнейшая роль принадлежит устойчивому вдольбереговому транспорту наносов, активной волноприбойной деятельности, продуктом которой являются абразионные котлы и ниши, в которых происходит концентрация алмазов, и эоловые (дефляционные) процессы, способствующие дополнительной остаточной концентрации алмазов в котлах выдувания и на дефляционных поверхностях, иногда в ураганных содержаниях (Трофимов, 1980). Начиная с начала 1990-х годов у берегов Намибии началась разведка и добыча подводных алмазоносных россыпей (**глава 6**).

**Центрально-Африканская россыпная алмазоносная провинция** занимает периферию и ближайшее обрамление гигантской синеклизы Конго (см. **рис. 3.22**) и включает районы россыпной алмазоносности, расположенные на территории Демократической Республики Конго (Заир), Республики Конго, Центрально-Африканской Республики, Камеруна, Габона, Анголы. Будучи известна с начала XX века, сегодня эта провинция является крупнейшей в мире по добыче алмазов из россыпей (около 74%). Важнейшие россыпные районы, где сосредоточены основные ресурсы и основная добыча алмазов (Касаи-Лунда, Кванго, Кванза, М'Бужи-Майи), связаны с крупными полями верхнемеловых кимберлитов, размещение которых контролируется региональной структурой северо-восточного простирания, проходящей по юго-восточной границе синеклизы Конго и северо-западной - синеклизы Окаванго (**рис. 3.33**). По западному флангу провинции (р-н Маконгио-Комоно в Габоне) в качестве источника алмазоносности выступают также древние (более 1400 млн. лет) метасоматизированные слюдистые перидотиты (метакимберлиты).

Генетический ряд алмазоносных россыпей провинции исключительно широк: от россыпей ближнего сноса (остаточных элювиальных (в т.ч. элювиально-карстовых) и ложковых на кимберлитах) до аллювиальных (русловых, долинных и террасовых) россыпей в долинах IV-V порядка.

1. Примером первых являются россыпи группы Бакванга в районе М'Бужи-Майи - элювиальные, элювиально-склоновые, пролювиальные

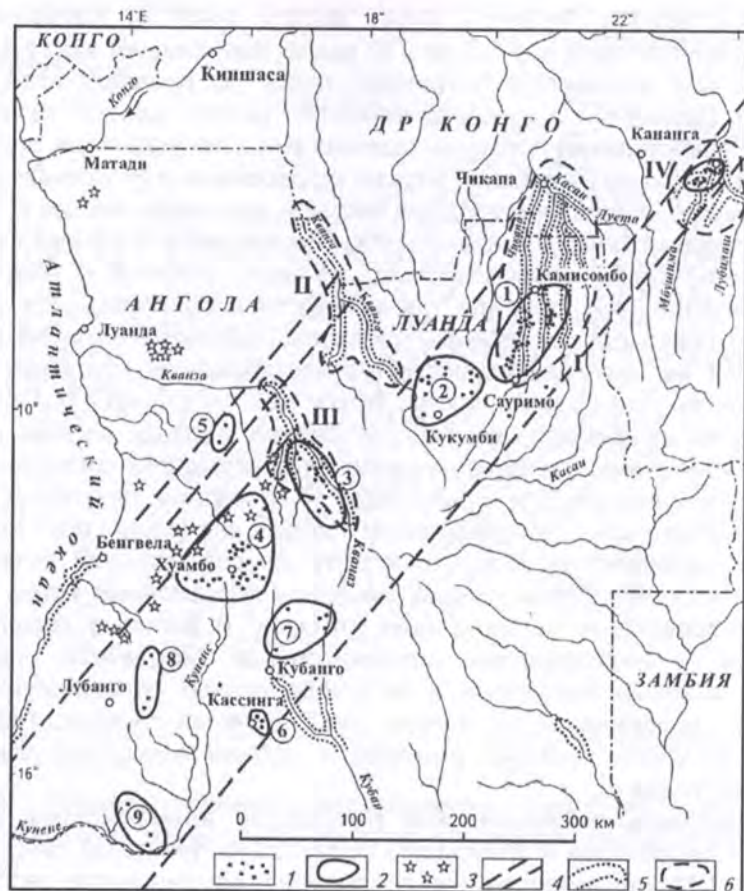


Рис. 3.33. Размещение кимберлитов и россыпей алмазов в Анголо-Конголезской алмазоносной провинции (Россыпи..., 2005)

1 - кимберлитовые трубки; 2 - обобщенные контуры кимберлитовых полей (1 - Лунда-Норте, 2 - Кванго-Кукумби, 3 - Кванза, 4 - Кунене-Катумбела, 5 - Лонга, 6 - Кассинга, 7 - Кубанго, 8 - Лубанго, 9 - Кунене); 3 - карбонатиты и щелочные комплексы; 4 - зоны, контролирующие размещение кимберлитов; 5 - аллювиальные россыпи алмазов; 6 - россыпные алмазоносные районы: I - Лунда-Норте, II - Кванго, III - Кванза-Биз, IV - М'Бужа-Майи (ДР Конго).

(алмазоносные агломераты) на склонах долин, ложковые россыпи, которые, сливаясь, образуют сплошной алмазоносный горизонт площадью более 2.5 км<sup>2</sup> и мощностью от 3-5 м до 5-7 м в днище и на склонах долин и до 30-90 м в карстовых полостях. Это самая крупная по запасам группа россыпей в мире, с содержаниями 10-15 кар/м<sup>3</sup> в элювиальных и 4-8 в аллювиальных залежах (Прокопчук, 1979; Трофимов, 1980; Россыпи..., 2005). Сходное строение имеет

система элювиально-склоновых и пролювиально-аллювиальных россыпей, связанных с трубкой Катока в бассейне р. Чикапа в Анголе (рис. 3.34).

2. Аллювиальные и пролювиально-аллювиальные россыпи в долинах I-х порядков.

3. Россыпи в песчаниках Кванго, содержащие материал, переотложенный из пород серии Калахари.

4. Элювиальные и склоновые россыпи (кайнозой), сформировавшиеся при разрушении песчаников и конгломератов Кванга и более молодых алмазоносных осадков.

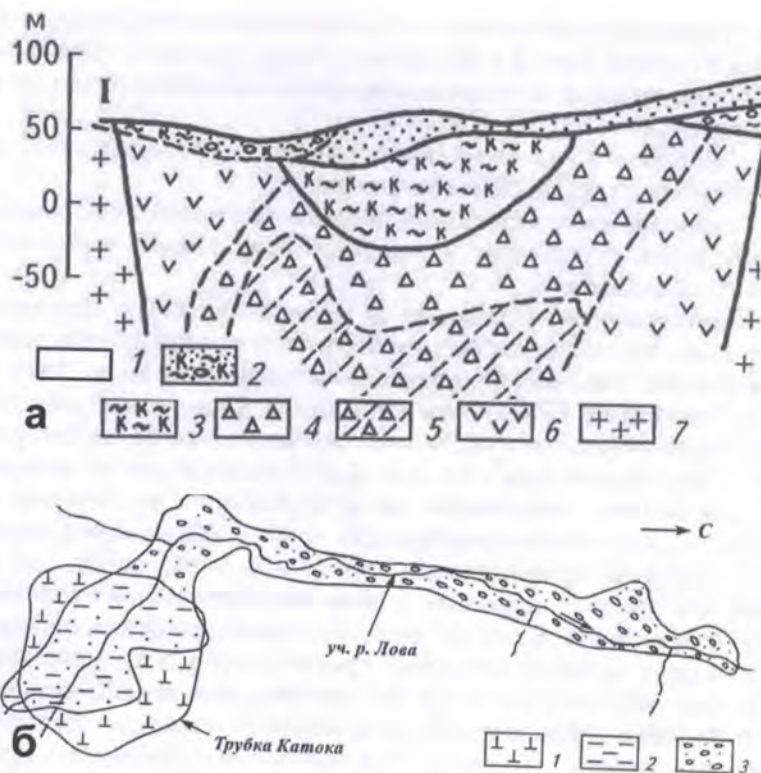
5. Аллювиальные россыпи в долинах крупных современных рек (четверичные). Крупнейшие россыпи этого типа располагаются практически в долинах всех рек бассейна р. Касаи, как на территории Конго, так и Анголы.

За пределами Конго-Английской зоны самый значительный ареал россыпной алмазоносности провинции располагается на территории ЦАР (р-ны Вост. и Зап. Убари-Шари) (см. рис. 3.22), алмазоносность которых связана с размывом меловых песчаников свиты Бербарати. При размыве последних происходит переотложение алмазов и их преимущественная концентрация на участках каньонов, в эрозионных котлах и ваннах, вплоть до ураганных значений, что придает россыпям крайне невыдержанный характер. Помимо россыпей современной долинной сети, местами сохранились россыпи древних долин, в которых наряду с алмазами, присутствует золото (Россыпи..., 2005).

Третьим крупным регионом распространения алмазоносных россыпей является **Западно-Африканская провинция**, занимающая территорию стран Гвинейского залива (Гвинеи, Сьерра-Леоне, Либерии, Кот-д'Ивуар), суммарные ресурсы россыпей которой в настоящее время составляют около 6.3% общего потенциала алмазных россыпей континента (Россыпи..., 2005). Главный ресурсный потенциал составляют аллювиальные россыпи, источником которых являются как разновозрастные, преимущественно мезозойские кимберлиты, наиболее продуктивные из которых расположены в архейской части Западно-Африканского щита на площади Кенема-Ман, так и древние промежуточные коллекторы - раннепротерозойские (1850 млн. лет) образования формации Бирримин. По этому признаку в пределах провинции принято различать три субпровинции: западную (Гвинея-Либерия), наиболее обширную, где источниками алмазоносности являются мезозойские кимберлиты; центральную (Кот-д'Ивуар), алмазоносность которой связана с древними метакимберлитами и образованиями Бирримин, на которых развиваются элювиальные россыпи; восточную (Кот-д'Ивуар-Гана), только с промежуточными коллекторами.

Доминирующим фактором в формировании алмазоносных россыпей провинции, как и для описанных выше россыпей золота, является тропическое латеритное выветривание, обеспечивающее многократное (в сотни раз) концентрирование алмазов, в том числе камней массой 100-300 кар, в россыпях даже в условиях убогих коренных источников.

Важным компонентом россыпной мегапровинции Африканской платформы являются комплексные **редкометалльно-оловоносные и олово-редкометалльные россыпи**, связанные с этапом мощной эпикратонной позднепалеозойско-кайнозойской активизации и проявления



**Рис. 3.34. Строение элювиальной (а) и сопряженной с ней аллювиальной (б) россыпи алмазов Катока (Россыпи..., 2005)**

а: 1 - отложения формации Калахари (el-d); 2 - алмазоносные элювиально-делювиальные образования; 3-5 - кимберлиты и развитые по ним коры выветривания: 3 - кратерные фации (аргиллиты и алевролиты), 4 - кимберлитовые брекчии, 5 - массивные интенсивно трещиноватые кимберлиты; 6 - порфиоровые кимберлиты; 7 - гнейсы.

б: 1 - кимберлиты; 2 - элювиально-делювиальная россыпь; 3 - аллювиальная россыпь.

магматизма повышенной щелочности, продуцированного "горячими точками", или мантийными плюмами, предшествовавшими расколу Гондваны. В морфоструктурном отношении эти районы представляют собой сводово-вулканические поднятия и выражены в рельефе системой островных гор, часто кольцевой структуры, и плато, возвышающимися до отметок 1500 м и более. Характерными представителями россыпных районов этого типа являются рудно-россыпные районы плато Джос в Нигерии, плато Аир в Нигере и Ахаггар в Алжире, располагающиеся в субмеридиональной зоне с дискретным проявлением мощного эпикратонного магматизма, представленного как интрузивными, так и вулканическими образованиями, нижний возрастной рубеж которого варьирует от поздней перми (на севере

зоны) до юры (на юге). Одновременно с омоложением возраста магматизма наблюдается изменение состава россыпеобразующего оруденения. Если в позднепалеозойских щелочных биотитовых гранитах Аира преобладают тантал и ниобий при подчиненной роли олова, то в щелочных гранитах юрского комплекса плато Джос в составе комплексной Sn-Nb-Ta минерализации доминирующим компонентом является олово в касситерите. Во всех районах эпикратонный магматизм представлен сериями кольцевых многофазных интрузивных массивов, образованных при последовательном внедрении порфирировых, щелочных биотитовых, рибекит-биотитовых и рибекитовых гранитов; число этих массивов на плато Аир достигает 20, а на плато Джос превышает 100. Завершающим этапом магматизма являются кайнозойские базальты, в том числе перекрывающие часть россыпей

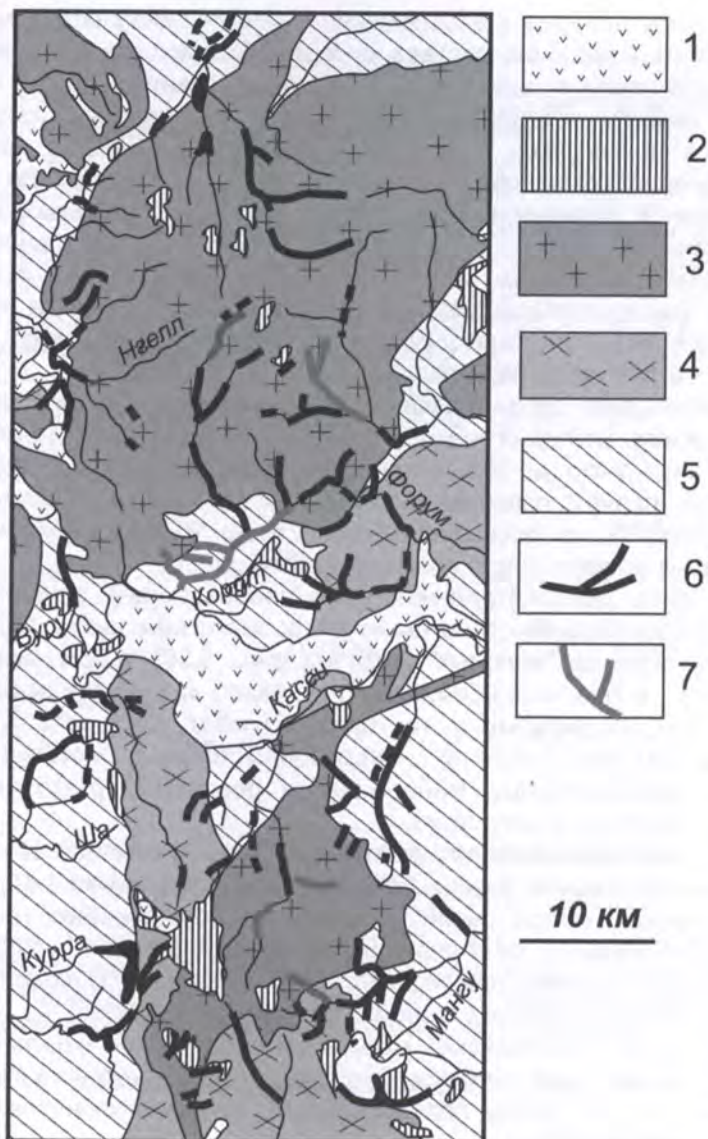
Важнейшим среди названных россыпных районов является район **плато Джос**, который на протяжении многих десятилетий поставлял значительную долю (до 50% в отдельные периоды) всего добываемого в мире колумбита, причем основная добыча его, по данным Р.Маккея и Н.Кана, осуществлялась из россыпей (Бурков и др., 1972). Значение россыпей сохраняется до настоящего времени (Каджур, 2005).

Главное редкометалльное россыпеобразующее оруденение района связано с щелочными гранитными метасоматитами цикла Шере в составе юрского комплекса "молодых" интрузий (рис. 3.35), в том числе ниобиевое оруденение с биотит-альбитовыми (колумбит) и рибекитовыми (пироксид). Кроме того, касситерит и танталит-колумбит поступает в россыпи из пегматитовых жил "древних" метаморфизованных биотитовых гранитов. Помимо перечисленных минералов, в россыпях присутствуют циркон, монацит, ксенотим, торит, ортит.

На водораздельных поверхностях плутона на отметках выше 1500 м (повидимому, фрагменты поверхности Гондвана) сохранились образования т.н. "флювиовулканической серии" - аллювиально-склоновые глины, пески и галечники, в верхней части переслаивающиеся с пеплами и туфом, развитые как на породах докембрийской рамы, так и на породах "молодой" интрузивной серии. Возраст их условно принимается как кайнозойский, но не исключен и более древний. Кайнозойский магматизм представлен некками, жерловыми фациями и лавовыми потоками "молодых" (неоген-четвертичных) щелочных базальтов, в том числе перекрывающих флювиовулканическую серию и аллювий древних долин.

Формирование оловянно-редкометалльных россыпей протекало в условиях доминирования процессов латеритного выветривания, продолжающегося и в настоящее время, на что указывает присутствие переотложенных латеритов в составе металлоносного аллювия; оно происходило в несколько этапов, охватывающих, по крайней мере, весь кайнозой, о чем свидетельствует перекрытие части россыпей образованиями "флювиовулканической серии", а также покровами базальтов.

Наиболее богатыми россыпями в районе плато Джос, к началу 1970-х годов в значительной мере отработанными, являлись россыпи современной долинной сети, из которых было добыто к этому времени не менее 90% всего



**Рис. 3.35. Схема размещения комплексных редкометалльно-оловянных россыпей плато Джос (Нигерия) (приводится по (Бурков и др., 1972), с дополнениями)**

1 - нижнечетвертичные щелочные базальты; 2 - отложения "флювиовулканической серии"; 3 - "молодые граниты" (юрские,?) нерасчлененные: кварцевые порфиры, гранит-порфиры, риолиты, биотитовые граниты, роговообманково-биотитовые (перечислены от древних к более молодым); 4-5 - докембрийские породы: 4 - "древние граниты", 5 - гнейсы, сланцы, амфиболиты; 6-7 - редкометалльно-оловянные (колумбит-касситеритовые) россыпи: 6 - с преобладанием касситерита, 7 - колумбитовые с различным содержанием касситерита.



касситерита и колумбита. Они имели протяженность не более 2-3 км, ширину 50-200 м и мощность пласта 5-6 м при мощности аллювия 15-27 м.

Отношение колумбита к касситериту в аллювиальных россыпях в среднем составляет 1:20-1:25, при среднем содержании колумбита 650 г/м<sup>3</sup> (в россыпях, отработанных в первые два десятилетия после их открытия). Вниз по течению, в целом, это отношение снижается, что связано с меньшей устойчивостью колумбита к истиранию, но на некоторых участках, например, в верховьях р. Форум, заметно увеличивается (до 2:1). Типичная минеральная ассоциация россыпей представлена касситеритом, колумбитом, ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом, торитом, иногда вольфрамитом; пироклор характерен только для участков непосредственного размыва рибекитовых гранитов.

Важнейший элемент россыпного района составляют погребенные "подбазальтовые" аллювиальные колумбит-касситеритовые россыпи, залегающие в верховьях долин на глубине 45-50 м, и россыпи, сохранившиеся в пределах древних выравненных междуречий плато и погребенные под отложениями флювиовулканической серии на глубине 30 м и более, преимущественно касситеритовые. Это позволяет говорить, по крайней мере, о двух генерациях древних россыпей, кайнозойской и, вероятно, позднемезозойской.

Изменчивость состава россыпей определяется отмеченным выше фактом их поступления из разнотипных и разновозрастных коренных источников, а также неравномерным уровнем среза массивов и неодинаковой транспортабельностью касситерита и редкометалльных минералов.

Редкометалльные (танталит-колумбитовые) с касситеритом *массива Аур* (Тарауджи, Эльмеке и др.), изученные М.А.С.Каджуром (2005), представлены тремя основными типами: дресвяно-щебнистыми элювиально-склоновыми, покрывающими склоны останцового гранитного массива; делювиально-пролювиальными, располагающимися вдоль подножья массива и в зоне окружающего его педимента; и пролювиально-аллювиальными (ложковыми) в долинах временно функционирующих водотоков. Все они характеризуются весьма высокими содержаниями суммы полезных компонентов - 7.8 кг/м<sup>3</sup> в склоновых, около 5 кг/м<sup>3</sup> в делювиально-пролювиальных шлейфах и около 3 кг/м<sup>3</sup> в ложковых россыпях при мощности рудного пласта 0.3-0.4, 2-2.5 и 0.6-1.7 м соответственно. Иногда в верховьях логов встречаются переуглубления (фрагменты более древней ложковой сети), в которых содержание суммы полезных компонентов возрастает до 5-6 кг/м<sup>3</sup>.

Богатейшая оловянная-редкометалльная (преимущественно касситерит-танталитовая) россыпная минерализация связана также с древними гранитами Центрально-Африканского кратона, примером чего могут служить танталит-касситеритовые россыпи субпровинции Киву-Луугулу на юге Демократической Республики Конго (рис. 3.22), одного из крупнейших районов развития комплексных олово-редкометалльных россыпей в связи архейскими гранитными батолитами, представленными монзонитовыми, двуслюдяными щелочными и с мусковитовыми гранитами (массивы Казес, Лова, Калима и др.). На значительной площади района развиты также кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты формаций Урунди, Лукугу и Линди (средний-верхний протерозой), на которых залегают пермские конгломераты, песчаники и кремнистые сланцы формации Каппу (Butakoff, 1948).

Крупнейшим россыпным районом субпровинции является **массив Казес** в Северном Лугулу, представляющий в современном рельефе холмистое плато с отметками до 1000-1200 м. Богатейшие россыпи танталита и касситерита расположены в бассейне правых притоков р. Сев. Лугулу и имеют суммарную протяженность более 100 км. Они представлены в основном ложковыми и долинными россыпями, залегающими в основном на коре химического выветривания как самого массива, так и вмещающих пород. Россыпеобразующая минерализация локализована непосредственно в самом массиве и характеризуется отчетливой зональностью в распределении основных россыпеобразующих минералов. В мигматитах центральной зоны массива редкометалльная минерализация доминирует и характеризуется отношением  $Ta+Nb:Sn = 20$ , в двуслюдяных гранитах, ближе к контакту массива отношение  $Ta+Nb:Sn$  снижается до 7, а в мусковитовых гранитах южного фланга массива до 1, однако наибольшие концентрации касситерита и танталит-колумбита свойственны участкам грейзенизации и особенно пегматитовым жилам и телам, хотя соотношение основных рудных компонентов в пределах последних весьма изменчиво. Все это вызвало весьма значительные вариации содержаний рудных минералов в развитой на породах массива каолиновой коре выветривания, мощность которой достигала 30-40 м, и в самих россыпях, определив отчетливую отраженную минеральную зональность их состава, которая сочетается с миграционной зональностью (Патык-Кара, 1976). В элювиальных, элювиально-склоновых и ложковых россыпях, непосредственно вблизи участка подпитки содержание танталит-колумбита максимальны; в зоне аллювиальных россыпей, располагающихся вдоль контакта массива со сланцами формации Урунди и песчаниками формации Кару, содержания минералов выравниваются, а концентрации их максимальны; далее происходит постепенное разубоживание россыпей, причем крупный колумбит-танталит пегматитов обычно не переносится на расстояние более 100-300 м от коренного источника, что приводит к резкому уменьшению отношения  $Ta+Nb:Sn$  в аллювиальных россыпях до 1:19. Россыпи касситерита прослеживаются на расстояние до 7-8 км от контакта батолита с вмещающими породами. Все россыпи имеют близповерхностное залегание, характеризуются мощностью аллювия от 1.5 до 4 м и содержат в качестве сопутствующих минералов альмандин, спессартит, хризоберилл, топаз, корунд, циркон, рутил, шеелит, монацит.

Важной особенностью субпровинции следует также считать тот факт, что она находилась в зоне влияния позднепалеозойского оледенения, сформировавшего конгломераты, песчаники и кремнистые сланцы формации Карру (Butakoff, 1948). Этот важнейший эпизод геологической истории Центрально-Африканского и Южно-Африканского кратонов не мог не повлиять на условия вскрытия россыпеобразующего оледенения, в частности, на условия разноса наиболее устойчивых минералов (касситерита), однако какие-либо сведения на этот счет нам не известны.

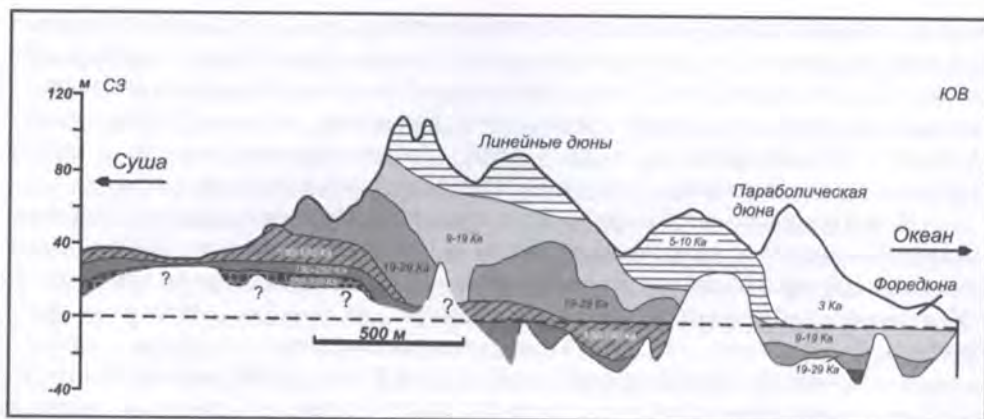
Практически вся Африка, за исключением крайнего северо-запада, где к древней платформе причленяется Атласская складчатая система, окружена пассивными континентальными окраинами (пассивными шельфами), что определяет стиль россыпной периферической зоны континента, прежде всего

широкое распространение по его берегам **комплексных россыпей тяжелых минералов**, многие из которых относятся к числу богатейших и крупнейших месторождений этого типа в мире. Отсылая читателя к имеющимся сводкам по россыпным месторождениям этого типа (Айнемер, Коншин, 1982; Heavy Minerals, 2003; Патык-Кара и др., 2006), охарактеризуем вкратце главные особенности размещения и строения этого минерального типа россыпей.

Всего на континенте выделяются несколько ареалов развития комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов (см. рис. 3.22). Самый протяженный пояс развития промышленных ПМР простирается по восточному побережью континента (провинции Сомали, Мозамбик, Наталь и др.). Наиболее крупные и богатые месторождения рудных песков сконцентрированы в Южноафриканской провинции на **побережье Наталья** на участке от зал. Ричардс Бей на юге до Сент-Люсии на севере, а также в провинции Мозамбик (месторождения Корридор Сэндс, Хай-Хай). Первоисточниками минералов титана послужили локализованные во внутриконтинентальной области базитовые породы, имеющие возраст от 2.6 до 1 млрд. лет, а также метаморфиты пояса Намаква-Наталь (возраст 1.2 млрд. лет) в ЮАР, и пояса Мозамбик (1-0.8 млрд. лет) севернее. Следует отметить также важнейшее значение пород гранулитовой формации, которые явились источником рутила и циркона. По данным Г.П.Уайтмора и Г.Маккрея (Heavy..., 2003), возраст их коренных источников укладывается, по крайней мере, в 2 возрастных диапазона (1000-1200 Ma и 500-650 Ma), хотя, по-видимому, самыми древними источниками кластогенного циркона в россыпях провинции послужили архейские породы кратона Каапвааль (плутоны серии Понгола, 3-2.8 млрд. лет) (Патык-Кара и др., 2006).

Древнейшими промежуточными коллекторами для россыпей современного побережья явились ильменит-рутил-циркон-содержащие раннепермские песчаники формации Кару (280-180 Ma), в которых выявлен ряд россыпных месторождений (Делмас, Каролина, Ботавилл) (Fogge, 1991). В качестве более молодого промежуточного коллектора вступали также глауконит-содержащие мел-палеоценовые породы группы Зулулэнд с повышенными концентрациями рудных минералов.

Крупнейшие и лучшие по качеству рудных песков россыпные месторождения тяжелых минералов в Восточной Африке, эксплуатируемые на протяжении более 2-х десятилетий, приурочены к одному из высочайших в мире поясу береговых дюн (пояс КваЗулу-Натал), сложенных кварцевыми песками с иллит-каолиновым заполнителем, сформировавшимся за счет выветривания полевого шпата в субаэральный (собственно дюнный) этап развития, который охватывает средний-поздний плейстоцен. Самые крупные параболические дюны имеют возраст от 190 до 130 тыс. лет, а самые молодые - около 20 тыс. лет. Субаэральное выветривание способствовало также тому, что самые древние дюнные россыпи пояса, залегающие в поясе "красных" дюн (месторождения Коридор, Хай-Хай, Мома), так же, как и плиоценовые дюны Квали и Мабруй на кенийском побережье, юго-западнее порта Момбаса, характеризуются наиболее зрелыми минеральными ассоциациями, "очищенными" от неустойчивых минералов, а их ильменитовые концентраты отличаются высоким содержанием  $TiO_2$  по сравнению с более молодыми



**Рис. 3.36. Поперечный разрез дюнного комплекса месторождения Корридор Сэндс, Мозамбик, Южно-Африканская мегапровинция (по данным Ware et al. (Heavy Minerals, 2003))**

Различными типами штриховок и цифрами обозначены дюны разных генераций и их абс. возраст, тыс. лет (по данным термолюминесцентного анализа).

дюнными россыпями и россыпями современного пляжа. По данным, приведенным в работе (Stanaway, 2005), имеются и исключения, когда россыпи молодых дюн характеризуются более зрелым минеральным составом рудных песков, за счет "старения" минеральных ассоциаций в прибрежных лагунах и болотах. Во всяком случае установлено, что пребывание ильменита в лагунах с последующим его переотложением в дюнные россыпи (месторождение Мома в Мозамбике) способствует повышению содержания  $TiO_2$  в концентратах.

Характерным примером дюнных россыпей пояса КваЗулу-Наталь является месторождение-гигант **Ричардс Бэй** с запасами рудных песков более 1400 млн.т при среднем содержании суммы рудных минералов 5.7%, в том числе ильменита - 5, рутила - 0.3, циркона - 0.4, монацита - 0.2%. Другие типичные представители комплексных ПМР провинции - открытое в 1997 г. месторождение-гигант **Корридор Сэндс** в Мозамбике, приуроченное к комплексу древних дюн, которое может стать крупнейшим поставщиком титановых и цирконового концентратов (рис. 3.36), а также месторождение Квали в Кении, которое классифицируется как один из наиболее низкзатратных проектов по разработке титаноносных россыпей в мире.

Комплексные прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые) характерны также для Атлантического побережья Западно-Африканской россыпной провинции, где они занимают полосу побережья протяженностью более 1500 км от Сенегала на севере до Сьерра-Леона и Либерии на юге (см. Прибрежно-Атлантический район на рис. 3.22). Впервые россыпные титаново-циркониевые месторождения были выявлены в прибрежных районах Сенегала почти сто лет назад.

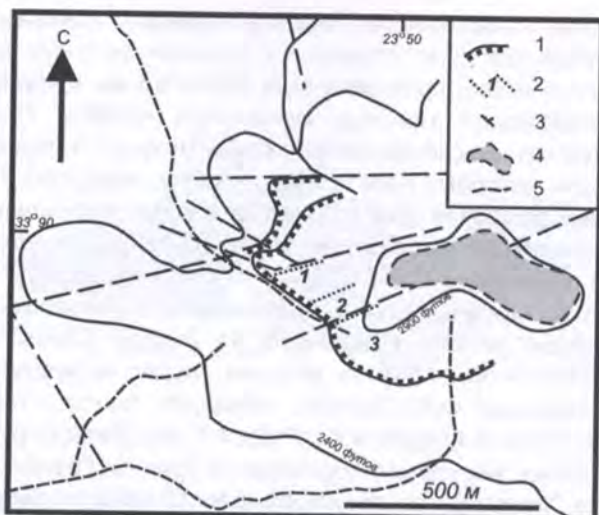
Сенегальские россыпные месторождения тяжелых минералов представляют собой пляжные россыпи и россыпи золотых дюн. Наиболее значительные из них имеют протяженность около 5.5 км, ширину от 15 до 80 м при среднем содержании тяжелых минералов 40-60%. Основную массу последних составляет ильменит (80%), среди прочих полезных минералов доминирует циркон, которому сопутствуют рутил и ставролит. Представление о строении дюнных россыпей дает дюнная залежь месторождения Ниафаранг, которая характеризуется мощностью около 5 м и содержаниями более высокими, чем в пляжевых песках.

На участках выровненных абразионно-аккумулятивных берегов, как, например, в **рудном районе Гранд-Кот** на севере Сенегала, прибрежно-морские дюнные пески приподнятых морских террас четвертичного возраста, обогащенные тяжелыми минералами, образуют почти сплошную полосу протяженностью 50 км и шириной от 2 до 4.5 км. Запасы рутил-лейкоксен-циркон-ильменитовых песков месторождений группы Гранд-Кот, по данным компании DuPont Chemicals, составляют около 19 млн.т ильменита, 1.7 млн.т циркона и 950 тыс.т рутила (в комплексе с лейкоксеном), а прогнозные ресурсы оцениваются в 1.33 млрд.т песков, содержащих в среднем 2% тяжелых минералов при бортовом содержании 1.5%. В песках заключено 26.6 млн.т тяжелых минералов, в т.ч. 17.1 млн.т ильменита, 2.8 млн.т высококачественного циркона, 0.6 млн.т рутила и 3.9 млн.т лейкоксена (данные компании Mineral Deposits Ltd. Senegal Grand Cote Zircon Project).

В пределах Южно-Африканского кратона, в провинции Кейп ЮАР, в пределах плато Большое Кару, известны также ископаемые титано-циркониевые россыпи палеозойского возраста (Force, 1991), которые входят в состав платформенного чехла синеклизы Кару, заложение и выполнение которой происходило синхронно с формированием складчатых структур пояса капид<sup>3</sup> на крайнем юге континента. Известны, по крайней мере, два стратиграфических уровня формирования палеозойских ПМР.

Наиболее древними, по-видимому, являются металлоносные песчаники, характеризующиеся повышенными содержаниями циркона и титановых минералов в составе полого наклонных к востоку образований пачки Велтфред - верхней части песчано-глинистой прибрежно-морской формации Уиттерберг средне-верхнедевонского возраста (рис. 3.37). Исследователи (Cole, Labuschagne, 1983), описавшие эти россыпные проявления, относят их к образованиям ископаемых подводных баров приливно-отливного взморья. Литологические особенности пород, для которых характерно чередование слоев горизонтально-, косо- и перекрестно-слоистых мелко-тонкозернистых песков, в том числе с флазерной слоистостью, горизонтально-слоистых глин и тонкозернистых песков, а также присутствие локальных границ несогласия (в виде глинистых "ложных плотиков"), свидетельствуют об их формировании в условиях открытого к югу мелководного внутриконтинентального бассейна (залива), характеризующегося чередованием фаций авандельт, приливно-

<sup>3</sup>В этом смысле условия их формирования напоминают формирование ископаемых ПМР (девонских, карбоновых) на палеозойском палеошельфе ВЕП, по периферии Палеоазиатского океана (см. раздел 3.2).



**Рис. 3.37. Среднедевонские ископаемые россыпи тяжелых минералов в провинции Кэйп, ЮАР (Cole, Ladusyagne, 1983)**

1 - горизонты, обогащенные тяжелыми минералами; 2 - разведочные блоки и их номер; 3 - направление падения слоев; 4 - перекрывающая продуктивную толщу формация Витпурт; 5 - разломы.

отливных мелководий и подводных песчаных баров<sup>4</sup>, т.е. в условиях сублиторали. Рудная минерализация, представленная рутилом, цирконом, ильменитом, магнетитом, монацитом, ставролитом и сфеном (перечислены в порядке убывания содержаний), группируется в несколько прослоев, самый верхний из которых (главный) имеет мощность в среднем 2.3 м и прослежен по латерали на расстоянии более 1.1 км, а нижний, мощностью 1.8 м, всего на 300 м. Соотношение трех главных минералов: рутила, циркона и ильменита варьирует от 4:2:1 до 3:1:1. Рудные минералы концентрируются в основном в верхнем интервале каждого слоя, сложенном тонкозернистыми песками мощностью до 20 см. Общая мощность рудоносной пачки составляет около 30 м; ресурсы рудных песков только одного предварительно изученного участка площадью 200 x 400 м<sup>2</sup> были оценены в 53 тыс.т.

Более "молодым" стратиграфическим уровнем ископаемых россыпей являются ильменит-рутил-циркон-содержащие раннепермские песчаники формации Кару (280-180 млн. лет), в которых выявлен ряд россыпных объектов, которые могут рассматриваться как потенциально промышленные месторождения (*Делмас, Каролина, Ботавилл*) (Forge, 1991). Этот уровень

<sup>4</sup> Ближе всего эти фации и отвечающие им обстановки, как следует из работы (Cole, Labuschagne, 1983), напоминают обстановки формирования Обуховской титано-циркониевой россыпи в Северном Казахстане (Россыпные..., 1997).

интересен также тем, что его осадки рассматриваются в качестве наиболее древнего промежуточного коллектора современных комплексных россыпей побережья Наталь.

### 3.3.3. Россыпная минерагения Южно-Американской платформы

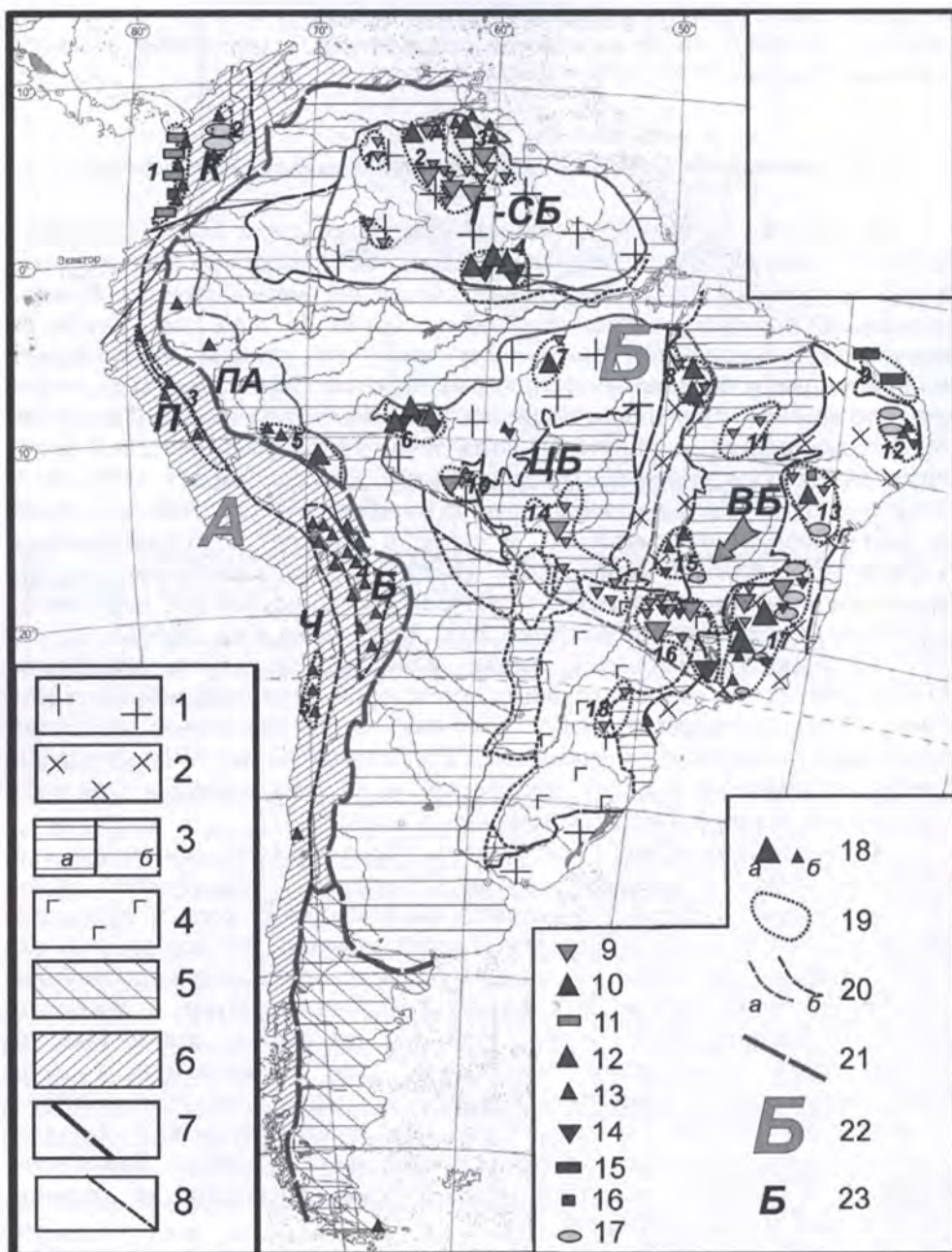
В пределах западного в современном структурном плане фрагмента древней Гондваны - Южно-Американской древней платформы - располагается другая крупнейшая полиминеральная россыпная мегапровинция Южного полушария, площадь которой составляет более 11 млн. км<sup>2</sup>. Стиль ее россыпной минерагении во многом схож со стилем Африканской мегапровинции и определяется пространственным соотношением выступов древнего архейско-раннепротерозойского фундамента платформы (Гвианский, Центрально-Бразильский щиты, Приатлантический гранулит-гнейсовый пояс), областей распространения платформенного чехла, возраст которого в различных типах платформенных структур колеблется от среднего протерозоя до мел-палеогена включительно, и структур (поясов) эпиплатформенной тектоно-магматической активизации, среди которых важнейшее минерагеническое значение принадлежит структурам неопротерозойской активизации восточного фланга платформы (Хаин, 2001; Колотухина и др., 1968).

В геоморфологическом плане Южно-Американская платформа представляет собой область развития плоскогорий (Гвианское и Бразильское плато, Приатлантический пояс, отвечающие одноименным выступам фундамента), цокольных денудационных и пластовых аккумулятивных равнин, преимущественно на породах осадочного чехла (Амазонская и Ориноко); подчиненное значение имеют вулканические плато.

Холмисто-останцовая поверхность Бразильского плоскогорья с возвышающимися островными горами - шападос - представляет собой пенеплен, возраст которого определяется как мезозойский, хотя, по-видимому, своими корнями он уходит в палеозой. В морфоструктуре плоскогорий и плато, с одной стороны, проявлена унаследованность по отношению к древнейшим гранито-гнейсовым куполам, а с другой, блоковая структура, отражающая систему разрывных нарушений, созданных на разных этапах тектоно-магматической активизации платформы. Они проявляются в виде тектонических уступов, разделяющих различные ступени плато Бразильского и Гвианского плоскогорий, к которым приурочены многочисленные, в том числе крупные, водопады на реках - притоках рек Амазонки и Ориноко. Характерны также литологически обусловленные уступы, особенно на границе гранитоидных пород и кварцитов.

Проявлением специфического тропического морфолитогенеза является развитие на гранитах и метаморфических породах т.н. "силикатного карста", вызванного выносом кремнезема, создающего подземные полости глубиной до 350 м (например, на плато Гуайкинима).

Южно-Американская платформа - крупнейшая полиминеральная россыпная мегапровинция, профиль которой определяют алмазы, золото,





**Рис. 3.38. Россыпная минерагения Южной Америки**

1-6 - элементы тектонического строения: 1-4 - Южно-Американская (Бразильская) платформа: 1 - выступы кристаллического основания (щиты), 2 - пояса бразильской (неопротерозойской) складчатости, 3 - платформенный чехол: а - неопротерозойский, б - фанерозойский, 4 - траппы; 5 - Патагонская молодая платформа; 6 - Андский подвижный пояс (мезозойды Южно-Американских Кордильер); 7-8 - границы тектонических элементов: 7 - 1-го, 8 - 2-го порядка; 9-17 - минеральные типы россыпей: 9 - алмазы, 10 - золото, 11 - МПГ, 12 - олово, 13 - вольфрам, 14 - редкие металлы, 15 - комплексные россыпи тяжелых минералов, 16 - хромит, 17 - ювелирные и поделочные камни; 18 - масштабы россыпей: а - крупные, б - рядовые; 19 - главные россыпные районы; 20-21 - границы: 20 - россыпных провинций: а - на платформе, в Андском поясе, 21 - россыпных мегапровинций; 22 - россыпные мегапровинции: А - Андская (Южно-Американских Кордильер), Б - Бразильская (Южно-Американской платформы); 23 - россыпные провинции: К - Колумбийская, П - Перуанская, Б - Боливийская, Ч - Чилийская, Г-СБ - Гвиана-Северо-Бразильская, ПА - Приандская (Западно-Бразильская), ЦБ - Центрально-Бразильская, ВБ - Восточно-Бразильская (Минас-Жерайс). Цифрами обозначены россыпные районы: в Андском подвижном поясе: 1 - Чоко-Пасифико-Барбокоас (PGE, Au, Cr), 2 - Восточно-Колумбийский (Мосо и др.) (JS, Au), 3 - Перуанский (Au, W), 4 - Боливийский (Sn), 5 - Чилийский (Au); в пределах Бразильского щита: 1 - Гуаньямо (Di), 2 - Парагуа-Порайма (Di, Au), 3 - Аранка-Куони (Au, Di), 4 - Питинга (Sn, Ta-Nb), 5 - Мадре-да-Дьос (Au), 6 - Рондония (Sn, Ta-Nb), 7 - Риу-Тапажос (Au, Di), 8 - Сьерра-Паллада-Мараба (Au, Di), 9 - Матарака (Ti-Zr), 10 - Рондония алмазная (Di), 11 - Соллопули (JS), 12 - Борборема (JS, RM, Au), 13 - Жакобина-Шапада-Диамантина (Au, Di, JS, Cr), 14 - Гояс-Мату-Гросу (Di), 15 - Риу-Такантис-Каталан (Au, Nd-Ti, JS), 16 - Корамандель (Алмазный Треугольник)-Араша-Тапира-Посус-ди-Калдас (Di, Nb, Zr), 17 - Минас-Жерайс (Жакобина, Жакуарари-Кариба, Диамантина-Жекитинья, Итинга, Боа-Виста и др.) (Au, Di, JS, Sn, W), 18 - Тобажи (Di).

редкие металлы, драгоценные камни, а по Атлантическому побережью - также комплексные прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов (рис. 3.38).

Важнейшие россыпеобразующие формации мегапровинции связаны как с дократонным мегаэтапом ее развития, так и, в большей мере, с различными этапами ее тектоно-магматической активизации (ТМА), и представлены следующими группами:

- гранитными пегматитами - источниками оловянно-редкометалльной (Sn, Ta-Nb, Ве) минерализации и камнецветного сырья, как древнейшими в составе гранито-генисовых поясов щитов (3-2.4 млрд. лет), так и связанными с этапом неопротерозойской (рифейской) тектоно-магматической активизации платформы (в пределах Восточно-Бразильского пояса);

- золоторудной минерализацией золото-сульфидно-кварцевого, а также золото-железисто-кварцитового типа (итабириты) древнейших зеленокаменных поясов Гвианского и Бразильского щитов;

- алмазоносными кимберлитами и родственными им породами (1700-700 млн. лет) и их древними (архейскими, ?) метаморфизованными аналогами - тальковыми сланцами (т.н. "филлитами");

- массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК) - источниками разнообразной редкометалльной минерализации (Nb, REE, Zr), связанными с этапами ТМА платформ.

В возрастном отношении все известные россыпные месторождения и проявления мегапровинции могут быть разделены на две группы: а) ископаемые россыпи, в составе которых различаются несколько комплексов: урано-золотоносные конгломераты протоплатформенного этапа развития (конгломераты Жакобина), среднепротерозойские алмазонасные конгломераты серии Рорайма, вендские алмазонасные конгломераты (серия Лаврас), верхнепалеозойские-раннемезозойские, связанные с тиллитами группы Санта-Фе пермо-карбонového оледенения, меловые алмазонасные (формация Калонга-Куанга); б) разнообразные в генетическом отношении (от остаточных элювиальных до прибрежно-морских) кайнозойские россыпи, сформированные на геоморфологическом этапе развития платформы.

**Алмазонасные россыпи** россыпной мегапровинции Южно-Американской (Бразильской) платформы сосредоточены в двух провинциях - Бразильской, на территории шт. Минас-Жерайс и шт. Байя, и Гвианской (север Бразилии, Венесуэла, Гайана), где в общей сложности известно более 15 районов россыпной алмазонасности разной продуктивности (см. рис. 3.38).

Россыпи первой из этих провинций, Бразильской, на протяжении более 150 лет, вплоть от открытия россыпей в Южной Африке, были главным поставщиком алмазов в Мире. По усредненным оценкам, они дали более 52 млн. кар алмазов. Как видно из рис. 3.38, на востоке этой территории (Восточно-Бразильская россыпная провинция) сосредоточены также многие россыпные месторождения редких металлов (район Корамандель-Тапира-Посус-ли-Калдас) и золота (Минас-Жерайс, или Жакобина-Диамантина-Жекитиньонья, и Жакобина-Шапада-Диамантина), что придает россыпной минерализации большинства районов отчетливый полиминеральный характер.

В структурном отношении область развития алмазных россыпей Бразилии занимает центральную часть Восточно-Бразильского щита (включая архейские кратоны Амазонский и Сан-Франциско и разделяющий их позднепротерозойский пояс Токатинтос) (Хаин, 2001). Геоморфологически это обширные нагорные плато, выровненная поверхность которых (сьерра) представляет собой древнюю поверхность выравнивания мелового-третичного возраста. Характерной особенностью этой поверхности является западный (обратный от океана) уклон поверхности, возможно, унаследованный от "годванского" периода развития платформы. Плато сильно расчленено эрозией, вплоть до образования обособленных останцовых массивов и гор.

Россыпные месторождения алмазов Бразильской россыпной провинции представлены следующими генетическими типами и возрастными группами (Россыпи..., 2005):

- 1) Докембрийские, вендские алмазонасные конгломераты, в том числе промышленно алмазонасные, серии Лаврас (шт. Байя и Минас-Жерайс);
- 2) Россыпные проявления и небольшие месторождения в верхнепалеозойских-раннемезозойских осадочных формациям, в том числе в горизонтах тиллитов пермо-карбонového оледенения (шт. Минас-Жерайс);
- 3) Россыпные проявления в меловых осадочных толщах (формация Калонга-Куанга в шт. Минас-Жерайс);

4) Кайнозойские элювиальные и склоновые россыпи в полях развития древних формаций всех типов, сформированные на алмазоносных "филлитах" (метаморфизованных древних кимберлитах) - первоисточниках алмазов серии Лаврас и на алмазоносных конгломератах разного возраста;

5) Россыпи современных, реже древних, долин с комплексом террасовых, долинных и русловых россыпей, представляющие главный объект старательской отработки.

Многочисленные россыпи разных типов, в том числе и ископаемые в конгломератах, отрабатываются большим числом приисков, часто небольших размеров, старательским способом. Единственный дражный полигон на крупной россыпи Жекитиньонья работал в 1970-х годах, на пределе рентабельности (Россыпи..., 2005).

Рассмотрим кратко перечисленные типы россыпей алмазов на территории Бразильского щита.

Древнейшими среди них являются ископаемые алмазоносные россыпи в вендских конгломератах территории кратона Сан-Франциско, распространенные на площади шт. Минас-Жерайс (месторождения Диамантина, Гран-Могол) и в шт. Байя (Шапада-Диамантина) (см. рис. 3.38). Особенность этих россыпей состоит в том, что они входят в состав группы Лаврас, заключающей тиллиты позднепротерозойского (вендского) оледенения.

Хотя нижняя часть толщи, собственно тиллиты (диамиктиты) формации Макаубас, тоже алмазоносна, основные концентрации алмазов приурочены к залегающим выше конгломератам и кварцитопесчаникам формации Сопа (Трофимов, 1980), которые принято считать флювиогляциальными. Однако А.А.Константиновский (2000) обращает внимание на то, что этому противоречит высокая зрелость конгломератов, указывающая на их формирование за счет перемыва кор выветривания в условиях, отличных от обстановки перигляциального литогенеза.

Первоисточниками алмазов в породах группы Лаврас явились характеризующиеся промышленной алмазоносностью своеобразные породы - филлиты (метаморфизованные кимберлиты, ?), тела которых непосредственно перекрываются грубообломочными горизонтами формации Макаубас.

Главные промышленные месторождения в рассматриваемых конгломератах и связанные с ними элювиально-склоновые россыпи расположены в районе **Диамантина-Жекитиньонья**, образуя четыре пространственно разобценные группы. Основные разработки связаны с россыпями элювиального типа в латеритной коре выветривания по конгломератам, заключающей скопления и линзы конгломератов, или с выветрелыми еще в большей степени алмазоносными брекчиями, погруженными в глинистую "белую массу" (прииск Сан-Джоа да Шапада и др.). Подстилающие толщу на значительной площади раннепротерозойские кварциты, филлиты и итабириты свиты Минас также включают горизонты слабо алмазоносных конгломератов, которые рассматриваются, наряду с филлитами, как один из источников алмазоносности конгломератов россыпей вендского возраста.

Примером многочисленных элювиально-склоновых россыпей, развитых по выветрелым конгломератам Сапа, являются прииск Калифорния, месторождения Джомбо, Боа-Виста, Перпетуа, Кавало Морте и др. на площади Диамантина-Жакитиньонья в россыпном районе Минас-Жерайс.

Конгломераты Сапа, так же как и более древние конгломераты Минас, явились источниками богатых аллювиальных россыпей, таких как многочисленные долинные, русловые и "каньонные", а также террасовые россыпи р. Жекитиньонья и ее левых притоков. Известны также погребенные россыпи древних долин. Большинство из них характеризуется алмазами преимущественно ювелирного класса, доля которых в добыче составляет около 80%. Наибольшее количество высококачественных алмазов концентрируется на участках переуглубленных долин, в т.н. воронках, иногда достигающих гигантского размера, а также в каньонообразных углублениях русла, содержание алмазов в которых достигало 10 кар/м<sup>3</sup> (р. Мове). Из россыпей попутно извлекается золото в пропорции 1000 кг золота / 370 тыс. кар алмазов (Россыпи..., 2005).

Характерным примером районов развития богатейших аллювиальных россыпей всех типов может служить также **район Корамандель** ("Алмазный треугольник") на междуречье верховьев рек бассейна Параны и Сан-Франциску. Особенностью района является широкое развитие здесь щелочного ультраосновного магматизма (щелочные базальты, карбонатиты, якупирингиты, дуниты), с которыми ассоциируют богатейшие редкометалльные месторождения, в том числе коры выветривания, элювиальные и элювиально-склоновые россыпи массивов Араша (Баррейро), Посус ди Калдас и других с уникальной россыпеобразующей минерализацией, а также пикритов, кимберлитов и камафугитов, в том числе алмазонасных (кимберлитовое поле Корамандель) (рис. 3.39). Все это придает россыпному району отчетливый полиминеральный облик.

Характерной особенностью россыпного района является также связь его россыпей с промежуточными коллекторами - нижнемеловыми песчаниками Ареадо (Ботукато), предположительно золотого генезиса, источниками алмазонасности которых могли быть верхнепротерозойские тиллиты в составе формации Ибия. Позднемеловая поверхность выравнивания, на которой сохранились фрагменты латеритовых кирас, образует поверхность плато высотой около 1000 м и срезает все комплексы пород - от протерозоя до триасово-юрских карбонатитов и меловых кимберлитов. Этой поверхности принадлежит важнейшая роль в площадном распространении россыпей. С ней же связано формирование элювиальных и древних аллювиальных россыпей типа "тауа", одной из которых является россыпь Аква Сужа в районе пос. Ромария (см. рис. 3.39) на меловых алмазонасных конгломератах, минеральный облик рудных песков которой, наряду с алмазом, определяют минералы УЩК: магнетит, перовскит, магнезиальный ильменит, оливин, а также такие высокоустойчивые минералы, как корунд (в т.ч. ювелирные разновидности), циркон, рутил, кианит и ставролит. Слои "тауа", в свою очередь, участвуют в питании аллювиальных россыпей современных долин.

Остаточные элювиальные и древние аллювиальные россыпи приподнятой долинной сети в виде обширных развалов окатанной гальки

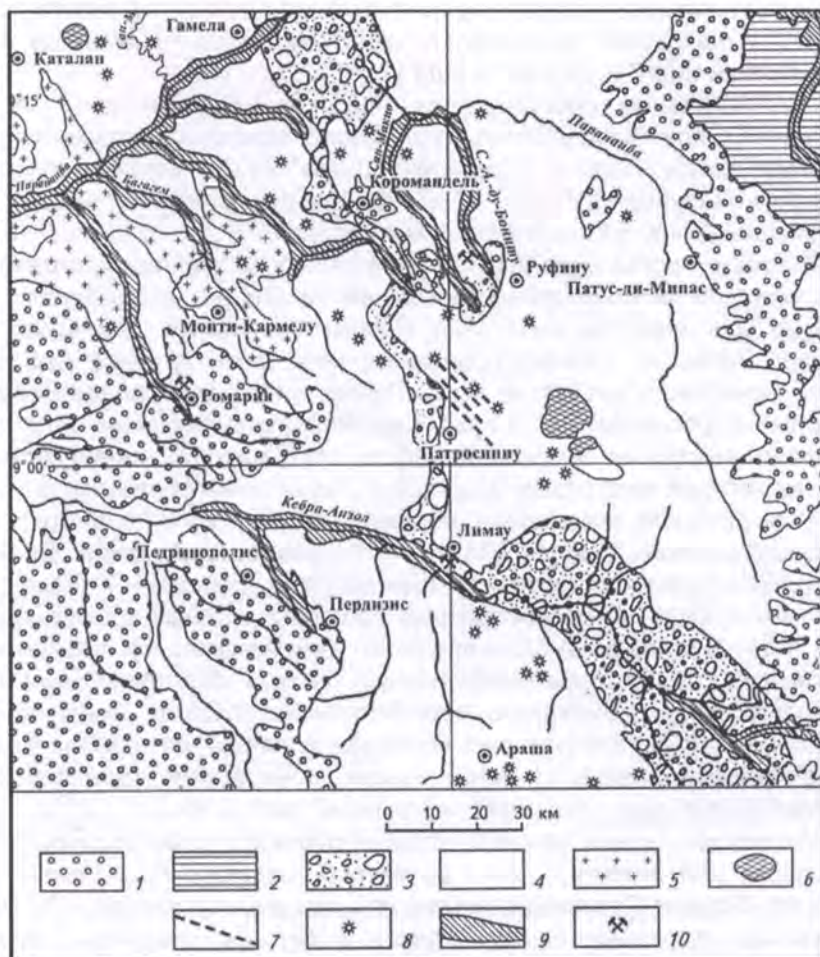


Рис. 3.39. Размещение россыпей алмазов и их промежуточных коллекторов на площади Коромандель-Патросиниу-Багаем (Россыпи..., 2005)

1 - песчаники и конгломераты группы Бауруи и формации Мата да Корда (верхний мел); 2 - золотые песчаники формации Ареадо (нижний мел); 3 - тиллиты формации Ибиа (верхний протерозой); 4 - сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты и карбонатные (нижний-верхний протерозой); 5 - гранито-гнейсы (архей-нижний протерозой, ?); 6 - тела ультрабазитов центрального типа (триас-юра, ?); 7 - дайки основного состава; 8 - трубки взрыва кимберлитов и камафугитов (верхний мел); 9 - аллювиальные россыпи алмазов четвертичного возраста; 10 - старательские отработки.

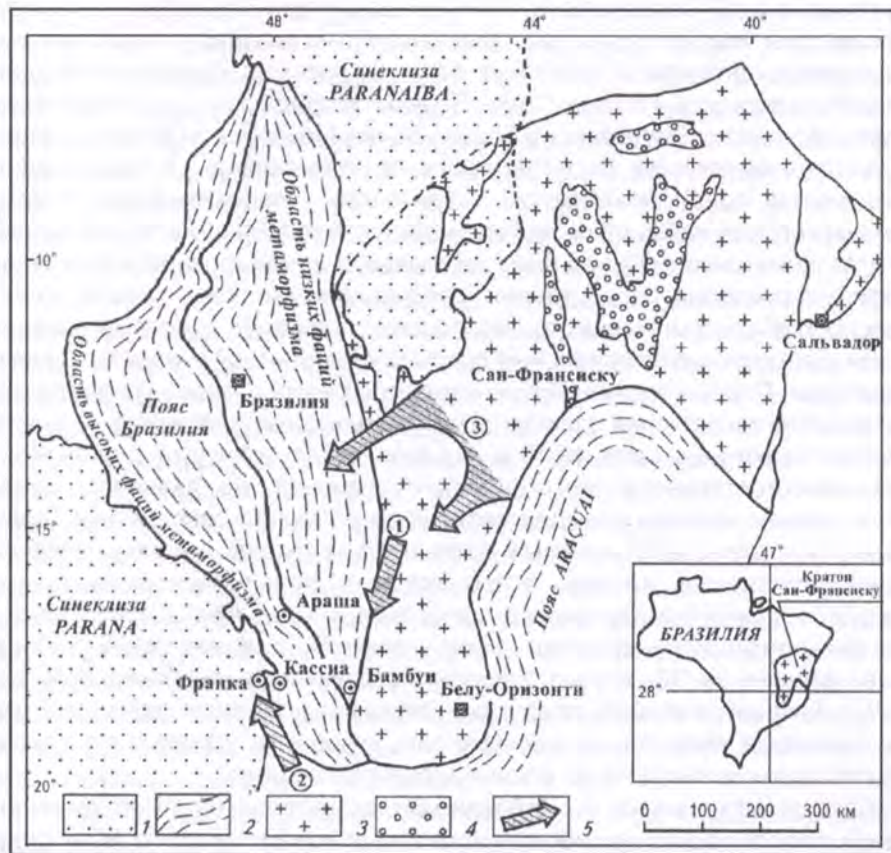
кварцитов и кварца, связанные с разрушением конгломератов Ареадо, известны и на других площадях, в частности, в бассейне левых притоков р. Сан-Франциско (Рио да Прата и др.).

Аллювиальные россыпи поля Патросиниу-Корамандель ("Алмазный треугольник", или "Земля больших алмазов") знамениты своими огромными алмазами, среди которых "Президент Дутра" (407.7 кар) из россыпи руч. Доурадино, "Президент Ваграс" (726.6 кар) из руч. Санто Антонио да Бонито, "Корамандель" (400.65 кар) из руч. Санто Инасио.

Вообще, роль древних промежуточных осадочных коллекторов в формировании алмазоносных россыпей Бразилии чрезвычайно велика. Меловые конгломераты выступают в качестве таковых для алмазоносных россыпей Рондонии, каменноугольные тиллиты свиты Итараре - на площади Тобажи, вендские образования свиты Лаврас - в районе Шапада-Диамантина. На примере россыпей шт. Минас-Жерайс и прилегающей части шт. Гояс отчетливо выступает множественность источников питания алмазов, в качестве которых выступают: а) древние ледниковые образования (тиллиты) двух эпох древнего оледенения: верхнепротерозойского (формация Ибия) и пермо-карбонового (группа Санта-Фе - аналог формации Двайка); б) возникшие в аридных условиях нижнемеловые (золотые ?) конгломераты формации Ареадо; в) разнообразные продукты позднемезозойского (119-85 млн. лет) ультраосновного-щелочного магматизма; г) верхнемеловые конгломераты т.н. "грязевых и обломочных потоков" формации Бауру. При том предполагается, что основные первоисточники алмазов, имевшие возраст около 800 млн. лет, располагались восточнее в районе кратона Сан-Франциску, откуда алмазы вместе с устойчивыми минералами транспортированы палеоледниками двух покровных оледенений (рис. 3.40).

Несколько иные условия формирования алмазоносных россыпей характерны для северной части россыпной мегапровинции, выделяемой в качестве *Гвиана-Северо-Бразильской* полиминеральной (Di, Au, RM) россыпной *провинции* (см. рис. 3.38). Большинство россыпных месторождений группируются здесь в пределах наиболее приподнятой части Гвианского щита, служащей междуречьем бассейнов рек Амазонки и Ориноко. Ареал распространения россыпей охватывает южные области Венесуэлы, северо-западную часть Гайаны, Французскую Гвиану, где располагаются все известные к настоящему времени промышленные россыпи алмазов, основные золотоносные россыпи Гвианского щита и север территории Бразилии, где в границах щита расположен открытый в 1970-е годы крупнейший район развития олово-редкометалльных кор выветривания и россыпей Питинга.

Источниками алмазоносных россыпей провинции послужили: а) образующие тела типа силлов кимберлиты (и родственные им породы, "базальтоидные кимберлиты", лампроиты), возраст которых определяется как 850-709 млн. лет (по другим данным, 1732 млн. лет), с которыми, например, связаны богатейшие аллювиальные россыпи долины р. Кебрада-Гранде и ее притоков в бассейне р. Гуаньямо в Венесуэле; б) превращенные в тальковые сланцы метаморфизованные кимберлиты архейского (?) возраста; в) регионально распространенные среднепротерозойские (1.9-1.5 млрд. лет) конгломераты серии Рорайма, с которыми связаны аллювиальные россыпи



**Рис. 3.40.** Пути движения ледников эпох древних оледенений на востоке Бразилии и их роль в питании алмазоносных россыпей шт. Минас-Жерайс (Россыпи..., 2005)

1 - синеклиза Парана и Паранаиба (PZ-MZ); 2 - складчатые пояса Бразилия и др. (PR<sub>3</sub>); 3 - кратон Сан-Франциску (AR-PR<sub>2</sub>); 4 - формация Чапада-Диамантина (PR<sub>2</sub>); 5 - направления движения палеоледников в разные эпохи (обозначены цифрами в кружках): 1 - в перми (группа Санта Фе), 2 - в карбоне, 3 - в позднем протерозое.

правых притоков р. Ориноко, верховьев рек Риу-Бранку, Мазаруни, Потаро и др., т.е. практически все россыпи провинции, за исключением площади Кебраде-Гранде. Лишь в Суринаме проявления алмазов ассоциируют с другим промежуточным коллектором - с более древней, чем Рорайма, свитой Розебел (Россыпи..., 2005). Кроме того, на востоке россыпной провинции в пределах Французской Гвианы обнаружены тальковые сланцы - аналоги филлитов Южной Бразилии, рассматриваемые как метаморфизованные раннепротерозойские кимберлиты.

Серия Рорайма, заключающая пласты алмазоносных конгломератов (древнейшие ископаемые россыпи рассматриваемой территории), слагает на

территории южной Венесуэлы и прилегающей части Бразилии знаменитые столовые горы Гвианского плоскогорья (тепуи), на площади и в обрамлении которых располагаются и наиболее богатые россыпи современных долин (Сан-Сальвадор-дель-Пауль, Санта-Елена, Икабару и др. в Венесуэле, россыпи бассейна р. Риу-Бранку в Бразилии, рек Мазаруни и Потару в Гайане). Первоисточники алмазов серии Рорайма не установлены. В числе гипотез высказывается предположение об "африканском" происхождении алмазов, источники которых находились на территории современной Западной Африки.

Ряд алмазоносных россыпей, связанных с геоморфологическим этапом развития территории, представлен следующими типами: россыпи свиты "белых песков" (россыпи холмов), террасовые, долинные, русловые ложковые россыпи и остаточные элювиальные россыпи в латеритной коре выветривания кимберлитов. Первые из них - "россыпи свиты белых песков" - представляют собой фрагменты аллювия древних приподнятых долин третичного возраста и обычно залегают на высоте 40-45 м над дном современных долин; они не имеют самостоятельного промышленного значения, но являются важным промежуточным коллектором для всех типов россыпей современных долин. Большая часть разрабатываемых россыпей - русловые, однако наиболее крупные ювелирные алмазы встречаются в пойменных отложениях и палеоруслух (зоны Сан-Сальвадор-дель-Пауль и Гуаньямо). Однако самыми крупными аллювиальными россыпями являются россыпи зоны Кебраде-Гранде, давшие за 30-летнюю историю эксплуатации не менее 85% всей зафиксированной алмазной продукции Венесуэлы. Важное значение имеют также ложковые россыпи, распространенные преимущественно на участках размыва "свиты белых песков" и конгломератов Рорайма.

Среди ископаемых **золотоносных россыпей** мегапровинции древнейшими являются **урано-золотоносные конгломераты Жакобина** в шт. Байя в Бразилии, по своим масштабам представляющие объект ранга рудного района. Будучи ближайшим генетическим и возрастным аналогом конгломератов Витватерсранда, они приурочены к базальной серии образований протоплатформенного чехла, выполняющей односторонний субмеридиональный грабен на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте кратона Сан-Франциско (Константиновский, 2001). Источником золотой минерализации послужили зеленокаменные породы обрамляющих грабен поясов Рио-Итарупи и Капим. Сами породы группы Жакобина подверглись мощному региональному метаморфизму, достигшему эпидот-амфиболовой стадии, а вблизи тектонических нарушений - гранитизации.

В разрезе мощной (до 6.5 км) группы Жакобина золотоносной является нижняя толща - формация Сьерра-де-Коррего, залегающая на неровной поверхности фундамента, перекрытой метаморфизованной корой выветривания (кварц-кианитовые сланцы) и расчлененной глубокими (до 200 м) палеодолинами. Строение толщи неоднородно. Образования нижнего продуктивного уровня приурочены к палеодолинам и представляют собой чередование аллювиально-эстуарных и прибрежно-морских фаций; к нему приурочен Главный Риф, объединяющий 4 промышленно золотоносных пласта - "рудиты" с содержаниями золота 7-15 г/т. Второй уровень (серия урано-золотоносных рифов) образован прибрежно-морскими фациями,



включая отложения подводных дельт. Собственно рудоносная пачка представляет, согласно А.А.Константиновскому (2001), гигантскую косослоистую клиноформу и образована чередованием кварцитопесчаников и гравелитов, отлагавшихся в передовой части авандельты. Среднее содержание золота в них невелико, но в отдельных рудных пластах достигает промышленного уровня (5-10 г/т в рифах Либерино, Голландес и др., 18 г/т в рифе Пиритозо) (Преториус, 1984). Верхний уровень золотоносных конгломератов, приуроченный к базальной пачке трансгрессивной формации Рио-де-Оро, характеризуется невысокой золотоносностью.

Все три пачки конгломератов, кварцитопесчаников отличаются олигомиктовым составом при доминировании гальки и валунов кварцевого состава. В шлиховых прослоях, наряду с золотом, обычно сильно перекристаллизованным под влиянием метаморфизма, особенно вблизи контактов с дайками, силлами и зонами дробления, встречается рутил, циркон, турмалин и другие высокоустойчивые кластогенные минералы. Постоянно присутствуют пирит, браннерит и уранинит. Однако, в отличие от Витватерсранда, характерно отсутствие рифов "углеродистого" типа.

Как уже отмечалось выше, крупнейшая золотоносная провинция с преимущественным развитием россыпей в связи с латеритными корами выветривания на породах раннепротерозойских зеленокаменных поясов и продуктами их остаточного обогащения и переотложения располагается в центральной и северной части Гвианского щита, охватывая южную часть Венесуэлы, северную - Бразилии, Гайану, Французскую Гвиану и Суринам, причем золотоносные площади в значительной мере совмещены с алмазонасными, что придает провинции отчетливый полиминеральный облик. Латеритный процесс с присущими ему процессами высвобождения, вторичной мобилизации и концентрации золота на геохимических барьерах (см. **раздел 1.5**) выступает в качестве важнейшего фактора россыпеобразования, обеспечивающего формирование богатых близповерхностных россыпей, как остаточных элювиально-склоновых, рудный пласт которых залегает практически под почвенно-растительным слоем, так и аллювиальных русловых, долинных и террасовых. Как и в других золотоносных районах щитов, где минерализация зеленокаменных поясов сочетается с латеритным выветриванием (Западно-Африканский кратон, кратон Йилгарн), важнейшим элементом россыпеобразующей системы являются золотоносные латериты, содержание золота в которых колеблется от первых граммов до 20 и более г/т, в том числе в их верхней части, в латеритных бокситах, - до 25 г/т.

Характерным районом развития золотоносных латеритов и связанных с ними россыпей является район массива **Гран-Савана** в осевой части Гвианского щита, где известны россыпи широкого генетического спектра - от остаточных элювиальных в пределах древней поверхности выравнивания до прибрежно-морских в осадках третичного возраста. Типичным примером остаточных элювиально-склоновых россыпей является месторождение Промы на границе Венесуэлы и Бразилии, рудный пласт которого, сложенный крупным золотом, залегает на глубине всего 30-40 см. Долинные и русловые, в том числе косовые, россыпи широко распространены в долинах рек правых притоков р. Ориноко - рек Карони, Куюни и др., верховьях бассейнов левых

притоков р. Амазонки. Все они легко обрабатываются мускульным способом с применением примитивных технологий. В зоне приморской равнины р. Ориноко известны прибрежно-морские россыпи третичного возраста, в составе которых золото ассоциирует с алмазами, ильменитом, титаномагнетитом, рутилом, цирконом, монацитом. Содержания золота в россыпях провинции весьма высоки и колеблются от 1-2 до десятков и даже сотен г/т, однако индивидуальные россыпи не велики по масштабам; считающиеся крупными россыпи Караборо и Корокоро характеризуются запасами соответственно более 2 и более 3.5 т золота.

Самостоятельная россыпная золотоносная провинция оформилась в пределах Южно-Американской мегапровинции после аккреции складчато-орогенных сооружений Андского пояса, когда в плиоцене по западному обрамлению платформы возникла новая область сноса, а у подножья - область аккумуляции мощных пролювиально-аллювиальных шлейфов. Речь идет об **Пред-Андийской зоне** (см. рис. 3.38) со значительным потенциалом россыпной золотоносности. Первичным источником золота для рассматриваемой россыпной зоны являются латериты по палеозойским отложениям с повышенным кларком золота, которые в настоящее время развиты к западу, юго-западу и югу от зоны регионального надвига палеозойских пород на мезозойские, и вмещают многочисленные гидротермальные месторождения золота преимущественно Au-(Sb-W) ряда.

Золото в россыпи современной речной системы поступало через серию промежуточных коллекторов - частично латеритизированные осадки аллювиально-пролювиального генезиса, сформировавшиеся в субандийской зоне осадконакопления и молодых (включая голоцен) деформаций между растущими горами Анд и кратоном.

Наиболее обогащенные золотом эти отложения разрабатываются в настоящее время в полосе Вайпету-Кайчиве в Перу. Будучи размыты верховьями притоков Амазонки, они дают начало долинным россыпям; Крупнейшая из них россыпь в верховьях р. Мадре-де-Дьос, находящаяся в стадии разведки и выборочной обработки старателями, представляет собой серию разобщенных и вложенных друг в друга россыпей и в целом имеет струйно-гнездовое строение. Гигантские по запасу песков россыпи золота этого типа известны и частично разведаны в Перу и Боливии.

В пределах россыпной мегапровинции Бразильского щита располагаются крупнейшие в мире районы развития **комплексных редкометалльно-оловянных** (танталит-колумбит-касситеритовых) или собственно **редкометалльных** (берилл-танталитовых) россыпей в связи с докембрийскими гранитами и их пегматитами, которые группируются в пределах нескольких площадей.

Это - россыпные районы **Питинга** на юге Гвианского щита и **Рондония** на северо-западном фланге Бразильского щита, минерализация которых связана с древнейшими гранитами архейско-раннепротерозойского ядра кратонов, и россыпные районы восточного фланга платформы, расположенные в пределах Восточно-Бразильского пояса неопротерозойской (рифейской) тектоно-магматической активизации, являющегося продолжением аналогичной (Нигерийско-Ахаггарской) структурной зоны Северной Африки. В

пределах этой зоны располагаются два крупных ареала, сопровождаемых россыпями комплексного редкометалльного оруденения: плато Борборема на северном фланге и рудный район Минас-Жерайс - на южном (см. рис. 3.38). Помимо типа россыпеобразующих коренных источников, в формировании россыпей важнейшую роль сыграло пролонгированное во времени и продолжающееся в современных обстановках глубокое химическое выветривание в условиях тропического гумидного и сумиаридного (саванного) климата, которое особенно активизировалось в периоды пенепленизации территории в мезозое и в раннем-среднем кайнозое.

Примером этих месторождений могут служить комплексные редкометалльно-оловоносные россыпи **района Минас-Жерайс**, расположенные в бассейне рек Мортис, Пайол и Риу-Абайша. Они связаны с пегматитовыми жилами кварц-мусковит-полевошпатового состава, ассоциирующими с древними амфиболовыми гранитами, прорывающими толщу амфиболитовых сланцев, причем пегматитовые тела залегают как в гранитах, так и в сланцах. В рельефе район представляет собой фрагмент возвышенной пенепленизированной волнистой равнины с отметками 900-1000 м, перекрытой латеритами мощностью от 2 до 15 м, которые залегают на сильно каолинизированных гранитах. Содержание касситерита в аллювиальных россыпях в среднем составляло 600-1600 г/м<sup>3</sup>, достигая в отдельных участках 2-4 кг/м<sup>3</sup>. В середине XX века они представляли главный объект оловодобычи в Бразилии. Редкометалльная минерализация в пегматитах и в россыпях представлена танталитом, с примесью джелмаита в соотношении 25:1.

Примером **собственно редкометалльных** россыпей (без касситерита) в связи с пегматитами древних Та-Ве-Ли-носных микроклиновых гранитов, являются элювиальные, склоновые и ложковые россыпи плато Борборема площадью около 830 км<sup>2</sup>, представляющего собой раннемезозойский пенеплен, на площади которого сохранились фрагменты перекрывавших его меловых и третичных песчаников. В пределах плато общей площадью около 830 тыс. км<sup>2</sup> известны тысячи пегматитовых тел, в том числе около 600 жил, содержащих тантало-ниобаты, берилл и минералы лития, причем размеры только одного главного пегматитового поля составляет 75x50 км. Оработка элювиально-склоновых россыпей началась более 60 лет назад и велась кустарным способом с параллельной разборкой вручную верхних выветрелых частей пегматитовых тел.

Редкометалльные россыпи в связи с массивами щелочных-ультраосновных пород представлены в пределах россыпной мегапровинции двумя типами: а) элювиально-склоновыми и ложковыми россыпями пирохлора в связи с массивами карбонатитов; б) элювиально-склоновыми и аллювиальными россыпями бадделеита в связи с массивом нефелиновых сиенитов. Россыпи первого типа известны в полях редкометалльных карбонатитов, сосредоточенных на территории шт. Минас-Жерайс и Сан-Паулу, среди которых всемирно известные массивы Араша (Баррейру-ди-Араша) и Тапира в россыпном районе Корамандель (см. выше).

Среди них особо следует выделить уникальную россыпную баддеитовую минерализацию, которая связана с расположенным в том же районе нефелин-

сиенитовым *массивом Посус ди Калдас*. Россыпеобразующая минерализация массива представлена штокверками бадделитоносных жил с участками магнетит-уран-ториевой минерализации. Массив имеет площадь около 1 тыс. км<sup>2</sup>; он располагается в пределах одноименного возвышенного плато и выражен в рельефе в виде окруженной приподнятыми бортами округлой чашеобразной денудационной депрессии (напоминающей вулканическую кальдеру), возникшей за счет более интенсивного выветривания сиенитов по сравнению с вмещающими породами. Массив перекрыт мощной (до 150 м) латеритной корой выветривания, которая представляет собой богатое комплексное бадделеит-бокситовое месторождение, пока единственное в мире по составу минерализации (Колотухина и др., 1968; Месторождения..., 1980). За счет денудации и размыва коры выветривания на склонах массива и в расчленяющих его логах сформировались богатые склоновые и аллювиальные, в том числе террасовые россыпи, которые и являются основными объектами отработки.

Характерной особенностью россыпей, образовавшихся за счет переотложения бадделитоносной коры выветривания, являются своеобразные желваковые образования - калдасит, представляющие собой смесь бадделеита и циркона обычно в соотношении 30-50% оксида и 50-70% силиката Zr (Колотухина и др., 1968). Наиболее богатые сорта руд, получаемых из переотложенной коры выветривания, т.н. серые, темные и черные бобовые руды, соответственно характеризуются содержанием бадделеита 57, 71 и 86%. Наиболее богатая разновидность бобовой руды содержит до 97% ZrO<sub>2</sub>, т.е., по сути, представляет собой почти чистый бадделеит.

Генетически склоновые россыпи нередко имеют остаточный характер, характеризуются мощностью до 1 м и местами почти нацело сложены желваками бадделеита, лимонита и пиролюзита. Скопления желваков бадделеита (бадделеитовый галечник) характерны также для аллювиальных россыпей, причем в силу значительной плотности бадделеита (5.1-5.7 г/см<sup>3</sup>), его высокой твердости (6-6.5), устойчивости и крупных выделений (в среднем 1-2 см), они также имеют остаточный характер и тесно ассоциируют с рудоносными участками в материнских породах в бортах и днище долин. За время отработки месторождения основная добыча бадделеита осуществлялась из галечников древних террас. Месторождение продолжает обрабатываться полукустарным способом.

В пределах рассматриваемой россыпной мегапровинции находятся крупнейшие *комплексные россыпи камнецветного сырья*, связанного с корами выветривания миароловых гранитных пегматитов (берилла, топаза, турмалина, аметиста). Самые знаменитые из них располагаются на севере шт. Минас-Жерайс и в шт. Эспириту-Санту (Киевленко и др., 1982) (см. **рис. 3.38**). Из сложенных щебнисто-глинистым материалом элювиально-склоновых россыпей Оуру-Прету и Вила-Рика извлекались великолепные экземпляры получивших мировую известность желтых и буро-красных топазов массой до 100 кг, а также горного хрусталя, дымчатого кварца, турмалина, аквамарина, рутила, циркона, эвклаза. Широко известны также аллювиальные россыпные месторождения топаза и берилла в долинах рек Педра-Азул, Жекитинья,

Рио-Микури, Марамбайя, Рио-Досе, например, продуктивные слои белых террасовых галечников "касальхо" на месторождении Педра-Азул, содержащие окатанные кристаллы аквамарина (массой до 1 кг), желтого топаза (до 10 см по длинной оси), горного хрусталя, турмалина, граната.

Россыпи провинции Минас-Жерайс известны более ста лет; например, россыпь р. Марамбайи, знаменитая своими голубыми аквамаринами и оливково-зелеными бериллами, обрабатывается с 1909 г. В бассейне р. Жекитиньонья промышленное значение имеют как остаточные элювиальные, так и связанные с ними долинные и террасовые россыпи, некоторые из которых (например, террасовая россыпь Ильхе-Алегре) считаются главными источниками зеленого берилла, аквамарина и гелиодора очень высокого качества.

В качестве других площадей развития комплексных россыпей ювелирных камней следует назвать район *Теофило-Отони*, а также бассейн *рек Рио-Конте и Рио-Пардо* в шт. Байя.

Из других типов россыпей ювелирных камней следует отметить аметистоносные остаточные элювиальные россыпи, сформированные на корях выветривания базальтовых покровов на юге провинции (юг Бразилии, Уругвай).

Так же, как и вдоль пассивных континентальных окраин Африканского побережья и Индостана, вдоль Атлантического побережья Бразилии протягивается полоса развития *комплексных россыпей тяжелых минералов*, которые образуют Южно-Американскую шельфовую провинцию комплексных прибрежно-морских россыпей (см. главу 7), общие ресурсы которой оцениваются несколькими миллионами тонн рудных концентратов (Айнемер, Коншин, 1982). Наиболее крупные из них располагаются в секторе побережья протяженностью около 175 км в шт. Эспириту-Санту, менее значительные протяженностью до 50 км - в южной части шт. Байя и в шт. Параиба, а также на Уругвайском отрезке побережья (участки Атланта-Бич, Ла-Фореста, Бела-Виста). Их формирование тесно связано с особенностями развития прилегающей суши, представляющей собой область пенепленизированных выступов кристаллических пород архейского и протерозойского фундамента (Бразильское нагорье) с развитием тропических кор выветривания и небольшими по площади депрессиями, выполненными третичными терригенными осадками, выступающими в качестве промежуточных коллекторов тяжелых устойчивых минералов для современных прибрежно-морских россыпей.

Важнейшую особенность побережья составляет серия ступеней, которыми нагорье, достигающее наибольших отметок именно в своей западной части, спускается к прибрежной низменности. Возраст этого уступа соответствует времени раскола континентов, т.е. началу мезозоя. Свидетельством более поздних (кайнозойских) тектонических процессов и колебания уровня Мирового океана является абразионный клиф (т.н. барьер) высотой до 50 м, местами замаскированный эоловыми образованиями. Важным является тот факт, что в отличие от большинства пассивных окраин, основным способом поступления россыпеобразующих минералов считается абразия, при ограниченной роли речного выноса.

### 3.3.4. Россыпная минерагения Индостанской платформы

Становление Индийской платформы в качестве обособленной россыпной провинции с уже сложившимся профилем россыпеобразующей минерализации произошло в конце средней-начале поздней юры с ее выделением из состава Гондваны (Хаин, 2001).

Важнейшие черты россыпной минерагении Индийской платформы (включая Шри-Ланка) обусловлены ее принадлежностью к древнейшему блоку земной коры - кратону Бхандра, сложенному породами преимущественно архейского возраста, в составе которых доминируют породы чарнокит-гранулитовой формации, в то время как зеленокаменные (зеленосланцевые) пояса преимущественно ССЗ-субмеридионального простирания занимают подчиненное место. Это определяет широкое развитие потенциально россыпеобразующей минерализации в связи с древнейшими пегматитами (ювелирные камни, редкие металлы) и золоторудной - в вулканогенно-осадочных породах зеленосланцевой формации (м-ния Коларского типа).

Образования среднего-верхнего протерозоя занимают в пределах платформы ограниченные площади, но с этим этапом связано проявление кимберлитового и лампроитового магматизма на севере платформы (лампроиты поля Панна с трубкой Малжгава) и в ее центральной части (кимберлитовое поле Райпур с телами Котаконда и Маханади), а также формирование редкометально-изумрудоносных пегматитов Раджастана, Бихара, Ориссы, Шри-Ланки и редкометальных карбонатитов Раджастана и Тамил Наду.

Важную роль в формировании минеральных ассоциаций россыпей, особенно комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов сыграли породы гранулитовой формации (гранулит-гнейсовый пояс Восточных Гат - серия "высоких нагорий" Шри-Ланки), в составе которых присутствуют ортогнейсы и чарнокиты, мигматиты, гранат-силлиманитовые парагнейсы, анортозиты и щелочные гранитоиды, т.е. породы, поставляющие в комплексные ПМР ильменит, рутил, циркон, монацит, гранат, силлиманит и другие устойчивые минералы сходной миграционной способности.

Важнейшим с точки зрения становления россыпеобразующей минерализации является также этап раннепалеозойской тектономагматической активизации (700-500 млн. лет), охватившей южный фланг кратона. Этот этап отмечен формированием пегматитов Южно-Индийского-Шри-Ланкийского пегматитового пояса (месторождения Реквана, Балангода, Рилмадулла и др.), с которыми связаны редкометалльные и, в особенности, богатейшие комплексные россыпи ювелирных камней.

Существенный вклад в формирование минерагенического облика россыпной провинции внес также меловой-палеогеновый (69-64 млн. лет) трапповый магматизм. Влияние траппов Декана особенно заметно сказалось на составе прибрежно-морских россыпей северной части западного побережья полуострова, в которых по сравнению с другими россыпями существенно увеличена доля ильменита и магнетита (месторождение Ратнагри).

Древнейшие структуры архейского складчатого основания, обновленные во время распада Гондваны, а затем в период ее тектонической активизации,

спровоцированной коллизией Индийской и Евроазиатской плит, прослеживаются и в современных морфоструктурах. Поверхность Индостана представляет собой плоскогорье с отметками 650-800 м с возвышающимися над ним до 2000 м и более отдельными горными массивами и цепями, наиболее крупными из которых являются Западные и Восточные Гаты. Северо-восточную область занимает вторично расчлененное молодое трапповое плато Декан. Характерную черту физиографии полуострова, по всей видимости, унаследованную с ее существования в составе Гондваны, составляет отчетливая асимметрия гидрографической сети; на значительном протяжении его главный водораздел резко смещен к западу, а крупнейшие реки восточного побережья, впадающие в Бенгальский залив, - Годавари, Кришна, Пеннер, Кавери - берут начало на склонах Западных Гат. В середине мезозоя мощный толчок для развития этих долинных систем дало заложение впадины Бенгальского залива.

Знаковым событием в формировании облика россыпной минеральной провинции явилось образование мощной латеритной коры выветривания и продолжающаяся поныне латеритизация, захватывающая и молодые отложения.

Сказанное определило высокий потенциал россыпной провинции и ее сложный полиминеральный профиль [Di, JS, HM, RM, Au], при господствующей роли трех минеральных типов россыпей - алмазоносных, комплексных россыпей тяжелых минералов и комплексных россыпей ювелирных камней.

**Алмазоносные россыпи** п-ва Индостан вплоть до XVII века являлись единственным поставщиком алмазов в мире, утратив свое значение только в связи с открытием алмазов в Бразилии. Именно в них были найдены многие знаменитые именные алмазы (Кох-и-Нур, Великий Могол, Низами), составившие славу провинции, а суммарная продукция за всю историю разработки месторождений по сегодняшний день приблизительно оценивается в 21 млн. карат, причем основную массу добытых алмазов составляют их ювелирные разности (Россыпи..., 2005). Исторически главным районом добычи была р. Кришна в шт. Андхра-Прадеш, хотя часть алмазов добывалась также в шт. Мадхья-Прадеш, Орисса, Махаратша.

Источниками алмазоносных россыпей являются кимберлиты или оливиновые лампроиты, время становления которых относится к неопротерозою (1140 млн. лет). О том, что вскрытие этих первоисточников произошло еще в докембрии, свидетельствует алмазоносность докембрийских конгломератов, древнейшими из которых являются базальные горизонты серии Карнгуль - конгломераты Банганалле в Южной Индии, хотя россыпная алмазоносность устанавливается и на более высоких стратиграфических уровнях докембрийских пород (конгломераты свит Рева и Бхандер) (Россыпи..., 2005; Константиновский, 2000).

Наиболее крупной площадью развития алмазоносных конгломератов является площадь Каддапах, структурно приуроченная к перикратонной впадине, выполненной терригенно-карбонатными образованиями среднего и верхнего рифея. Последние и включают упомянутые конгломераты пачки Банганалле мощностью от 30 до 60 м, сложенной косослоистыми кварцито-песчаниками с пластами конгломератов и "пудингов". Алмазоносные рифы

Банганалле трассируются с перерывами вдоль западного и северо-западного бортов впадины на расстояние до 350 км; в полосе их развития выделяются несколько алмазоносных участков (Кришна, Гунтуру, Карнуль, Каддапа, Беллари), в пределах которых велась отработка конгломератов при содержании алмазов не ниже 0.15 кар/т. Характерная особенность этих месторождений - высокая сортность алмазов и их крупность, возрастающая вблизи западного и северо-восточного окончания площади Каддапах.

Основная масса же алмазов заключена в аллювиальных россыпях современной и древней, неогеновой (?), долинной сети (примером последних является россыпь р. Марайи в на севере кратона), а также в элювиальных и склоновых россыпях, образовавшихся при разрушении докембрийских алмазоносных конгломератов и древних россыпей.

Россыпи группируются в пределах трех основных площадей (районов) (рис. 3.41), между которыми имеются существенные различия. В **Северном районе**, расположенном к югу от слияния рр. Джамны и Ганга, россыпная алмазоносность связана в основном с промежуточными коллекторами - породами свит Рева и Бхандер, алмазоносные конгломераты которых носят местные названия. Так плотный алмазоносный конгломерат свиты Рева (нижний конгломерат), а также свиты Бхандер, носит название "мудда", а перекрывающий его рыхлый ожелезненный конгломерат с глинистым цементом - "какру". Представление о строении конгломератов Рева дает их разрез на прииске Лала-Рам-Сук, приведенный в работе (Россыпи..., 2005). Сверху вниз залегают: а) элювий и делювий сланцев Рева мощностью около 3.5-4 м; б) полосчатые и пятнистые сланцы Рева суммарной мощностью около 4.5 м; в) алмазоносный конгломерат "какру"; г) алмазоносный конгломерат "мудда"; д) плотик - песчаники свиты Каймур. В основном отрабатывался нижний конгломерат, однако на некоторых участках он размыт, а продукты его разрушения переотложены в конгломерат "какру", который тоже отрабатывался. Наиболее крупные разработки конгломератов сосредоточены в Шахидане. За счет разрушения конгломератов, а также кимберлитовой трубки Маджгаван, сформированы элювиальные и элювиально-склоновые (делювиальные) россыпи, значительная часть которых отработана.

Распространение аллювиальных россыпей строго контролируется обращенными к долине Джамны-Ганга тремя субширотными ступенями, сложенными соответственно породами архея (нижняя), каймурскими песчаниками (средняя) и песчаниками Рева с реликтами траппов (верхняя). Близповерхностные аллювиальные россыпи (Чанда, Пукри и др.) сосредоточены в основном в пределах средней ступени, а глубокозалегающие пласты, перекрытые бурыми глинами и лессовидными суглинками, - вдоль уступа, разделяющего среднюю и нижнюю ступени.

В отличие от описанного района, алмазоносные россыпи Центрального района, в основном сосредоточенные в бассейнах рек Маханати и Брахмани, представлены аллювиальными россыпями современных и древних долин, в массе своей к настоящему времени отработанными. Вместе с алмазами в россыпях района встречаются золото и ювелирные камни (берилл, топаз, гранат, турмалин), что позволяет характеризовать их как комплексные (Di-JS-Au) россыпные месторождения.



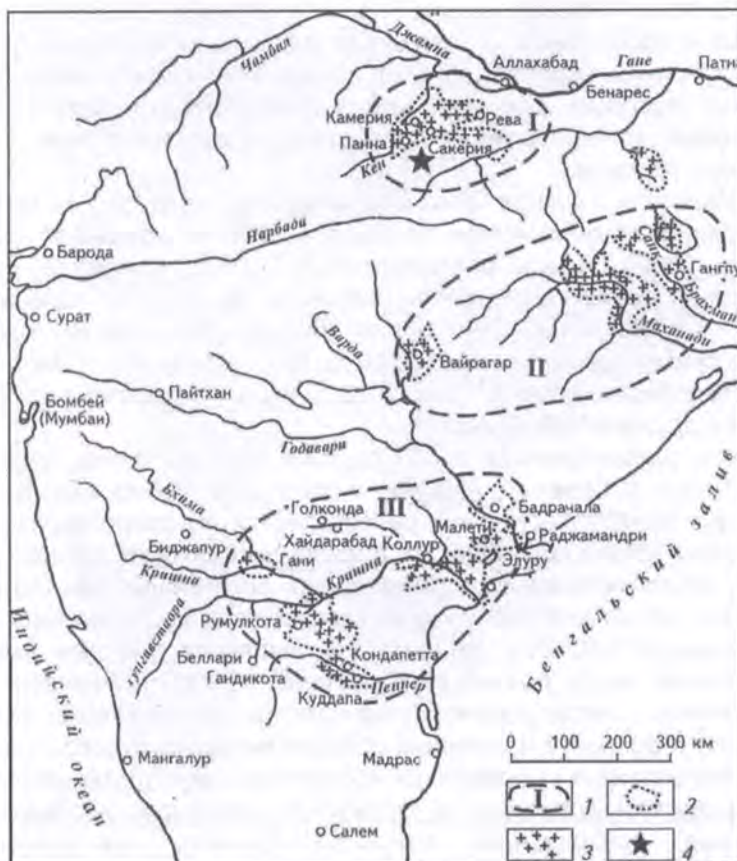


Рис. 3.41. Расположение алмазоносных россыпных районов Индии (Трофимов, 1967; Россыпи алмазов..., 2005)

1 - россыпные алмазоносные районы (I - Северный, II - Центральный, III - Южный (Голконда); 2 - россыпные поля; 3 - россыпи алмазов; 4 - трубка оливиновых лампроитов Маджгаван.

Крупнейший алмазоносный Южный район, или **Голконда**, занимает среднее и нижнее течение рек Годавари, Кришна, Пеннер. Основная добыча алмазов велась из аллювия крупных рек II-IV порядков, долины которых часто переуглублены, за счет чего алмазоносные конгломераты местами залегают на глубине 18-24 м ниже современного дна долин. Алмазоносные галечники, залегающие в переуглубленных участках долин, часто сильно ожелезнены и ассоциируют с песчаниками свиты Голапилли серии Карнуль. Крупнейшие разработки аллювиальных россыпей были сосредоточены на площади Карнуль в среднем течении р. Кришны и междуречье с Кришна-Пеннер. Именно здесь были расположены наиболее богатые россыпи, давшие многие знаменитые алмазы ("Регент" и др.). В нижнем течении р. Кришны

(площадь Эллоре) обрабатывались также третичные галечники, а также обогащенные алмазоносные латериты. Как отмечалось выше, район Голконда отличается широким распространением алмазоносных конгломератов свиты Бангаапалле, которые сами служили объектами обработки, а также промежуточными коллекторами и поставщиками высокосортных алмазов в аллювиальные россыпи.

П-ов Индостан и о. Шри-Ланка представляют также одну из крупнейших в мире провинций комплексных прибрежно-морских **россыпей тяжелых минералов** (ПМР). Здесь располагаются ПМР с наиболее высокими содержаниями тяжелых минералов, например, крупное по запасам месторождение Чавара (шт. Керала) с запасами более 200 млн. тонн рудных песков при содержании суммы рудных минералов 18 %, Манавалакуручи и многие другие (более 25) на побережье Индии (рис. 3.42), а также месторождения Пумоддай и Путаллам и другие в Шри-Ланке.

Как и в рассмотренных выше случаях (юго-восточное, восточное и северо-западное побережье Африки и западное побережье Бразилии), россыпи этого минерального типа располагаются на современных берегах открытых океанических побережьях с длинно-периодичным волнением зыби. Факторами, обеспечившими формирование богатейших месторождений, отличающихся исключительно высокими содержаниями ильменита, рутила, циркона, монацита, граната, силлиманита, являются широкое развитие в континентальной части провинции древнейших метаморфических пород высоких степеней метаморфизма - чарнокитов и кондалитов; высокое и одновременно стабильное положение области питания; глубокое химическое выветривание; развитие выровненных абразионно-аккумулятивных берегов со стабильным режимом волнения, т.е. совокупность факторов, необходимых для формирования масштабных россыпей данного минерального и промышленного типа.

Вместе с тем, следует отметить некоторые важнейшие черты, отличающие формирование индийских комплексных ПМР от рассмотренных выше комплексных ПМР Африки и Бразилии:

1. Источниками россыпей явились породы высших ступеней метаморфизма - гранулиты, кондалиты, амфиболитовые чарнокиты и граниты кратона Керала, глубокометаморфизованные породы террейнов Орисса, Андхра-Прадеш, Ванни, Хайлэнд и др., которые вступают в качестве первоисточников ильменита, рутила, циркона, кианита, силлиманита, а также монацита, присутствие которого определяет относительно высокую радиоактивность песков, особенно свойственную россыпям, распространенным по побережью Бенгальского залива. Присутствие в областях сноса амфиболовых метасадков и амфиболитов регрессивной фазы метаморфизма определяет незначительную примесь сфена, а размыв траппов Деканского плато способствует увеличению доли магнетита в рудных песках (месторождение Ратнагири).

2. В питании россыпей практически не участвуют промежуточные осадочные коллекторы. Древнейшими осадками, играющими такую роль, являются развитые в узкой полосе юго-западного побережья (шт. Керала) мио-плиоценовые глинистые пески, фиксирующие очень незначительное

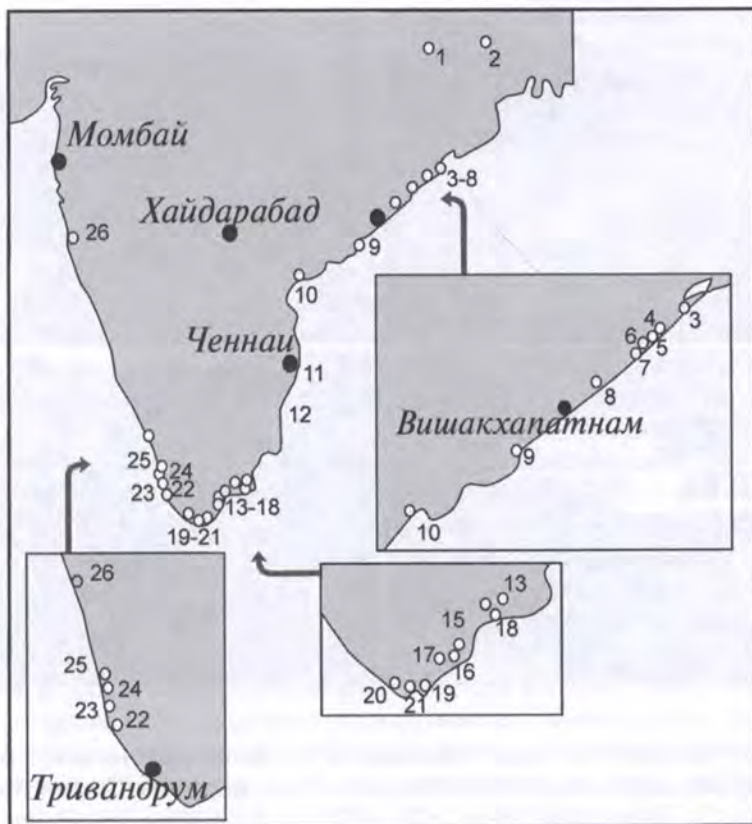


Рис. 3.42. Размещение россыпных месторождений тяжелых минералов по берегам п-ва Индостан (Exploration..., 2002)

1 - Ранчи, 2 - Пурулия, 3 - Чатрапур, 4 - Донкуру, 5 - Бхаванападу, 6 - Калигапатнам, 7 - Срикурмам, 8 - Бхимунипатнам, 9 - Какинада, 10 - Сурияланка-Низампатрам, 11 - Калпаккам, 12 - Карайкал, 13 - Сурангуди-Сивалпатти Терис, 14 - Кутампури-Надувакуручи Терис, 15 - Кудирай-Можи Терирс, 16 - Саттан-Виджайяпурам Терис, 17 - Навалади-Кутапанаи, 18 - Вембар-Нарипайюр, 19 - Куданкулам, 20 - Манавалакуручи, 21 - Вайяккалур, 22 - Чаварра, 23 - Арратупужа, 25 - Тхоттапалли, 26 - Поннани-Чаваккад, 26 - Ратнагири.

проникновение в глубь суши третичной трансгрессии (Babu et al., 2007). Более определена роль плейстоценовых аллювиальных песков формации Тери, характеризующихся весьма высоким содержанием рудных минералов (12-30%), что позволяет рассматривать их как самостоятельный потенциально промышленный тип месторождений (рис. 3.43в).

3. Основной потенциал ПМР Индии связан с богатыми современными пляжевыми россыпями, крупнейшей из которых является месторождение



**Рис. 3.43. Россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые россыпи) юго-западной оконечности п-ва Индостан (шт. Керала и Тамил Наду)**

А - формирование сезонной пляжевой россыпи тяжелых минералов (месторождение Чаварра), Б - рудный пласт пляжевой россыпи Манавалакурричи (содержание тяжелых минералов около 65%), В - драга, отрабатывающая пески месторождения Чаварра, Г - аллювиальные плиоценовые пески Терис в районе месторождения Манавалакурричи с содержанием суммы тяжелых минералов около 25% (фото автора).

Чаварра в шт. Керала (рис. 3.43а). В отличие от других провинций комплексных ПМР, в Индии и Шри Ланки ограничено развиты древние ПМР, в том числе россыпи приподнятых пляжей, а также дюнные россыпи, и практически все крупнейшие комплексные ПМР сосредоточены в весьма динамичной зоне современных пляжей, что является важнейшей отличительной чертой провинции, определяющей ее ресурсный потенциал. Примером третичных россыпей могут служить месторождения Саттамкулам и др. в шт. Тамил Наду (рис. 3.42). Примером дюнных россыпей являются месторождения Чатрапур, Котада, Каконада и др. с общими запасами около 70 млн.т ильменита, 3 млн.т рутила и 3 млн.т циркона.

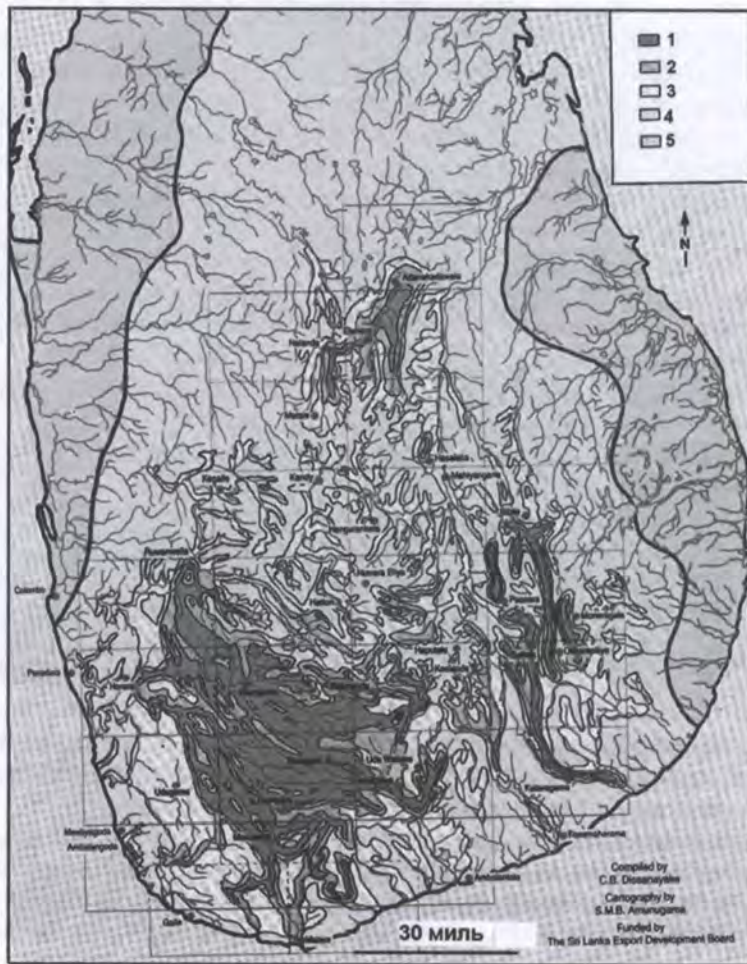
4. Главными поставщиками рудных минералов в россыпи являлись и являются реки, более протяженные в силу отмеченной выше асимметрии дренажной сети на востоке и довольно короткие на западе. Наибольшей протяженности эти реки достигали в период гляциоэвстатического понижения

уровня океана, когда они удлинялись в 3-5 раз и доходили практически до бровки шельфа. Укорочению долин и сокращению площади их бассейнов в значительной мере способствовал также тектонический фактор, в частности, на юго-западном побережье, активизация системы разломов, по которой сформировался тектонический уступ высотой более 50 м. В результате роль рек как главных путей транспорта рудных минералов в настоящее время, по сравнению с прошлыми эпохами, в том числе в плейстоцене, резко "редуцирована".

5. Побережья Индии и Шри Ланки расположены в зоне влияния тропических муссонов, обуславливающих сезонные вариации не только гидрометеорологической обстановки, но и режима волнения и направления течений (Айнемер, Коншин, 1981). В период мусонных дождей и штормов происходит массовое поступление к берегу порций тяжелых минералов с шельфа. Интенсивное штормовое волнение вызывает размыв пляжей и усиленное накопление рудных минералов у подножья бермы, и именно в этот период формируются наиболее богатые пляжевые россыпные залежи. В сухой период происходит выдвигание пляжей и консервация рудных залежей слоем кварцевых песков. Этот механизм способствует сезонному "восстановлению" россыпей за счет порций рудного материала, поступающего со дна моря, что обуславливает значительную возобновляемость ресурсов после отработки россыпей.

6. Катастрофическое цунами 2005 г., после которого на пляжи Индии и Шри Ланки произошел массовый вынос тяжелых минералов с подводного склона и резкое увеличение пляжевых россыпных концентраций, вскрыл влияние катастрофических процессов на формирование россыпей, и ввел этот фактор в число существенных факторов россыпеобразования.

Крупнейшим районом развития **комплексных россыпей ювелирных камней** в пределах Индостанской платформы, безусловно, является Шри-Ланка, где в районе г. Ратнапури на площади более 2 тыс. км<sup>2</sup> сосредоточены многочисленные россыпные месторождения (рис. 3.44). Крупнейшие из них месторождения Пелмадулла, Раквана, Эхнелийгода, Балангода, Курувита расположены в юго-западной и южной частях острова в бассейнах рек Калани Ганга, Калу Ганга, Валави Ганша и Менник Ганга. Это - типичные аллювиальные, преимущественно долинные, россыпи комплексного состава, из которых добывают сапфир (в том числе его звездчатую разновидность), хризоберилл, аквамарин, топаз, цветной турмалин, зеленую шпинель (цейлонит), гранат, аметист. Суммарная добыча цветных камней из россыпей оценивается многими сотнями тонн (Киевленко и др., 1982). Источниками питания россыпей являются инъецированные пегматитами кристаллические сланцы, гнейсы и гранулиты - источники корунда, шпинели, турмалина, берилла, граната, топаза, кордиерита и магнезиальные скарны - источники сапфира. Основные поля развития этой россыпеобразующей камнецветной минерализации располагаются в центральной части острова (Gunaratne, Dissanayake, 1995), где развиты нижнепротерозойские гранулитовые породы т.н. "комплекса ЮЗ Плато" (аналогичные формации Керала на юге Индии), и отчасти в приграничной зоне развития мигматитов, гранито-гнейсов и чарнокитов комплекса Виджайан.



**Рис. 3.44.** Площади, перспективные на комплексные россыпи ювелирных камней (сапфир, рубин, берилл, шпинель, гранат, циркон и др.) (Gunaratne, Dissanayake, 1996)

1-4 - перспективность площадей: 1 - высокая, 2- вероятная, 3 - умеренная, 4 - слабая; 5 - отсутствие месторождений.

Известные под именем "иллам" продуктивные отложения представлены гравийно-галечными образованиями, в составе которых доминирует кварцевая галька, и крайне неравномерно, в виде коротких невыдержанных линз и прослоев, распределены в толще аллювия. Глубина залегания слоев "иллам" в среднем составляет 1.5-5 м, но может достигать 30 м.

### 3.3.5. Россыпная минерагения Австралийской платформы

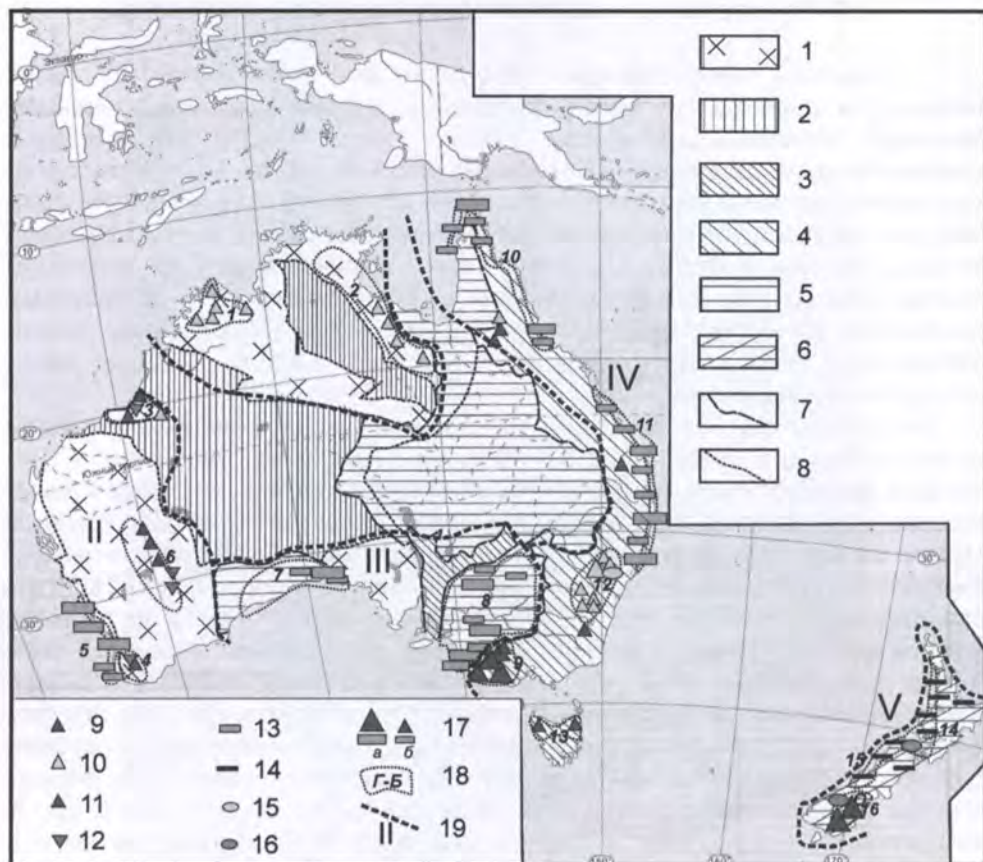
Россыпная мегапровинция Австралийской платформы занимает западную и центральную части континента, выраженные в современном рельефе обширным Западным плато (плоскогорье), над которым возвышаются отдельные низкогорные массивы и хребты (Кимберли, Хамерсли, Макгрейв, Макдоннелл, Дарлинг, Стирлинг). Значительную часть поверхности занимают также песчаные пустыни (Большая Песчаная пустыня, Большая пустыня Виктория, пустыня Гибсона, пустыня Танами). От Восточно-Австралийской россыпной провинции, соответствующей Тасманскому орогенно-складчатому поясу, она отделена обширными низменными равнинами Большого Артезианского бассейна в области развития мезокайнозойского осадочного чехла.

В составе кристаллического фундамента около половины площади занимают разделенные ультрабазит-базит-андезитовыми зеленокаменными поясами архейские ядра, основу которых образуют гранито-гнейсовые купола, возраст пород которых оценивается в 3.65-3.35 млрд. лет. Наиболее крупным из них является блок Йилгарн на юго-западе континента, составляющий вместе с расположенным севернее меньшим по площади блоком Пилбара Западно-Австралийский кратон. Расположенный восточнее по северовосточному побережью Большого Австралийского залива архейский блок Гоулур представляет собой выступ Южно-Австралийского кратона, а выступ Пайн-Крик на п-ве Арнем-Ленд - фрагмент Северо-Австралийского кратона (рис. 3.45). Архейские ядра разделены ниже-среднепротерозойскими поясами субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений, породы которых выходят на поверхность в горах Макгрейв, Макдоннелл и др. В неопротерозое территория пережила этап мощной тектоно-магматической активизации, завершивший становление платформы. В это время к ней с востока, к кратону Гоулур, причленился неопротерозойский пояс Аделаида, закончивший свое развитие в кембрии.

На примере наиболее крупного и хорошо изученного блока Йилгарн и соседнего блока Пилбара видно, что важнейшими комплексами кристаллических пород, выступающими в качестве источников россыпеобразующей минерализации в пределах рассматриваемой мегапровинции, являются:

- ассоциирующие с гранито-гнейсовыми куполами древнейшие пегматиты (3-2.4 млрд. лет), являющиеся источником оловянной и редкометалльной (Ta-Nb, Be) минерализации (Гринбушес, Пилбара и др.);
- вулканы древнейших зеленокаменных поясов (Калгурли, Голден Майн и др.), с которыми ассоциирует золоторудная минерализация золото-сульфидно-кварцевого, а также золото-железисто-кварцитового типа (итабириты);
- "молодые", ранне- и среднепротерозойские пегматиты этапов тектоно-магматической активизации (например, в блоке Аранта в Северо-Австралийском кратоне), с которыми связана комплексная редкометалльная (касситерит, танталит-колумбит, самарскит, монацит) минерализация.

В пределах Северо-Австралийского кратона в качестве важнейшего типа россыпеобразующей минерализации выступают также алмазоносные



**Рис. 3.45. Россыпные провинции и мегапровинции Австралии**

1-7- элементы тектонического строения: 1,2 - выступы складчатого основания (щиты); 2 - архей, 2 - нижний-средний протерозой, 3 - неопротерозойский складчатый пояс Аделаида, 4 - Тасманский палеозойско-мезозойский складчатый пояс, 5 - платформенный чехол платформы, 6 - мезозоиды Новой Зеландии; 7,8 - границы тектонических элементов: 7 - 1-ого порядка, 8 - 2-ого порядка; 9-15 - типы россыпной минерализации: 9 - золото, 10 - алмазы, 11 - олово, 12 - редкие металлы, 13 - комплексные россыпи тяжелых минералов, 14 - железистые (титаномагнетитовые), 15 - ювелирные и поделочные камни; 16 - масштаб россыпных месторождений: а - крупные, б - рядовые; 17- россыпные районы, 18,19 - границы: 18 - россыпных провинций (I - Северо-Австралийская, II - Западно-Австралийская (Йилгарн), III - Южно-Австралийская (Гулер-Эукла-Марри-Бейсин), IV - Восточно-Австралийская, V - Новозеландская), 19 - россыпных мегапровинций (А - Австралийской платформы, ВА - Восточно-Австралийская).

Цифры на схеме - главные россыпные районы: 1 - Аргайл-Эллендейл (Di), 2 - Мак-Артур (Di), 3 - Пилбара (Sn, RM, Di), 4 - Гринбушес (Au, RM), 5 - Энниба-Залив Географов (Ti-Zr), 6 - Калгурли (Au, RM), 7 - Бассейн Эукла (Ti-Zr), 8 - Марри-Бэйсин (Ti-Zr), 9 - Балларат-Бендиго (Au), 10 - Северо-Австралийский прибрежный (Ti-Zr), 11 - Восточно-Австралийский прибрежный (Ti-Zr), 12 - Грент-Дивинг-Рэнч (Di, JS), 13 - Тасманский (Sn), 14 - Прибрежный (Южный остров) (FeTi), 15 - Прибрежный (Северный остров) (FeTi), 16 - Отаго (Au).



кимберлиты и лампроиты, в том числе лампроиты поля Эллендейл и "туфы Аргайл" (возраст которых оценивается от 1058-1156 до 800 млн. лет. (Джейкс, 1989), связанные с этапом неопротерозойской активизации кратона. С этим этапом связано также формирование потенциально россыпеобразующего редкометалльного (монацит, пироклор) оруденения в карбонатитовых массивах (Маунт Уэльд в кратоне Йилгарн и др.) (Фролов и др., 2005).

Кроме того, все комплексы архейских и протерозойских кристаллических пород выступают в качестве региональных первоисточников устойчивых тяжелых минералов (ильменит, циркон, рутил, монацит и др.) в комплексных прибрежно-морских россыпях, развитых по западному (Энниба-Залив Географов) и южному побережью Австралии (бассейны Эукла и Марри-Бейсин).

Перечисленные типы россыпеобразующей минерализации определяют полиминеральный (Au-RM-Sn-алмазы-TiZr) минерагенический профиль россыпной мегапровинции.

Древнейшими россыпными концентрациями в пределах Австралийской платформы являются золото-ураноносные с алмазами конгломераты района Наллагайн в центральной части кратона Пилбара (Трофимов, 1980; Константиновский, 2000), которые, как указывает А.А.Константиновский, по-видимому, вообще являются наиболее древними из известных конгломератов. Они датируются поздним археем и приурочены к базальной группе Фортескью, радиологический возраст которой составляет 2.7 млрд. лет. Золото-ураноносные, с алмазами, белые и сероцветные олигомиктовые песчаники с прослоями кварцево-галечных конгломератов и отдельными покровами основных эффузивов лежат в основании формации Грин-Хол (Хэрдэй), которая с размывом залегает на образованиях нижней части группы Фортескью. Снос материала происходил с центральной части кратона, сложенной гранит-зеленокаменными породами фундамента. Главный продуктивный горизонт конгломератов является базальным, он имеет небольшую (2-5 м) мощность и выдержан по простиранию на расстояние более 100 км. Промышленная алмазоносность установлена на площади более 50 км<sup>2</sup>; характерно присутствие крупных (средней массой 50 мг) высокосортных алмазов кимберлитового типа. Конгломераты отрабатываются на двух участках (Брук и Грант Хиллс). Приуроченность концентраций золота и алмазов, а также окатанных зерен тухолита к шлиховым прослоям, обогащенным и другими тяжелыми минералами (цирконом, монацитом), свидетельствует о первично кластогенном генезисе минерализации в конгломератах. О палеообстановках формирования последних говорит также тот факт, что в их основании сохранились палеодолины, в которых мощность конгломератов увеличивается до 40-60 м. Последующая трансгрессия привела к их переработке и "растаскиванию" алмазов по латерали.

Длительный этап континентального развития Западной Австралии обеспечил в целом весьма значительный срез коренных источников, оцениваемый для разных типов оруденения величиной в многие сотни метров-первые километры, тем самым создав условия для перевода в россыпи значительных объемов рудного материала. Не менее важным фактором, оказавшим влияние на мобилизацию россыпеобразующих минералов, как

встречающихся в виде концентрированного оруденения, формирующего крупные коренные месторождения, так и в виде рассеянной, часто аксессуарной минерализации, оказало глубокое химическое выветривание с формированием кор выветривания каолинового и латеритного типа. Вторичная мобилизация и концентрирование супергенного золота в корях выветривания определила также возможности формирования россыпей за счет рудных формаций, в общем случае не обладающих россыпеобразующими свойствами (например, золото-урановых).

Собственно геоморфологический этап развития территории (в понимании И.П.Герасимова и Ю.А.Мещерякова (1964)) охватывает поздний мезозой-кайнозой, но и этот в целом небольшой этап развития позволяет судить о значительной унаследованности развития рельефа, что проявляется в строении его долинной сети. В связи с этим следует указать на такую важную особенность физиографии платформы, как отчетливо концентрический рисунок его гидросети (O'Driscoll, Campbell, 1997) (рис. 3.46). По периферии континента на формирование облика рельефа и эволюцию россыпей существенное влияние оказали также ранне-среднекайнозойские трансгрессии, оставившие следы в виде серий береговых линий эоценового (в бассейне Эукла) и плиоценового (в бассейне Марри-Бэйсин) возраста, а также абразионных платформ, местами выработанных в металлоносных корях выветривания (россыпной узел Гринбушес).

Неясным остается вопрос о древних эпохах потенциального россыпеобразования, а также о влиянии пермо-карбонового оледенения Гондваны, захватившего значительную часть Австралийской платформы. Широкое распространение пермских тиллитов мощностью до 1500 м, в частности в бассейне Перт по западному побережью Австралии, в составе которых встречаются валуны, достигающие 6 м в поперечнике, с характерной ледниковой штриховкой, свидетельствует о значительных масштабах этого оледенения, которое не могло не повлиять на сохранность россыпей, сформированных на ранних этапах развития платформы. Вместе с тем, ледниковая эрозия и аккумуляция, по-видимому, могут рассматриваться как фактор, обеспечивавший поступление значительных порций россыпеобразующих минералов в терригенные осадки (пермские мелководные песчаники и алевролиты), впоследствии игравших роль промежуточных коллекторов для позднейших россыпей тяжелых минералов.

Следами древних процессов россыпеобразования, предшествовавших геоморфологическому этапу, могут служить концентрации редкометалльных минералов (монацита, пирохлора) на фиксированных древними почвами эрозионных палеоуровнях (например, в толще мощного реголита на карбонатитах Маунт Уэльд в пределах блока Блок Йилгарн). Промышленные запасы и ресурсы редких металлов в этих россыпях, датированных мезозоем (?), оценены в 49.3 тыс.т Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и более 400 тыс.т Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Беляев и др., 1996).

Свидетелями существования более древних, докембрийских стратиграфических уровней потенциального россыпеобразования являются обогащенные тяжелыми минералами олигомиктовые песчаники и конгломераты среднего рифея и верхнего венда.

Рассмотрим особенности формирования и строения россыпей мегапровинции на примере конкретных районов и месторождений.

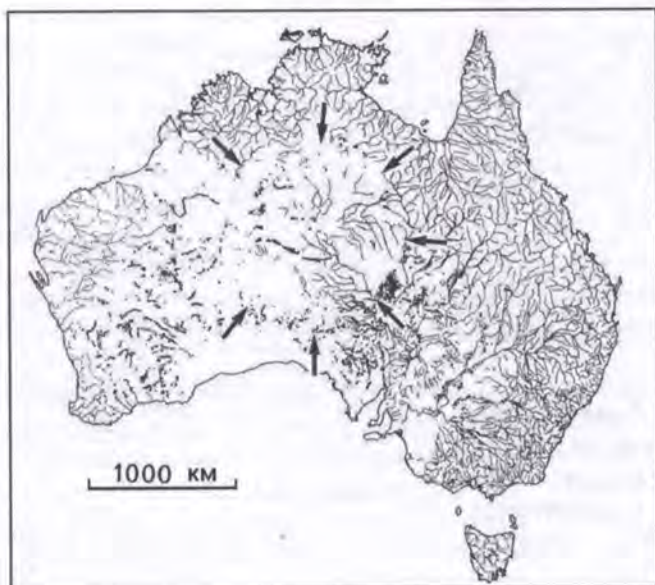


Рис. 3.46. Концентрический рисунок речной сети Центральной Австралии (Central Australian Ring) как отражение кольцевых структур. Диаметр кольца около 1260 км (O'Driscoll, Campbell, 1997)

Представление об условиях формирования и сохранности *россыпей золота*, прежде всего в пределах кратона Йилгарн дает выполненный К.Джонсоном и К.МакКином анализ золотоносных палеодолин *района Гиджи* в окрестностях Калгурли (Johnson, McQueen, 2001). В современном рельефе кратон Йилгарн представляет собой часть обширного Западного плато, фактически слабо всхолмленной денудационной равнины с мощным чехлом коры выветривания мезозойского возраста. Формы современного рельефа формировались в условиях аридного морфолитогенеза и представлены сухими долинами, бессточными котловинами, занятыми солеными озерами и солончаками ("playa"), глинистыми депрессиями ("clay rep"), дюнными массивами с развитыми на них калькретами и силькретами и коллювиальными шлейфами в обрамлении выходов коренных пород. Все они существенно маскируют особенности древнего рельефа, в том числе третичные палеодолины, которые, в целом, плохо выражены в рельефе, хотя наиболее крупные из них трассируются сухими долинами и котловинами.

Древняя долинная сеть, к которой приурочены россыпи золота, имеет разветвленный дендритовоидный характер и принадлежит двум различным бассейнам, разделенным палеоводоразделом субмеридионального простирания (рис. 3.47а). Не менее важным является структурный контроль в размещении палеодолин; большинство долин, вмещающих россыпи золота, расположены вдоль разломов северо-восточного направления, которые

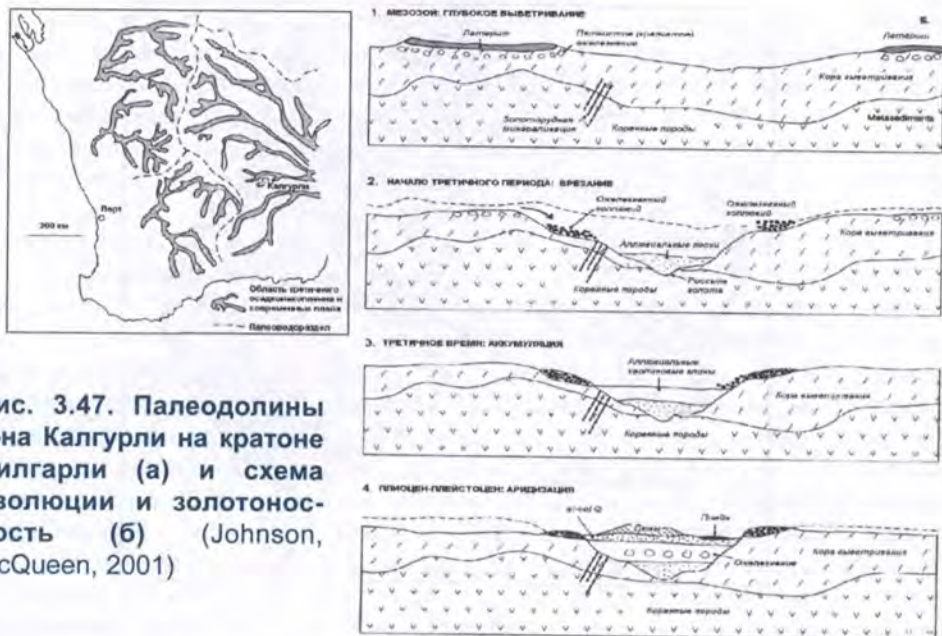


Рис. 3.47. Палеодолины р-на Калгурли на кратоне Йилгарли (а) и схема эволюции и золотоносность (б) (Johnson, McQueen, 2001)

рассматриваются как структуры, контролирующие золоторудную минерализацию в зеленокаменных породах кратона (Veartcombe, 1998).

Золотоносные палеодолины района Калгурли врезаны в кору выветривания, слагавшую поверхность мезозойского пенеплена, в том числе в ее нижний горизонт - сапролит, и в подстилающие их коренные породы. Их глубина достигает 60 м. Долины выполнены слабо ожелезненными песками с примесью гравия и глины формации Уоллбар, датируемыми концом среднего-началом позднего эоцена ("Wollubar sandstone") и перекрыты верхнеэоценовыми озерными глинами ("Perkolilli shale"). Золотоносный пласт приурочен к базальному горизонту формации Уоллбар, который представляет собой существенно кварцевые пески с прослоями плохо окатанной мелкообломочной гальки и гравия и включением блоков подстилающего сапролита, видимо, поступавших с бортов долин в процессе их врезания. Каолинитовая матрица залегающих выше верхнеэоценовых озерных глин отражает их происхождение за счет переотложения региональной коры выветривания, а интенсивное ожелезнение с образованием бобовин оксидов/гидроксидов и пизолитов - наложенное выветривание *in situ* в условиях аридизации климата. Ожелезненные глины перекрыты пустынным комплексом осадков: коллювием, эвапоритами бессточных котловин и золотыми песками (рис. 3.47б).

Своей хорошей сохранностью золотоносные долины обязаны сочетанию двух факторов: сохраняющейся тектонической стабильности территории и произошедшей в миоцене-начале плиоцена резкой аридизации климата, которая заметно снизила активность эрозионных процессов. Участие продуктов переотложения латеритной коры выветривания в составе древнего

аллювия способствовало накоплению в нем, наряду с кластогенным, вторичного супергенного золота, в том числе самородков. А произошедшая затем смена типа литогенеза определила многие важные черты геохимических процессов: латеральной и вертикальной миграции как самого золота, так и его элементов-спутников. Эти процессы обусловили возникновение в древнем аллювии и в перекрывающих его осадках, прежде всего в глинах формации Перколилли, ложных геохимических аномалий Au, Sb, W, As (последний обычно в тесной ассоциации с гидроксидами Fe и Mn в пизолитах и ожелезненных гравийных прослоях), серьезно осложняющих поиски россыпей и коренного оруденения. Установлено, что слой глин при мощности более 15 м полностью маскирует первичные геохимические аномалии в коренных породах (Johnson, McQueen, 2001).

**Редкометалльные и оловоносные россыпи (россыпи тантало-ниобатов и касситерита)**, связанные с редкометалльными гранитами и пегматитами, практически всегда образуют единый генетический ряд с корами выветривания, которые сами по себе нередко служили объектами отработки (например, в 1950-60-х гг. на месторождении Уоджина). За счет размыва кор выветривания формируются остаточные элювиальные и пространственно смыкающиеся с ними склоновые россыпи, и аллювиальные россыпи верхних звеньев долиненной сети (например, россыпь Майн-Голли в том же рудном поле), содержание в которых только танталита в среднем составляет 1-1.5 кг/м<sup>3</sup>, достигая в отдельных сечениях нескольких кг/м<sup>3</sup>. Помимо танталита, в россыпях в подчиненных количествах встречаются микролит и касситерит (последний в количестве 1 до 20% от массы рудного концентрата).

Классическим и наиболее хорошо изученным объектом этого типа являются комплексные танталит-касситеритовые россыпи **месторождения Гринбушес**, расположенного в 200 км южнее Перта. По данным Р.Хобсона, Р.Матерсона и других исследователей, приводимых В.В.Бурковым и др. (1972), россыпи связаны пегматитами и грейзенами массива альбитизированных гранитов архейского возраста, залегающих среди амфиболитов и амфиболовых сланцев. Комплекс материнских пород сильной эродирован, перекрыт корой выветривания каолинового профиля, а сам массив в современном рельефе представляет слабо всхолмленное плато с центральной возвышенностью, расчлененное радиально-концентрической системой долин (рис. 3.48).

Район представляет собой сводовую морфоструктуру, наследующую структуру гранитного батолита, обнажающегося в пределах "плато" (мезозойского пенеплена) с отметками 300-350 м и расчлененного радиальными долинами, врезанными до отметок 240-250 м. Редкометалльно-оловянные россыпи, из которых в 1950-1960-е гг. было добыто более 80% всего полученного в районе оловянного и танталит-колумбитового концентрата, представлены следующими типами: элювиально-склоновыми, аллювиальными в современных долинах и залегающими плащеобразно на водоразделах россыпями т.н. "древнего аллювия". Доля последних в суммарной добыче концентратов из россыпей составила около 90%.

Древнейшие концентрации танталита и касситерита на склонах центральной возвышенности и по ее обрамлению имеют позднемеловой-



**Рис. 3.48.** Схема расположения олово-редкометалльных (танталит-колумбит-касситеритовых) россыпей массива Гринбушес (приводится по (Бурков и др., 1972; с дополнениями)

1 - аллювий современных долин (четвертичный), металлоносный; 2 - склоновые отложения (глины с обломками латеритов), четвертичные; 3 - латериты; 4 - бассейновые отложения, металлоносные (т.н. "древний аллювий"): пески, глины, галечники; 5 - выходы докембрийских зеленокаменных пород и гнейсов, в том числе сильно выветрелых; 6 - горизонталы; 7 - участки карьерной отработки россыпей; 8 - дражные полигоны.

палеогеновый (?) возраст. Под влиянием позднекайнозойской (миоценовой,?) трансгрессии поверхность плато подверглась значительной переработке и дополнительному сглаживанию; одновременно произошло формирование прибрежно-морских россыпей, что привело к "растаскиванию" по латерали склоновых и ложковых россыпей. Эти бассейновые отложения (т.н. "древний аллювий") залегают на белых и голубых глинах коры выветривания и сложены чередованием прослоев галечников и валунников (в основании пласта), белых гравийников, песков и глин мощностью 7-20 м (5-7 м в эксплуатационных разрезах) и, в свою очередь, перекрыты латеритом (Колотухина и др., 1974). Они отличались чрезвычайно высокими концентрациями танталита и касситерита; в отдельных местах, например, в районе руч. Элиот-Галли среднее содержание касситерита в россыпи достигало 230 кг/м<sup>3</sup>, а танталита превышало 174 кг/м<sup>3</sup>, причем концентрации последнего в россыпи заметно снижались на расстоянии уже 200-300 м от подножья возвышенности г. Гринбушес. Толща перекрытых латеритом белых песков распространена на значительной площади плато к западу и юго-западу от г. Гринбушес; она затронута большим количеством горных выработок, из которых добывался касситерит.

Металлоносный материал "древнего аллювия" в значительной мере переотложен в лога и долины современной гидросети (позднеплиоцен-четвертичные), которые заключают аллювиальные россыпи нижнего яруса рельефа, однако содержание касситерита и танталита в них заметно ниже, чем в древних россыпях. Оловянно-редкометалльные россыпи Гринбушеса интенсивно обрабатывались в 1960-70-е гг. при среднем соотношении касситерита к танталиту 10:1.

**Алмазоносные россыпи** провинций Хамерсли и Кимберли на севере Северо-Австралийского кратона, открытые в конце 1960-х - начале 1970-х гг., вскоре стали вторым крупным россыпным алмазоносным объектом континента вслед за россыпями Нового Южного Уэльса. Уникальность этих россыпей состоит в том, что главным типом их первоисточников являются не кимберлиты, а многочисленные тела (трубки) лампроитов, развитые в пределах блока Кимберли (поле Эллендейл, трубка Аргайл) и др. Именно аллювиальные россыпи руч. Смоук-Крик в восточной части блока привели к открытию в 1979 г. знаменитой трубки Аргайл, одного из крупнейших коренных месторождений алмазов в мире (Харькив и др., 1997).

Алмазоносные россыпи в пределах Австралийской платформы представлены различными генетическими типами. Одним из них являются элювиальные россыпи на лампроитах в поле Эллендейл, развивающиеся по наиболее измененным породам в приповерхностной части трубок. Содержание алмазов и крупность камней в них обычно существенно (в 2 и более раз) превышает таковое в самих лампроитах. Несмотря на то, что в поле Эллендейл выявлена древняя (эоцен-олигоценая) долинная система общей протяженностью более 12 км, но ни в ней, ни в современном аллювии сколь-либо значительных концентраций алмазов не обнаружено.

Все аллювиальные россыпи, известные в пределах блока Кимберли, связаны исключительно с **месторождением Аргайл** и распространяются по долинам на расстояние до 35 км от коренного месторождения. Это типичные

россыпи ближнего и умеренного сноса, формировавшиеся в условиях аридного климата, причем в россыпях ближнего сноса существенного накопления алмазов и увеличения их крупности по сравнению с исходной породой не происходит, что связывается с особенностями аридного литогенеза (Россыпи..., 2005).

Наиболее крупные россыпи располагаются в долинах ручьев Смоук-Крик и Лаймстоун-Крик. Россыпи первого из них - Верхн. и Нижн. Смоук-Крик простираются на расстояние соответственно 1.5 и 10 км при мощности рудного пласта в среднем около 1 м и среднем содержании алмазов 3.8 кар/м<sup>3</sup>. Россыпь Лаймстоун-Крик, полностью отработанная, имела несколько большую мощность пласта (до 2 м) при среднем содержании алмазов около 10 кар/м<sup>3</sup>.

В россыпях умеренного переноса происходит заметное повышение качества алмазов на фоне резкого снижения их концентраций, примером чего служит довольно крупная россыпь р. Боу-Ривер со средним содержанием алмазов около 0.43 кар/м<sup>3</sup>, протяженностью около 30 км. Россыпь начинается ниже устья руч. Лаймстоун-Крик и прослеживается вплоть до впадения реки в р. Орд-Ривер, после чего содержания алмазов в аллювии резко снижаются ниже промышленного уровня, хотя алмазоносность аллювия сохраняется на расстоянии более 150 км вплоть до залива Кунуррара. Предполагается, что вынос алмазов осуществлялся и в область прибрежного шельфа, в связи с чем определенные перспективы связываются с опробованием осадков залива Жозеф-Бонапарт (Россыпи..., 2005).

Важнейшим компонентом россыпной минерализации мегапровинции Австралийской платформы, как и других платформ Гондваны, являются **комплексные россыпи тяжелых минералов**, располагающиеся по периферии Австралийской платформы в зоне сочленения ее с молодыми мезо-кайнозойскими шельфовыми областями. Как было показано выше, этот тип россыпей, образованный наиболее устойчивыми россыпеобразующими минералами, способными сохраняться в условиях глубокого химического выветривания и многократного переотложения и накапливаться в обстановках литорально-сублиторальной зоны, является одной из "визитных карточек" областей древней консолидации, какими являются платформы Гондваны.

По периферии Австралийской платформы располагаются две провинции/субпровинции развития комплексных россыпей тяжелых минералов (рутил-циркон-ильменитовых россыпей): Западно-Австралийская в обрамлении кратона Йилгарн и Южно-Австралийская провинция с двумя крупными субпровинциями Эукла-Бейсин и Марри-Бейсин (Патык-Кара и др., 2006) (см. **рис. 3.45**). Первая из них занимает полосу протяженностью более 1000 км, протянувшуюся к северу от м. Натуралиста. Развитые здесь россыпи тяжелых минералов, известные с конца 1940-х - начала 1950-х гг., в основном связаны с калькретизированными дюнными комплексами регрессивной серии приподнятых плейстоценовых береговых линий, наиболее древняя из которых имеет отметку 70 м. Число этих береговых линий только в заливе Географов достигает 5 (Миддл и Лоуэр Эскарпмент, Бассендин, Спирвуд, Квиндалуп и современная). С ними связана целая серия россыпных месторождений, которые в 1960-е гг. оценивались как самые богатые россыпи ильменитовых песков в мире, при соотношении главных рудных минералов ильменит:



лейкоксен : циркон : рутил : монацит = 10:0.6:0.7:0.1:1.2. Однако наиболее масштабные россыпи тяжелых минералов западного побережья связаны с высокими береговыми линиями, в том числе с береговой линией плиоценового возраста; среди последних такие крупные отрабатываемые или подготавливаемые к освоению объекты как Энибба, Кулярлу, Донгара и др.

Примыкающая с востока к структурам пояса Аделаида, субпровинция россыпей тяжелых минералов **Марри-Бейсин**, открытие которой произошло в 80-х гг. XX века (первые находки рудных песков относятся к 60-м гг.), имеет площадь более 300 тыс. км<sup>2</sup> и приурочена к внутрикратонному прогибу, выполненному каменноугольными, пермскими, меловыми породами, перекрытыми палеоген-неогеновыми аллювиальными и прибрежно-морскими осадками (Murray..., 1999). Концентрации тяжелых минералов приурочены к перекрытым четвертичными глинистыми осадками верхнемиоцено-плиоценовым пескам формаций Локстон и Парилла и контролируются регрессивной серией береговых линий, возраст древнейшей из которых определен как 6 млн. лет (рис. 3.49б). В пределах Марри-Бейсин известно в сумме более 6 крупных месторождений (Гинго, ВИМ-100, ВИМ-200, ВИМ-250, Галлиполи, Миндари) и одно месторождение-гигант (ВИМ-150).

Россыпные объекты Марри-Бейсин представлены двумя основными типами (Патык-Кара и др., 2006). Первый тип (ВИМ-тип), названный по имени первого открытого здесь месторождения-гиганта ВИМ-150 (750 млн.т песков с содержаниями суммы тяжелых минералов 4%), представляет собой погребенные выдержанные пластовые залежи с мощностью пласта 8-10 м. Они сложены весьма тонкозернистыми хорошо сортированными песками с высоким содержанием рудных компонентов, но труднообогатимыми из-за малой размерности рудных минералов (0.05 мм), что долгое время сдерживало их освоение. Генетически - это сублиторальные россыпи (offshore placers), сформировавшиеся в условиях прибрежного мелководья. Суммарные ресурсы россыпей ВИМ-типа в Марри-Бэйсин составляют 4.9 млрд.т при среднем содержании суммы тяжелых минералов 2.9%.

Другой тип россыпей - это выявленные в середине 90-х гг. палеороссыпи пляжевого типа (strand placers) (Murray..., 1999), представляющие собой линейные, наклонные под углом до 10-13°, субпараллельные залежи преимущественно северо-западного простирания, протяженностью до 30 км при ширине 200-1000 м, сложенные грубо-среднезернистыми песками с содержанием тяжелых минералов 2-4%. На сегодняшний день выявлено более 200 таких объектов с выявленными суммарными ресурсами более 80 млн.т ильменита, рутила и циркона. Крупнейший объект этого типа - месторождение Гинго, только подтвержденные запасы рудных песков которого составляют 187 млн.т (или 5.38 млн.т тяжелых минералов) при их содержании 2.9% и соотношении ильменит:лейкоксен:рутил:циркон = 4.3:2:1:1). Рядом с ним в 10 км располагается месторождение Сниппер с ресурсами 100 млн.т песков при содержании суммы минералов 5.4% и еще ряд объектов данного типа.

В пределах южной, опущенной части кратона Гоулер располагается еще одна, недавно выявленная подпровинция ископаемых россыпей тяжелых минералов - **Зукла-Бейсин** с россыпями преимущественно ильменит-

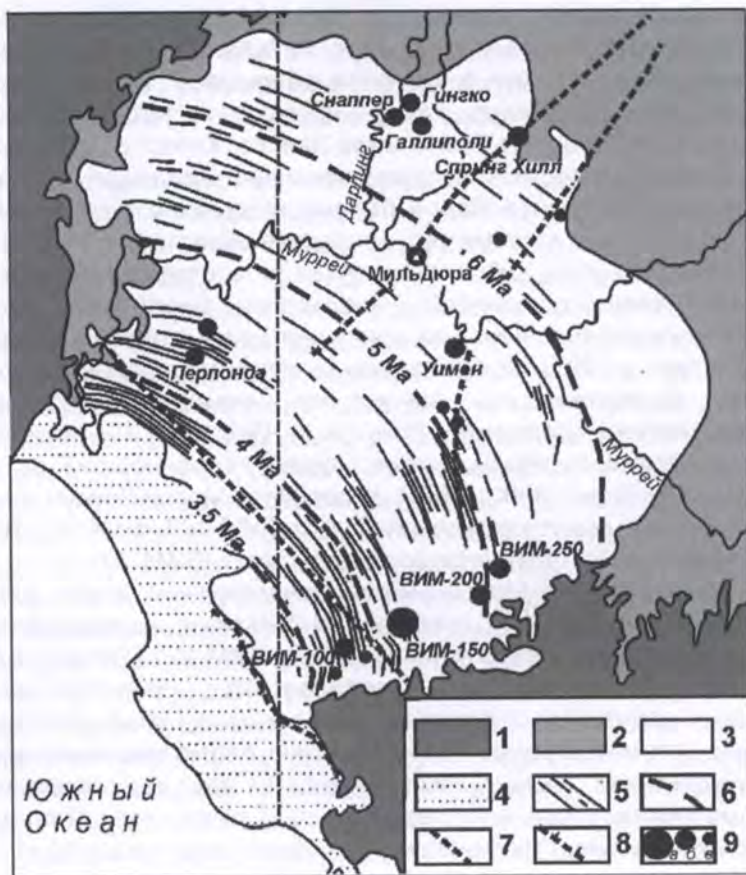


Рис. 3.49. Схема размещения россыпных месторождений тяжелых минералов и субпровинции Марри-Бэйсен (Южноавстралийская провинция) (по данным (Muggey..., 1999; с дополнениями))

1 - породы складчатого основания; 2 - породы платформенного чехла; 3 - миоцен-нижнеплиоценовые осадки формации Локстон-Парилла; 4 - современные прибрежно-морские осадки; 5 - реликтовые береговые валы в осадках Локстон-Парилла; 6 - линии стабилизации береговой линии бассейна Локстон-Парилла в регрессивную фазу и их возраст; 7 - тектонические уступы; 8 - разломы; 9 - месторождения тяжелых минералов: а - гиганты, б - крупные, в - средние и мелкие.

цирконового состава, в том числе древними дюнными россыпями в песчаниках среднезоценового возраста. Размещение россыпей также контролируется серией регрессивных береговых линий, из которых наиболее древняя датируется эоценом (рис. 3.50). Примером могут служить крупные дюнные месторождения Джасинг и Амбросия, отличающиеся высокими содержаниями циркона; например, по данным, приводимым Б.Хоу (Россыпи..., 2005), в

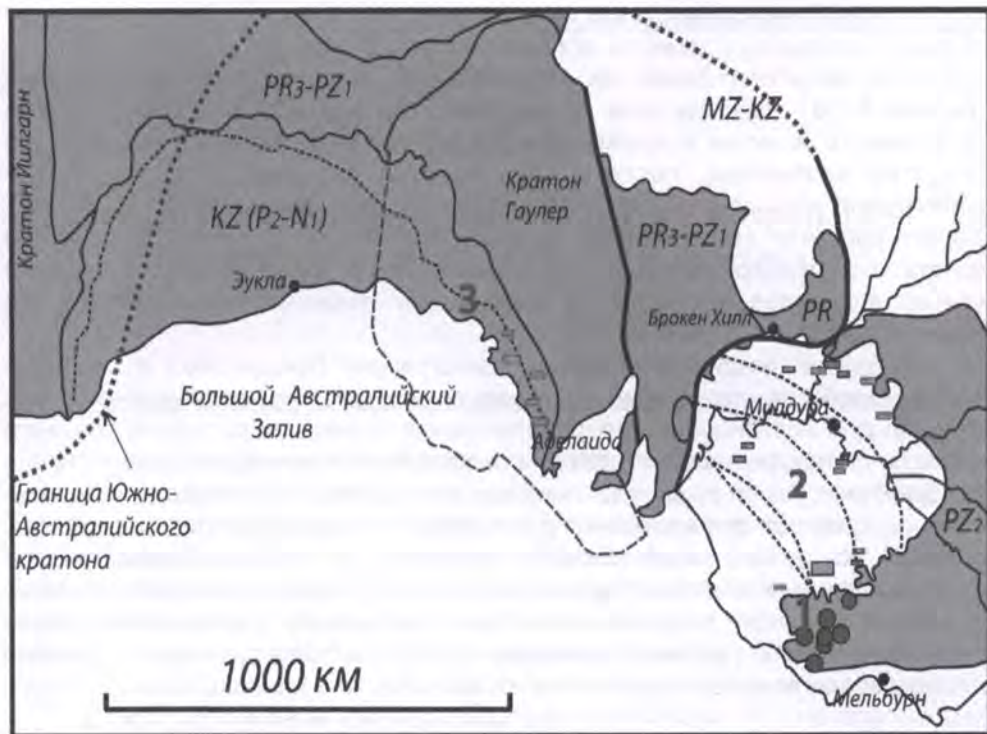


Рис. 3.50. Взаимное расположение россыпной провинции Гоулер-россыпных районов Эукла-Бейсин (TiZr) (1) и Марри-Бейсин (2) (TiZr) (россыпная провинция Гоулер-Эукла-Марри-Бейсин) и россыпного района Балларат-Бендиго (Au) (3) (Восточно-Австралийская россыпная провинция) (по данным М.Хьюга, Б.Хоу и автора)

месторождении Джасинг циркон составляет 55% тяжелой фракции при соотношении циркон:ильменит:рутил = 8.1:3.1:1, а в месторождении Амбросия - 66% при соотношении циркон : ильменит : рутил = 11:1.3:1.

Суммируя сказанное, следует подчеркнуть, что если исключить из рассмотрения древние эпохи потенциального россыпеобразования, сведения о которых, как указывалось выше, ограничены, можно сказать, что в пределах мегапровинции Австралийской платформы эволюция россыпеобразования с формированием россыпей промышленного уровня укладывается в рамки мегаэтапа, начало которого приходится на конец мела (70-66 млн. лет) и совпадает с завершением раскола Гондвана и обособлением Австралии от Антарктиды. В это время начинается расчленение мезозойской поверхности выравнивания - глобального пенеппена Гондваны, мощная перестройка долинной сети, особенно на южном фланге континента, врезание долин и переотложение рудоносного материала кор химического выветривания. Однако, не исключено при этом, что часть элювиальных остаточных россыпей, сохранившихся в пределах пенеппена, унаследована с мезозоя.

С расчленяющими пенеплен ранне-среднепалеогеновыми долинами связаны датируемые эоценом древнейшие аллювиальные россыпи золота не только на самой платформе, но и прилегающих районах Восточной Австралии (раздел 4.1.3), впоследствии подвергшиеся латеритизации с образованием супергенного золота и захоронению. Эти долины играли также важную роль в качестве важнейших поставщиков тяжелых минералов в прибрежно-шельфовую зону эоценового бассейна Эукла (Бол. Австралийского залива). Характерно, что они являются концентраторами не только кластогенного золота, но, одновременно, и гидрогенных палеодолинных месторождений урана, формирование которых охватывает эоцен-олигоцен, вплоть до середины миоцена (Hou et al., 2007).

Развитие позднекайнозойских трансгрессий (миоценовой и особенно плиоценовой) по периферии платформы создало на локальных участках условия для абразионной переработки ранее возникших россыпей ближнего сноса (в частности, редкометалльно-оловоносных), а также для формирования прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов. Новая фаза врезания, стимулировавшая формирование россыпей в плиоцен-четвертичных долинах, совпала с резкой аридизацией климата, не только определившей специфические черты транспортировки и концентрации рудных компонентов в россыпях, но и значительные эпигенетические изменения ранее сформированных россыпей (калькретизация, силькретизация, вторичное перераспределение рудных компонентов).

---

---

## Глава 4.

# РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ОРОГЕННЫХ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

---

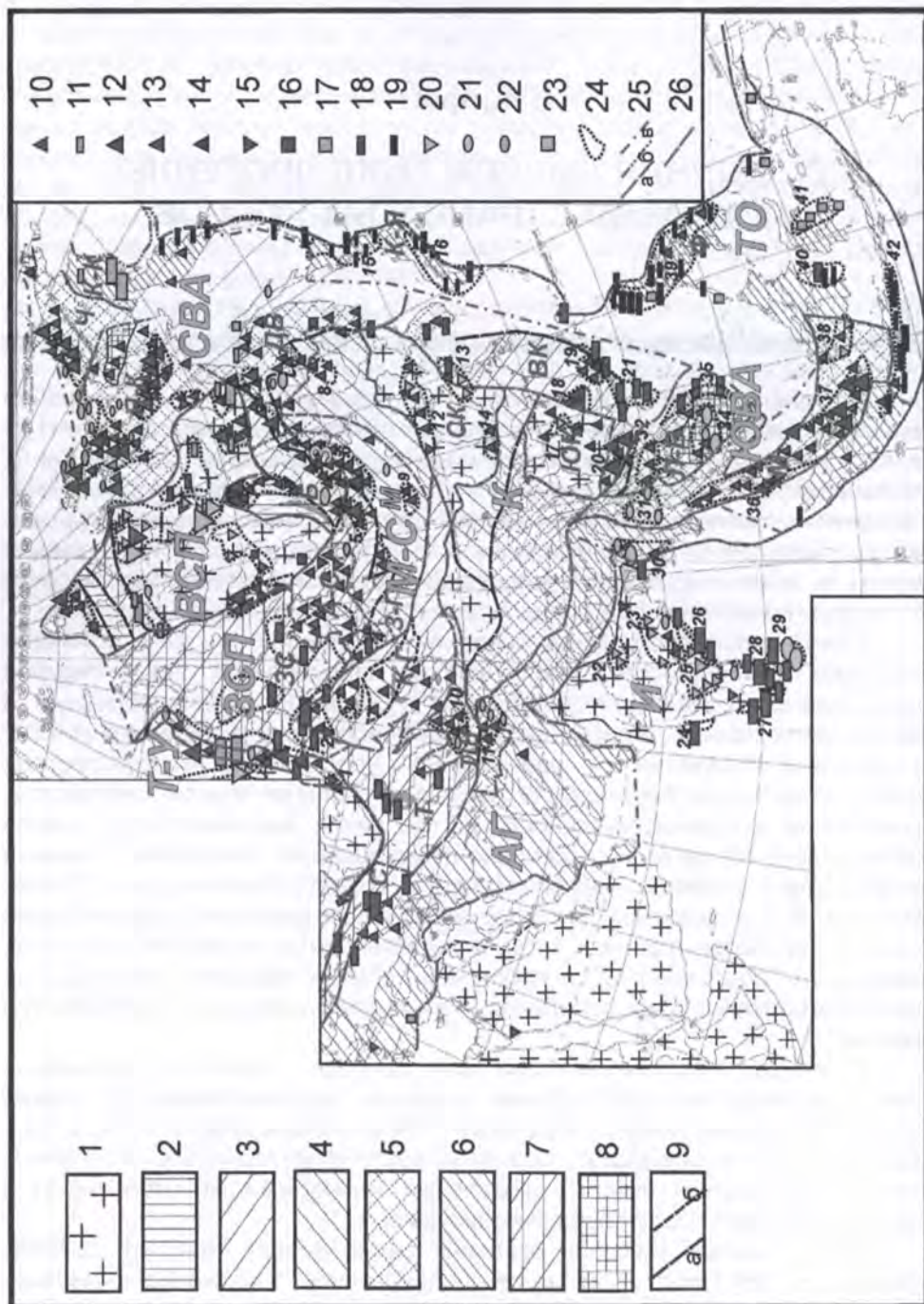
---

Вторым по распространенности после древних платформ и не менее важным по своему сырьевому потенциалу типом россыпных таксонов 1-го ранга являются россыпные провинции (мегапровинции), связанные с покровно-складчатыми орогенными поясами фанерозойского, а также позднепротерозойского (рифей-вендского) возраста, выраженные в современном рельефе земной поверхности горными поясами и странами различной высоты и контрастности, которая определяется возрастом сооружений и характером проявления в их пределах движений неотектонического этапа.

Стиль россыпной минерализации провинций и мегапровинций орогенных покровно-складчатых поясов определяется совокупностью следующих факторов: 1) сочетание типов россыпеобразующих формаций, в том числе отвечающих разным этапам развития складчато-орогенных поясов; 2) различием абсолютного и сравнительного уровня среза разновозрастных россыпеобразующих формаций; 3) эволюцией развития земной поверхности, проявленной в последовательности (в том числе, многократности) этапов воздымания и активизации эрозионно-денудационных процессов, снижения контрастности рельефа, выравнивания и корообразования, прогибания, аккумуляции и захоронения ранее сформированных россыпных концентраций; 4) сочетание разновозрастных, в том числе ископаемых россыпных формаций, отвечающих "доорогенному" и орогенному этапам развития территории, с россыпными формациями собственно "геоморфологического этапа" развития орогена.

С учетом этих особенностей целесообразно различать: россыпные провинции (мегапровинции) древних орогенов, сформированных в течение байкальского, каледонского и герцинского тектонических циклов, и россыпные провинции (мегапровинции) молодых орогенно-складчатых (орогенных покровно-складчатых) поясов, отвечающих киммерийскому (мезозойды) и кайнозойскому (альпиды) тектоническим циклам.

Это противопоставление особенно важно в силу того, что древние орогены в той или иной мере подвергались наложенной тектономагматической активизации, в значительной степени определившей характер их металлогении, сочетание разновозрастных и разнотипных россыпеобразующих коренных источников, а также присутствие ископаемых



#### Рис. 4.1. Россыпные районы, провинции и мегапровинции Азии

1-9 - элементы тектонического строения: 1 - древние платформы, 2-5 - складчатые пояса: 2 - неопротерозойские (байкалиды), 3 - раннепалеозойские (каледониды), 4 - позднепалеозойские (герциниды), 5 - мезозойские, 6 - кайнозойские, 7 - молодые платформы, 8 - срединные массивы, 9 - тектонические границы: а - 1-го порядка, б - 2-го порядка; 10-23 - минеральные типы россыпей: 10 - золото, 11 - МПГ, 12 - олово (касситерит), 13 - вольфрам, 14 - киноварь, 15 - редкие металлы (Ta, Nb, REE), 16 - титан (ильменит), 17 - хромиты, 18 - комплексные тяжелых минералов (Ti-Zr), 19 - железистые (титаномагнетит), 20 - алмазы, 21 - ювелирные и поделочные камни (сапфир, рубин, жадеит, шпинель, гранаты и др.), 22 - ископаемая мамонтовая кость, 23 - горно-химическое сырье; 24 - главные россыпные районы; 25 - границы россыпных мегапровинций: а - достоверные на суше, б - на море, в - предполагаемые; 26 - граница россыпных провинций.

Россыпные мегапровинции и провинции: Т-У - Тимано-Уральская (провинции не показаны, см. таблицу 4.1), ЗСП - молодых платформ (с россыпными провинциями: ЗС - Западно-Сибирская, С - Скифская, Т - Туранская), ВСП - Восточно-Сибирской платформы (провинции не показаны, см. рис. 3.12), СВА - Северо-Востока Азии (с россыпными провинциями: Я-К - Яно-Колымская, Ч - Чукотская, К-К - Камчатско-Корякская, ДВ - Дальневосточная), АГ - Альпийско-Гималайская, М-С - Монголо-Сибирская (с россыпными провинциями: А-С - Алтае-Саянская, З - Забайкальская, З-Г - Зайсано-Гобийская, К-Г - Казахская (Казахско-Гобийская), М - Монгольская, ТШ - Тяньшанская), К - Китайская (с россыпными провинциями: СК - Северо-Китайская, ЮК - Южно-Китайская, ВК - Восточно-Китайская), И - Индостанская, ЮВА - Юго-Востока Азии (с россыпными провинциями: М - Малайская, Л-В - Лаос-Вьетнамская, Б - Бирманская), ТО - Тихоокеанская островодужная мегапровинция (с россыпными провинциями: К-Я - Курило-Японская, Ф - Филиппинская).

Главные россыпные районы/субпровинции (за пределами России): 1 - Мугоджарский (Au, RM), 2 - Северо-Казахстанский (Кокшетауский) (Au, Sn, TaNb, Ti-Zr), 3 - Центрально-Казахстанская (Au, W), 4 - Восточно-Казахстанская (Au, TaNb, REE, Ti-Zr), 5 - Северо-Хэнтэйский (Au), 6 - Южно-Хэнтэйский (Sn, W, Au), 7 - Баян-Хонгорский (Au), 8 - Хинганский (Au), 9 - Гобийский (Sn), 10 - Тянь-Шанский (Au, Sn), 11 - Памиро-Афганский (Au, JS), 12 - Бохайский (Au, Ti-Zr), 13 - Хоккайдо-Сев. Хонсю (Кусира, Ома, Чикагава, Сабаширо и др.) (FeTiV), 14 - Южн. Хонсю-Кюсю (Набари, Икрма, Сампа и др.) (FeTiV), 15 - Шаньдунский (Di), 16 - Пингуи (Sn), 17 - (W, Au), 18 - Гецзю (Sn), 19 - Гуандун-Хайнаньская с/пр (Ti-Zr), 20 - Сон-Санарский (Северный) (Di), 21 - Мадхья-Прадеш (Di, JS, Au), 22 - Голконда (Di), 23 - Ратнагири (Ti-Zr), 24 - Орисса (Ti-Zr), 25 - Керала (Ti-Zr), 26 - Тамил-Наду (Ti-Zr), 29 - Шри Ланка (Ti-Zr, JS), 28 - Бирманская (JS, Au), 29 - Северо-Таиландская с/пр (Бангкхат, Мэкхлонг, Камбури, Боплой) (JS), 30 - Северо-Вьетнамский (Sn), 31 - Северо-Лаосский (Au), 32 - Камбоджийский (JS, Au, Sn), 33 - Южно-Вьетнамский (Дананг, Ки-Рхон, Кунг-Тай) (Ti-Zr), 34 - Южно-Таиландская с/пр (Sn, REE), 35 - Индонезийская шельфовая субпровинция (Арх. Сунга) (Sn), 36 - Зап. Калимантан (Di, Au), 37 - Филиппинская с/пр (о.Лусон и др.) (FeTi, Au), 38 - Вост. Калимантан (Cr), 39 - Сулавеси (Cr), 40 - Южно-Индонезийская субпровинция (FeTi, Au).

россыпных формаций, в том числе подвергшихся метаморфизму. Особенно знаменательным в этом отношении для формирования россыпей был этап мезозойской тектоно-магматической активизации, охватившей значительные области древних кратонов и палеозойской складчатости Центральной и Восточной Азии, металлогения которой в свое время была подробно рассмотрена А.Д.Щегловым (1968, 1976).

Напомним, что исследователи тектоники и металлогении этих областей различали два типа наложенной тектоно-магматической активизации (ТМА), первый из которых ("отраженная" ТМА М.И.Ицксона, А.Д.Щеглова, "резонансная" ТМА Ю.М.Пушаровского и В.Т.Матвеевко, "ревивация" М.С.Нагибиной) охватывает сопряженное консолидированное обрамление рамы складчатых поясов, а второй ("активизация" М.С.Нагибиной, "автономная активизация" А.Д.Щеглова, "сводово-глыбовые области" Г.Ф.Мирчинка, Д.И.Горжевского и др., "дива" Чен Го-да) представляет собой самостоятельный этап развития континентальной земной коры, свойственный как кратонам, так и складчатым поясам. Именно эти области В.И.Хаин еще в 1970-е годы выделил в качестве самостоятельной категории структурных элементов земной коры - "эпиплатформенных орогенных поясов (ЭПОП)", подчеркнув при этом такие важнейшие их признаки, как средне-высокогорный рельеф, значительная протяженность и ширина, сводово-глыбовое строение, временная оторванность этапа активизации от завершения покровно-складчатых движений, разделенных этапом тектонического покоя и снижения контрастности рельефа протяженностью до нескольких сотен млн. лет. Надо отметить, что с позиций концепции современной "террейновой" тектоники, согласно которой эти области рассматриваются как трансформированные области кратонов, такие важнейшие для минерагении россыпей особенности областей ТМА, как совмещение разновозрастной россыпеобразующей минерализации, равно как и чередование эпох орогенеза, снижения контрастности рельефа (вплоть до планации), локальной аккумуляции и нового нарастания контрастности рельефа, зачастую оказываются вне поля зрения исследователей.

Ранее мы уже обращали внимание на то, что россыпная минерагения "неактивизированных" складчатых областей, примером которых могут служить Аппалачский и Уральский складчатые пояса, и областей автономной тектоно-магматической активизации существенно различается по набору минеральных и возрастных типов россыпей, возрасту и типу россыпных формаций, что позволило наметить свойственные им ряды россыпных формаций (Патык-Кара, 1980).

Крупнейшие полиминеральные россыпные провинции древних (домезозойских) складчатых поясов Мира располагаются в пределах обширнейшего Урало-Охотского (Урало-Монгольского) складчатого пояса, спаявшего воедино древние кратоны азиатского континента: Восточно-Сибирский, Сино-Корейский, Таримский, Янцзы с Восточно-Европейским кратоном на западе и гипотетическим Карским массивом на крайнем севере (рис. 4.1). Северный фланг этого пояса - Урал и Таймыр - представляют собой "неактивизированные" складчатые области, в то время как значительная южная часть пояса, его Центрально-Азиатский сектор протяженностью около 3500 км, как раз и принадлежит к областям автономной тектоно-магматической



активизации со свойственными им типами россыпеобразующей минерализации, особенностями рельефа ("возрожденные горы"), набором россыпных формаций и минеральных типов россыпей.

Остальные палеозойские складчатые пояса Мира, в том числе герциниды Аппалач, каледониды и герциниды Западной Европы, значительно уступают по своему россыпному потенциалу Урало-Охотскому поясу либо плохо изучены в этом отношении (Иннуитская складчатая система по северному обрамлению Северо-Американского кратона). Исключение составляет только Тасманский складчатый пояс Австралии с его золотыми, оловянными, алмазонасными россыпями и россыпями ювелирных камней, характеристика которых будет дана ниже.

Поэтому две основные составные части Урало-Охотского пояса: Уральская, с примыкающими к ней с запада байкалидами Тимана, и Центрально-Азиатская с входящими в ее состав Казахстано-Тяньшанской, Алтае-Саяно-Монгольской и Монголо-Охотской областями рассматриваются как примеры крупнейших полиминеральных россыпных мегапровинций, свойственных "неактивизированным" древним складчатым поясам и областям, подвергшимся интенсивной наложенной тектоно-магматической и орогенной активизации, пик которой пришелся на вторую половину мезозоя.

При этом мы употребляем термин "неактивизированный" с определенной долей условности, поскольку новые сейсмичные, морфоструктурные, геоморфологические и минералогические данные в районах развития известных россыпей Урала убедительно свидетельствуют в пользу сохраняющейся тектонической активности территории и проявлении наложенных рудных процессов, связанных с продолжающейся флюидной деятельностью. В пользу последней говорят, в частности, многочисленные находки ажурных агрегатов золота "рудного облика" палладиево-ртутистого состава и природных амальгам состава  $AuSn$ ,  $AuSn_2$  и др. в терригенных юрских породах, в золотоносных россыпях и просто в аллювии рек Среднего и Западного Урала (данные О.В.Азосковой, Н.В.Гореликовой, В.А.Наумова) (Россыпи..., 2005). В этой связи нельзя не упомянуть оставшуюся, с нашей точки зрения, недоказанной гипотезу туффизитового происхождения алмазов Красновишерского района, крайние сторонники которой (А.Я.Рыбальченко и др.) настаивают на том, что взрывная деятельность в районе началась в триасе и продолжается вплоть до четвертичного времени включительно.

## 4.1. Россыпные провинции древних орогенно-складчатых поясов

### 4.1.1. Тимано-Уральская россыпная мегапровинция

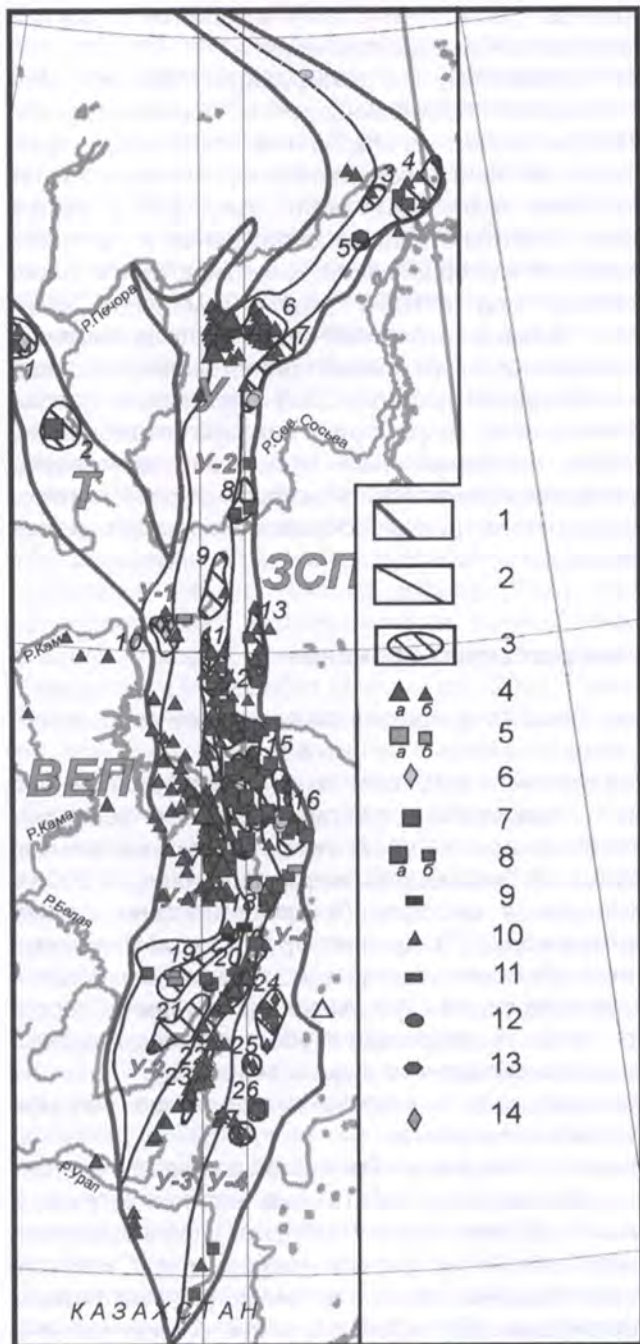
Тимано-Уральский регион является крупнейшей полиминеральной россыпной провинцией древних орогенно-складчатых поясов и областей, профиль которой определяют золото, минералы платиновой группы, алмазы, редкие металлы, титан (в титаномагнетите и в лейкоксене), камнецветное и горнотехническое сырье (таблица 4.1). Это - один из крупнейших в Мире и

Таблица 4.1

**Россыпные провинции, субпровинции россыпные районы  
российской части Тимано-Уральской россыпной мегапровинции  
(БД ИГЕМ РАН "Россыпные месторождения России")**

Мегапровинция	Провинция	Минерагенические зоны (субпровинции)	Россыпные районы (группы, узлы) и их номер (на рис. 4.2)		Россыпная минерализация
Т-У	Т		1	Пижемский р-н	<i>Di, Au, RM</i>
			2	Ухтинский р-н	<i>Ti</i>
	У	У-1	10	Красновишерский алмазоносный р-н	<i>Di</i>
			3	Полярный р-н	<i>Au</i>
			4	Салехарский потенциальный р-н	<i>Au, RM W</i>
			5	Лево-Копчельский узел	<i>JS (жадеит)</i>
			6	Кожимский р-н	<i>Au / МПГ(PtPd)</i>
			9	Верхневишерская зона	<i>Au</i>
			11	Косьва-Яйвинская зона	<i>Au</i>
			17	Нижне-Сергинская зона	<i>Au, МПГ(Pt)</i>
			19	Урал-Тауская гр. проявлений	<i>TiZr</i>
			19а	Уреньгинская гр. проявлений	<i>RM</i>
			21	Башкирская гр.	<i>Au</i>
		У-3	7	Ляпинская гр.	<i>JS (демантоид)</i>
			8	Северо-Сосьвинская (Лангурская) гр., включая Денежин Камень	<i>Au, МПГ(Pt), Cr, Au</i>
			12	Конжаковско-Косьвинско-Исовская зона	<i>МПГ(Pt), Cr, Au</i>
			13	Турьинская зона, включая Петропавловский узел	<i>МПГ(Pt), Au</i>
			14	Тагило-Невьянская зона, включая Висимо-Шайтанский и Баранчинский р/у	<i>МПГ(Pt), JS (демантоид)</i>
			15	Невьянский р-н	<i>Au, Pt</i>
			17а	Верхне-Сергинская гр. проявлений	<i>RM</i>
			18	Вишнево-Потанинский узел	<i>RM (пироклор, циркон)</i>
			20	Миасская (Челяинская) зона	<i>Au, МПГ(Pt)</i>
			22	Магнитогорская гр.	<i>JS (агаты)</i>
	23	Ирендыкская гр.	<i>Au</i>		
	У-4	16	Мурзинско-Адуйский р-н (Положиха, Кузнечный Лог и др.)	<i>RM(колумбит-танталит), JS (комплексн. ЮПК)</i>	
		24	Кочкарско-Санарка-Светлинский р-н	<i>Au, JS (корунд, горный хрусталь), pQ</i>	
		25	Джабык-Карагайский (Астафьевский) р-н	<i>JS (горный хрусталь), pQ</i>	
26		Камышлы-Аятская гр.	<i>Au / МПГ(Pt)</i>		
27		Суундукский р-н	<i>JS (горный хрусталь), pQ, / Au</i>		

Примечание. Т - Тиманская провинция, У - Уральская провинция, в т.ч.: У-1 - Предуральская минерагеническая зона (субпровинция), У-2 - Западно-Центрально-Уральская минерагеническая зона (субпровинция), У-3 - Восточно-Уральская минерагеническая зона (субпровинция), У-4 - Зауральская минерагеническая зона (субпровинция).



- 1,2 - границы:  
 1 - россыпной мегапровинции,  
 2 - россыпных провинций (Т - Тиманская, У - Уральская) и зон (субпровинций):  
 У-1 - Предуральская, У-2 - Западно-Центрально-Уральская, У-3 - Восточно-Уральская, У-4 - Зауральская);  
 3 - россыпные районы;  
 4-13 - типы россыпной минерализации:  
 4 - золото: а - крупные, б - рядовые,  
 5 - МПГ: а - крупные, б - рядовые,  
 6 - алмазы,  
 7 - редкие металлы,  
 8 - титан: а - крупные, б - рядовые,  
 9 - хром,  
 10 - вольфрам,  
 11 - комплексные россыпи тяжелых минералов,  
 12 - ЮПК (в связи с гранитными пегматитами, а также андезитобазальтами - агаты),  
 13 - ЮПК (в связи с ультрабазитами - демантоид, жадеит),  
 14 - пьезокварц и горный хрусталь.  
 Номера соответствуют номерам россыпных районов в таблице 4.1.

Рис. 4.2. Схема размещения россыпей Тимано-Уральской полиминеральной россыпной мегапровинции (фрагмент БД ИГЕМ РАН "Россыпные месторождения России")

старейший в России горнорудный россыпной район, отработка россыпей золота и платины которого насчитывает уже два столетия.

Главным тектоническим элементом, контролирующим позицию этой россыпной мегапровинции, является простирающаяся в меридиональном направлении более чем на 1200 км Уральская позднепалеозойская покровно-складчатая система (Хаин, 2001), которой в современном рельефе отвечает средне-низкогорная горная система Уральского хребта (рис. 4.2). В состав мегапровинции на основании пространственной сближенности, а также определенной общности россыпной минерализации нами включается также подходящий к Уралу с запада под острым углом Тиманский кряж, представляющий собой выступ байкальской складчатой системы тиманид. Важным доводом в пользу совместного их рассмотрения является также объединяющая Тиман и Западный Урал среднедевонская эпоха промышленного россыпеобразования, с которой связано становление алмазонасных россыпей обеих площадей (при отсутствии достоверно установленных алмазонасных первоисточников) и которая является также древнейшей эпохой промышленного россыпеобразования в пределах рассматриваемой мегапровинции.

### Тиманская россыпная провинция

Минерагенический облик Тиманской россыпной провинции определяют две минеральные группы россыпей:

- мономинеральные титановые - ильменитовые и лейкоксеновые, в числе которых уникальное по масштабам, составу песков и условиям залегания Ярегское месторождение нефтеносных титанонасных песчаников (возраст - эйфель-фран) на Среднем Тимане, а также расположенная в 200 км севернее Пижемская ильменитовая россыпь (в красноцветных песках малоручейской свиты ордовикского (?) возраста). Первоисточниками титановых минералов для этих россыпей послужили рифейские сфено- и ильменитонасные сланцы, принадлежащие к фации зеленосланцевых пород, которые в досреднедевонское время подверглись глубокому выветриванию, способствовавшему массовому высвобождению рудных минералов;

- комплексные редкометалльно-алмазонасно-золотоносные россыпи типа Ичет-Ю, также позднедевонского возраста.

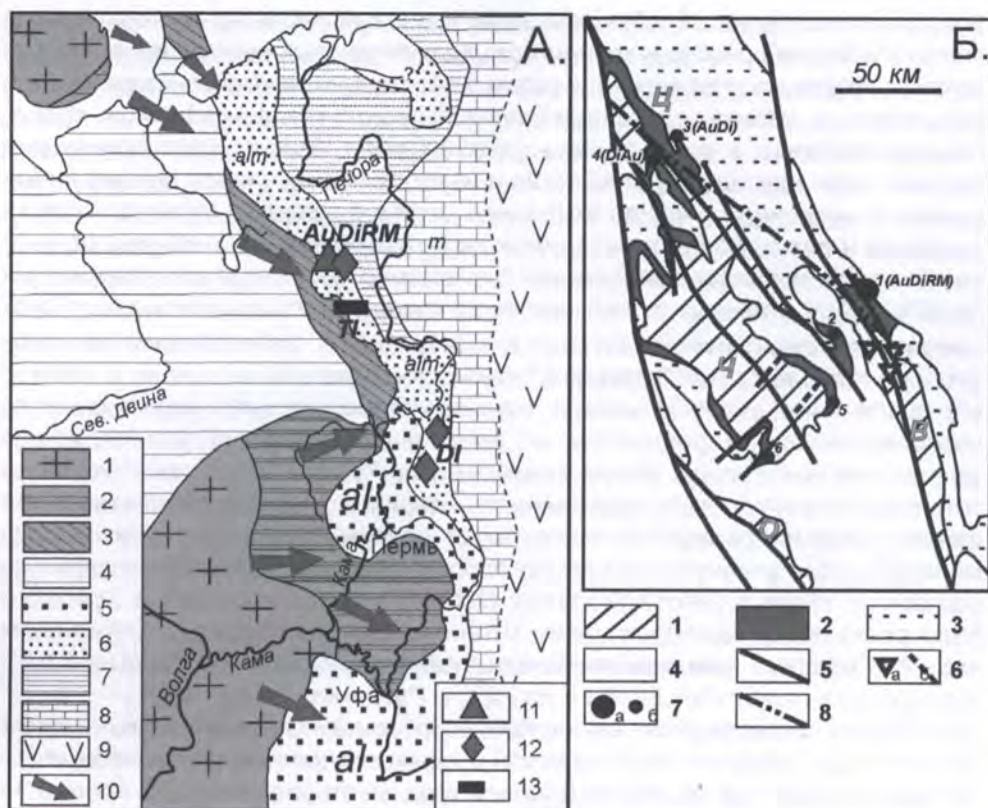
Вообще, следует отметить, что специфика Тиманской провинции состоит в том, что ее россыпная "металлоносность" (в том числе крупные и суперкрупные месторождения) связана исключительно с ископаемыми россыпями девонского возраста (вплоть до раннего карбона - на Северном Тимане), в то время как перспективы кайнозойских, в том числе четвертичных, россыпей остаются проблематичными. Последнее в значительной степени обусловлено тем, что район находился в зоне влияния покровных оледенений средне-позднечетвертичного возраста.

Неоднократно отмечалась уникальность минерализации Ярегского титанового россыпного месторождения, природа которой остается дискуссионной. Наиболее доказанной представляется точка зрения

В.А.Калюжного, который объяснял лейкоксеновый характер минерализации эпигенетическим преобразованием исходных титановых минералов в метапелитах рифейского возраста - в различной степени лейкоксенизированного ильменита и сфена - в специфической водно-газово-нефтяной среде, предположительно в конце перми - начале триаса. Этот процесс происходил под влиянием флюидов органических и неорганических кислот, растворенных в водах и находящихся в виде окклюзии в нефти, в условиях литостатического давления и значительного геотермического градиента. Эта гипотеза, однако, не объясняет специфический состав "лейкоксеновых" агрегатов, содержащих до 50%  $\text{SiO}_2$  и отличных от лейкоксена, формирующегося в россыпях за счет изменения ильменита (Игнатьев, Бурцев, 1997). По-видимому, важным фактором является их "сфеновое" происхождение, на что еще в 1969 г. обращала внимание Э.П.Гернгард, иными словами, специфический характер первоисточников, в роли которых выступали рифейские метапелиты, - зеленокаменные породы низких фаций метаморфизма. "Сфеновый" характер титановой россыпеобразующей минерализации в породах зеленокаменной фации метаморфизма, в отличие от преимущественно "рутиловой" минерализации в гранулитах и других породах высоких стадий метаморфизма, подчеркнут также в работе Stanaway (2005). Подробное описание Ярегского палеороссыпного месторождения титаноносных песчаников, ближайшим аналогом которого являются песчаники Атабаска в Канаде (см. раздел 3.1.2), приводится в ряде работ (Шило и др., 2004; Патык-Кара и др., 2006).

Другой минеральный тип ископаемых россыпей Среднего Тимана, также титаноносных, представлен Пижемской россыпью существенно ильменитового состава на северном окончании Вымской гряды, которая обладает огромными ресурсами титана и сегодня рассматривается как перспективный объект для расширения его сырьевой базы в регионе. Слабо литифицированные титаноносные песчаники в составе малоручейской свиты верхнего эйфеля - нижнего живета, содержащие до 4-х обогащенных ильменитом горизонтов, прослеживаются на десятки километров в субмеридиональном и до десяти километров в субширотном направлении (Игнатьев, Бурцев, 1997).

Третий минеральный тип ископаемых девонских россыпей Среднего Тимана представлен располагающимися стратиграфически выше пижемских титаноносных песчаников, а местами и непосредственно в их кровле, комплексными редкоземельно(куларит,монацит,ксенотим)-редкометалльно (колумбит, ильменорутит)-алмазо-золотоносными россыпями в конгломератах яранской и листовничной свиты верхнего девона-франа. Эти месторождения группируются в пределах двух субпараллельных зон ЗСЗ простираения, из которых западная отвечает поднятиям Четласского и Цилемского Камней и Вымской гряды и представлена залегающими непосредственно на породах байкальского фундамента палеодолинными россыпями базального горизонта листовничной свиты, а восточная, приуроченная к впадинам северо-восточного склона Среднего Тимана, представлена в основном россыпями комбинированного генезиса (аллювиально-пролювиально-прибрежно-морскими) и содержит два позднедевонских продуктивных горизонта - яранский и листовничный (рис. 4.3).



**Рис. 4.3. Палеогеографическая обстановка россыпеобразования по северо-восточному обрамлению Восточно-Европейской платформы в среднедевонское-франское время (А) и позиция полиминеральных палеороссыпей Среднего Тимана (Б) (Константиновский, 2001)**

А: 1-4 - области питания, сложенные породами: 1 - кристаллического основания, 2 - рифейского чехла, 3 - байкальского складчатого основания, 4 - вендского чехла; 5-6 - среднедевонские россыпеносные формации: 5 - преимущественно аллювиальные, 6 - преимущественно дельтовые и прибрежно-морские фации; 7-9 - синхронные им садки: 7 - песчано-алевритистые, 8 - глинисто-карбонатные, 9 - вулканогенные; 10 - направление сноса обломочного материала; 11-13 - россыпи и россыпные проявления: 11 - золото, 12 - алмазы, 13 - титан.

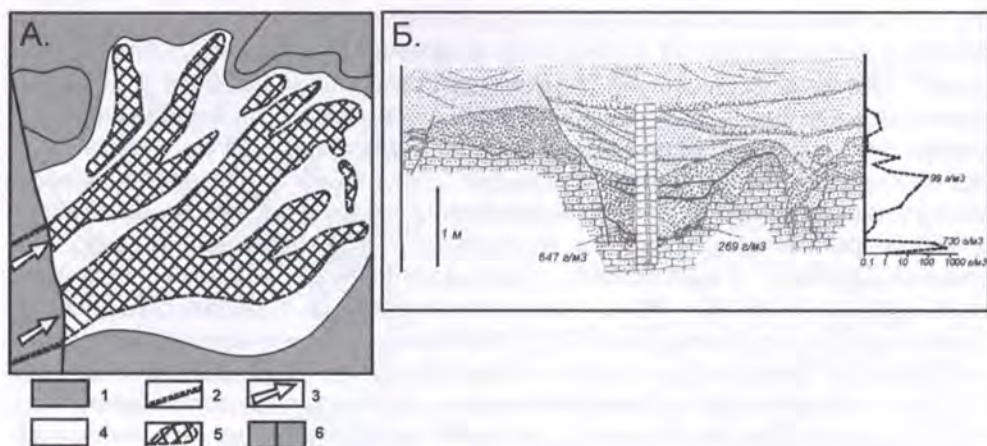
Б: 1 - выступы байкальского фундамента (Ц - Цилемский камень, Ч - Четлаский камень, В - Вымская гряда, О - Обдырское поднятие); 2-4 - платформенный чехол: 2 - среднедевонские-нижнефранские рудоносные олигомиктовые формации (пижемская, яранская и листовничная свиты), 3 - верхнедевонские песчано-глинистые формации, 4 - верхнепалеозойские-мезозойские карбонатные песчано-глинистые формации; 5 - разломы; 6 - кимберлитовые трубки (а) и пикритовые и карбонатитовые жилы (б); 7 - россыпи и россыпные проявления: а - Ичет-Ю, б - прочие; 8 - граница распространения девонских палеороссыпей ближнего сноса (на западе) и умеренного и дальнего переноса (на востоке).

Главным и наиболее изученным представителем этой группы россыпей является россыпь Ичет-Ю у северного окончания Вымской гряды (восточная зона). Предполагается, что источником золота, а также куларита в россыпях являются зоны прожилково-вкрапленной сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализации в черносланцевых породах байкальского фундамента, в то время как основная редкометалльная (Nb, REE) россыпеобразующая минерализация ассоциирует с эпохами рифтогенеза на рубеже венда-кембрия и в первой половине девона и связана с платформенным щелочно-ультраосновным магматизмом, представленным дайками пикритов, карбонатитов и зонами щелочного метасоматита в породах байкальского фундамента (Константиновский, 2000). Вопрос о коренных источниках алмазов на Тимане остается открытым. В этом вопросе доминируют две точки зрения. Нам представляется, что более обоснованным является представление о том, что первоисточниками алмазов служили кимберлиты (на что указывает типоморфизм алмазов), которые располагались на западе, за пределами Тимана (см. рис. 4.3А); при этом пижемская свита среднего девона служила промежуточным коллектором как алмазов, так и золота. Альтернативная гипотеза (А.Б.Макеев и др.) связывает происхождение алмазов с флюидным ("туффизитовым") платформенным магматизмом, признаки которого выявлены на Среднем Тимане, однако реальная алмазоносность этих образований пока не установлена, да и само существование "туффизитов" в районе не доказано.

Продуктивные отложения пижемской, яранской и лиственничной свит среднего девона-нижнего франа залегают в пределах неглубокой структурной впадины на поверхности байкальского фундамента площадью 8×12 км<sup>2</sup> и представлены фациями флювиальных веерных конусов, частично переработанных в прибрежной зоне мелководного бассейна. Палеороссыпи приурочены к базальным конгломератам яранской свиты и базальным слоям трансгрессивно залегающих отложений лиственничной свиты, разделенных границей размыва. Всего в пределах площади Ичет-Ю выделены 8 песчано-галечных конусов выноса шириной от 1 до 3 км (см. рис. 4.3Б), сложенных кослоистыми "пудинговыми" и гравелистыми песчаниками, веерное строение которых подчеркивается расположением обогащенных золотом "струй", что, по мнению А.А.Константиновского (2000), сближает их с фанами Тарквы и Витватерсранда (рис. 4.4А). Аналогичные конусы выноса развиты также в рифтогенных впадинах, осложняющих днища депрессий к северу от Вымской гряды и к востоку от Четласского и Цильменского Камней.

Главным продуктивным горизонтом россыпи Ичет-Ю с содержанием золота 0.2-0.8 г/м<sup>3</sup> (при наличии ураганных проб с содержанием 2-4 г/м<sup>3</sup>) является маломощный (до 1 м) прослой мелкогалечных конгломератов и щебнистых конглобрекций, содержащих примесь угловатого голубого кварца местного происхождения, в основании сложенный кослоистыми белыми кварцевыми песчаниками и песками яранской свиты.

По данным А.Б.Макеева (Важнейшие..., 1997), минеральный состав россыпи весьма сложный. Основную массу тяжелой фракции составляют минералы титана (ильменит, ильменорутит, лейкоксен); редкометалльная минерализация представлена цирконом, колумбитом, монацитом, куларитом;



**Рис. 4.4. Строение редкометалльно-золото-алмазоносной палеороссыпи Ичет-Ю (по данным А.А.Константиновского (2001)): А - распределение золота в верных конусах выноса; Б - строение базального золото-алмазоносного горизонта яранской свиты на ЮЗ участке россыпи, борт карьера по правому борту р. Умбы**

А: 1 - выступ байкальского основания; 2 - приустьевой участок питающей палеодолины; 3 - направление сноса обломочного материала; 4 - фации флювиального веерного конуса выноса, переработанные в начале яранского времени морем; 5 - "струи", обогащенные золотом; 6 - прибрежно-морские фации, в том числе участки донного размыва базального горизонта яранской свиты (темное).

характерны также гранат, ставролит, а из минералов-спутников алмаза - пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит. Сами алмазы, среди которых преобладают зерна около 0.5 кар (отдельные кристаллы достигают массы 1-2 кар), отличаются весьма высокими ювелирными качествами. Золото высокопробное, мелкое, пластичное и тороидальное, что дало основание некоторым исследователям (А.А.Котов, З.С.Никифорова) предполагать золовое происхождение россыпи. Наиболее высокие содержания золота и, особенно, алмазов в россыпи Ичет-Ю приурочены к "реликтовым" аллювиально-пролювиальным образованиям, выполняющим эрозионные котлы и промоины глубиной 0.5-1 м при диаметре первые метры, выработанные в подстилающих красноцветных песчаниках титаноносной малоручейской свиты. По латерали выделяются обогащенные золотом и алмазами струи и гнезда шириной от 0.3 м до 2-3 м, разделенные более широкими (до 10-15 м) промежутками с низкими содержаниями полезных компонентов (см. рис. 4.4Б). В последние годы в связи с увлечением гипотезой туффизитов в Предуралье и на Тимане, некоторыми исследователями (А.Б.Макеев, А.Я.Рыбальченко) высказывалась точка зрения об "эксплозивном" происхождении описанных залежей, что полностью опровергается данными их детального литолого-фациального анализа.



За пределами площади Ичет-Ю на Среднем Тимане известен еще ряд перспективных ископаемых россыпей аналогичного типа, из них 4 площади - Ыджит-Ю, Джин-Ю, Щугор, Сизим-Ю - перспективны преимущественно на золото и алмазы, а площадь Югед-Ю характеризуется доминированием ниобий-редкоземельной минерализацией (см. рис. 4.3Б).

Особо следует отметить россыпную металлоносность Вымского участка, расположенного к югу-востоку от Ичет-Ю в северной части одноименно гряды, в пределах которого базальные горизонты верхнего девона ложатся непосредственно на байкальский фундамент с установленным прожилково-вкрапленным золотым оруденением в углеродистых филлитах и сланцах рифея (данные В.А.Дударя и др.), что и определило возможность формирования палеороссыпей ближнего сноса. Кроме того, в пределах площади известны современные аллювиальные россыпи, в числе которых золото-платиновая россыпь р. Кыввож (Кыквож), выделяющаяся среди других россыпей Среднего Тимана как крупностью золота, среди которого преобладает крупное золото рудного облика, вплоть до мелких самородков массой 10-20 г, так и своим комплексным составом за счет присутствия платиноидов уральского типа при доминировании изоферроплатины (данные А.Б.Макеева (Важнейшие..., 1997)).

Повышенные содержания россыпеобразующих тяжелых минералов и алмазов (в том числе высокосортных алмазов уральского типа, бассейн р. Волонги) свойственны также средне-верхнедевонским мономиктовым кварцевым и олигомиктовым кремнисто-кварцевым формациям Северного Тимана. Характерной особенностью алмазоносных конгломератов этого района является также их высокая насыщенность ставролитом и альмандином с содержаниями до 270 кг/т (!), часто представленными крупными зернами гравийной размерности, а также присутствие высокопробного мелкого золота в количествах до 0.5 г/м<sup>3</sup> (Константиновский, 2000).

### *Уральская полиминеральная россыпная провинция*

Эта полиминеральная россыпная провинция, соответствующая одноименной покровно-складчатой системе герцинид, является старейшей россыпной провинцией России и одновременно может рассматриваться как одна из типовых моделей россыпных провинций древних складчатых поясов. Ее отличает широкий спектр минеральных типов россыпей, в том числе комплексных, и весьма высокая насыщенность россыпями, которые группируются в пределах нескольких десятков рудно-россыпных узлов, зон и полей, большинство из которых являются полиминеральными. Россыпной профиль провинции определяют прежде всего золото, минералы платиновой группы, алмазы, ювелирные и поделочные камни, редкометалльные минералы, а также хромит, магнетит, горнотехническое сырье, а в ископаемых формациях - комплексные россыпи тяжелых минералов.

Наибольшая насыщенность россыпями характерна для Среднего и Южного Урала. Крупный ареал россыпей, объединяющий Кожимский и Ляпинский золотоносные узлы, располагается на Приполярном Урале. За

более чем двухвековой период отработки россыпей Урала многие богатейшие золотые, платинометалльные, комплексные золото-платиновые россыпные месторождения Урала отработаны. Это касается также уникальных россыпей ювелирно-поделочных камней и пьезооптического сырья, располагающихся в пределах Восточно-Уральской (особенно, в Зауральской) субпровинций. При отработке россыпных месторождений сформировались значительные по объему и массе техногенные россыпи, которые служат объектом повторной переработки, причем во многих случаях сама схема отработки платиновых и золото-платиновых россыпей, характеризующихся значительной глинистостью песков, как следствие их образование за счет кор химического выветривания, предполагает 2-3-кратный переувлажнение галечных отвалов и хвостов обогащения. В настоящее время техногенные россыпи составляют основной объект отработки не только золото-платиноносных, но и алмазонасных площадей.

Уральская россыпная провинция - это крупнейший полигон, на котором были разработаны многие фундаментальные положения геологии россыпей. Россыпные месторождения Урала, на протяжении многих десятилетий изучавшиеся специалистами разного профиля, сегодня рассматриваются как модельные объекты, позволяющие совершенствовать общую теорию россыпеобразования. Особый вклад в их изучение внесли специалисты Уральской школы россыпников, включая Пермский университет (А.П.Сигов, А.Г.Баранников, Б.С.Лунев, Б.М.Осовецкий и др.), а также школы НИГРИЗолото-ЦНИГРИ (И.С.Рожков, Н.М.Риндзюнская, Е.В.Матвеева) и Московского государственного университета (С.С.Воскресенский, И.И.Спасская) и многие др.

В соответствии с тектоническим строением Уральской позднепалеозойской покровно-складчатой системы (Хаин, 2001), сформировавшейся после закрытия Палеоазиатского океана, в пределах провинции выделяются четыре россыпные субпровинции (минерагенические зоны) меридионального простирания с резко различным стилем россыпной минерагении (см. **рис. 4.2** и **таблицу 4.1**). Две западные из них сформированы на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы и байкалит Тимано-Печорской плиты, а две восточные - на структурах активной окраины Протоуральского (Палеоазиатского) океана. Самая западная, Предуральская субпровинция (У-1), занимает восточную краевую часть Предуральского прогиба, в пределах которой из-под верхнепалеозойской молассы и эвапоритов на поверхность выходят подстилающие породы ордовика-девона, содержащие проявления и месторождения алмазов.

Расположенная восточнее и простирающаяся вдоль оси всего хребта Западно-Центрально-Уральская субпровинция (минерагеническая зона) - (У-2) - пространственно совпадает с миогеосинклинальной Западно-Уральской структурной зоной и надвинутой на нее зоной Урал-Тау (Центрально-Уральской, сложенной рифейскими и вендскими породами структурного яруса "доуралит" - фактическим продолжением байкалит Тимана). Минерагенический облик этой субпровинции определяют Au, Ti, Zr, а также МПГ - на участках развития позднерифейских офиолитов. Восточнее, за Главным Уральским разломом, профиль россыпной минерализации заметно меняется. Здесь, в пределах Тагильско-Магнитогорской (Восточно-Уральской) зоны,

сложенной породами островодужного комплекса, сосредоточены важнейшие золотые, платинометалльные и комплексные золото-платиновые россыпи Урала (Платиновый пояс Урала) (У-3). Расположенная восточнее Зауральская минерагеническая зона (У-4) соответствует одноименному выступу докембрийского фундамента с гранито-гнейсовыми куполами, частично перекрытыми пластинами офиолитов и прорванными коллизионными гранитами "главной гранитной оси Урала". Эта россыпная субпровинция характеризуется развитием золотых (частично с МПГ), редкометалльных россыпей, россыпей ЮПК и пьезокварца.

Можно перечислить следующие важнейшие особенности металлогении и тектоно-геоморфологической эволюции Урала, оказавшие влияние на размещение и строение россыпей и общий россыпной потенциал провинции:

1. Главными *россыпеобразующими формациями и типами коренных источников* в пределах провинции являются:

- золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и золото-сульфидная формации (последняя - в случае развития кор химического выветривания), представленные жильными, прожилково-жильными телами и минерализованными зонами дробления; из них первая формация характерна для шовных зон, разделяющих крупные структурно-формационные зоны, а две другие - для антиклинорных зон, сложенных раннегеосинклинальными вулканитами, прорванными раннеорогенными интрузиями тоналит-плагиогранитного состава;

- иридисто-платиновая вкрапленная минерализация в породах расщепленных зональных массивов концентрически-зональных габбро-пироксенит-дунитовых и щелочно-ультраосновных массивов Главного Платиноносного пояса, а также и рутениридосминовая минерализация в альпинотипных дунит-перидотитах офиолитовых комплексов (Восточнотагильский и Миасский районы). С указанными типами россыпеобразующих формаций базит-ультрабазитовых массивов ассоциируют также россыпи демантоида и нефрита;

- ильменит-титаномагнетитовое оруденение в массивах габбазо-диорит-диабазовой формации (Кусинско-Копанский узел), в меньшей степени в дифференцированных габбро-норитовых массивах Кочканарского района;

- "древние" (докембрийские) редкометалльные Та-носные альбит-микроклиновые граниты, пегматиты, мигматиты, кристаллические сланцы и герцинские редкометалльные пироклор-циркон-содержащие метасоматиты в связи с массивами миаскитов как источники редкометалльных россыпей;

- безрудные кварцевые жилы и камерные пегматиты "древних" гранитов как источники россыпей горного хрусталя и пьезооптического кварца, магнезиальные скарны и кристаллические сланцы и гнейсы как источники россыпей ограночного корунда - для россыпей ЮПК.

Неустановленными остаются первоисточники алмазоносных россыпей, которыми, предположительно, являлись кимберлитовые тела, располагавшиеся по восточному краю Восточно-Европейской платформы, опущенному и переработанному в процессе формирования Уральской покровно-складчатой системы. "Некимберлитовый" источник алмазов в виде туффзитов лампроитового комплекса пока не доказан.

2. На примере Урала целесообразно проследить *основные этапы* развития древних орогенных систем, что важно для понимания *истории формирования россыпей*. В геологической истории Урала выделяются три крупных перерыва, зафиксированные крупными структурными перестройками и разделяющие четыре главных мегацикла: архейско-раннепротерозойский, рифейско-раннекембрийский, палеозойский, мезо-кайнозойский (Шуб, 1988). Из них первые два отмечены предрифейским (отвечающим платформенному, доаккреционному, этапу развития западной зоны Урала) и раннепалеозойским структурными несогласиями, а также более мелкими стратиграфическими несогласиями, к которым приурочены уровни пенепленизации и корообразования, имевшими важное значение для формирования древних ископаемых россыпей. В качестве уровней потенциального и установленного россыпеобразования в позднем протерозое выделяются горизонты олигомиктовых базальных конгломератов в основании айской, зигальдинской, зильмердакской (рутилиты Урал-Тау) свит позднего рифея.

В палеозойском мегацикле наиболее ранние перерывы отмечены корами выветривания и олигомиктовыми конгломератами в кровле ашинской свиты венда и в основании полюдовской свиты ордовика. Не менее важен предэйфельский перерыв, который зафиксирован каолинит-кварцевыми продуктами перемыва кор выветривания большеколчинской пачки и ископаемым карстом в основании фалаховой формации алмазонасной такатинской свиты эйфельского возраста. Как подчеркивал В.С.Шуб, характерная особенность предэйфельского перерыва - это приуроченность к нему древнейших на Земле элювиальных латеритных образований, а к последующему предживетскому перерыву - также древнейших кирас. На заключительной стадии палеозойского орогенеза имели место кратковременные перерывы, которые зафиксированы латеритными корами выветривания и палеодолинами (в том числе ураноносными) в составе татарского яруса верхней перми.

Однако наибольшее влияние на россыпную минерагению Урала оказал посторогенный перерыв, обусловленный ростом горных сооружений складчатого пояса, а затем продолжительным периодом его нисходящего развития с формированием эпигерцинской платформы и региональной поверхности выравнивания (Уральского пенеплена). Этап тектонической стабилизации и общего выравнивания рельефа, последовавший за завершившимся в общих чертах в триасе орогенным этапом и охвативший практически весь мезозой и первую половину третичного периода, имел важнейшее значение для формирования россыпей. Выделяются несколько периодов планации рельефа, во время которых территория подвергалась также кратковременному воздействию трансгрессий (в средне-поздней юре, в мелу, в эоцене), которые прерывались фазами воздымания и расчленения горной страны. Как отмечалось выше, за это время были сформированы несколько поверхностей выравнивания, из которых важнейшими уровнями являются выраженные в современном рельефе юрско-меловая и эоцено-олигоценая поверхности выравнивания. На протяжении всего этого периода, начиная с конца триаса и вплоть до раннего кайнозоя включительно, весь Уральский орогенный пояс испытал длительное нисходящее развитие,

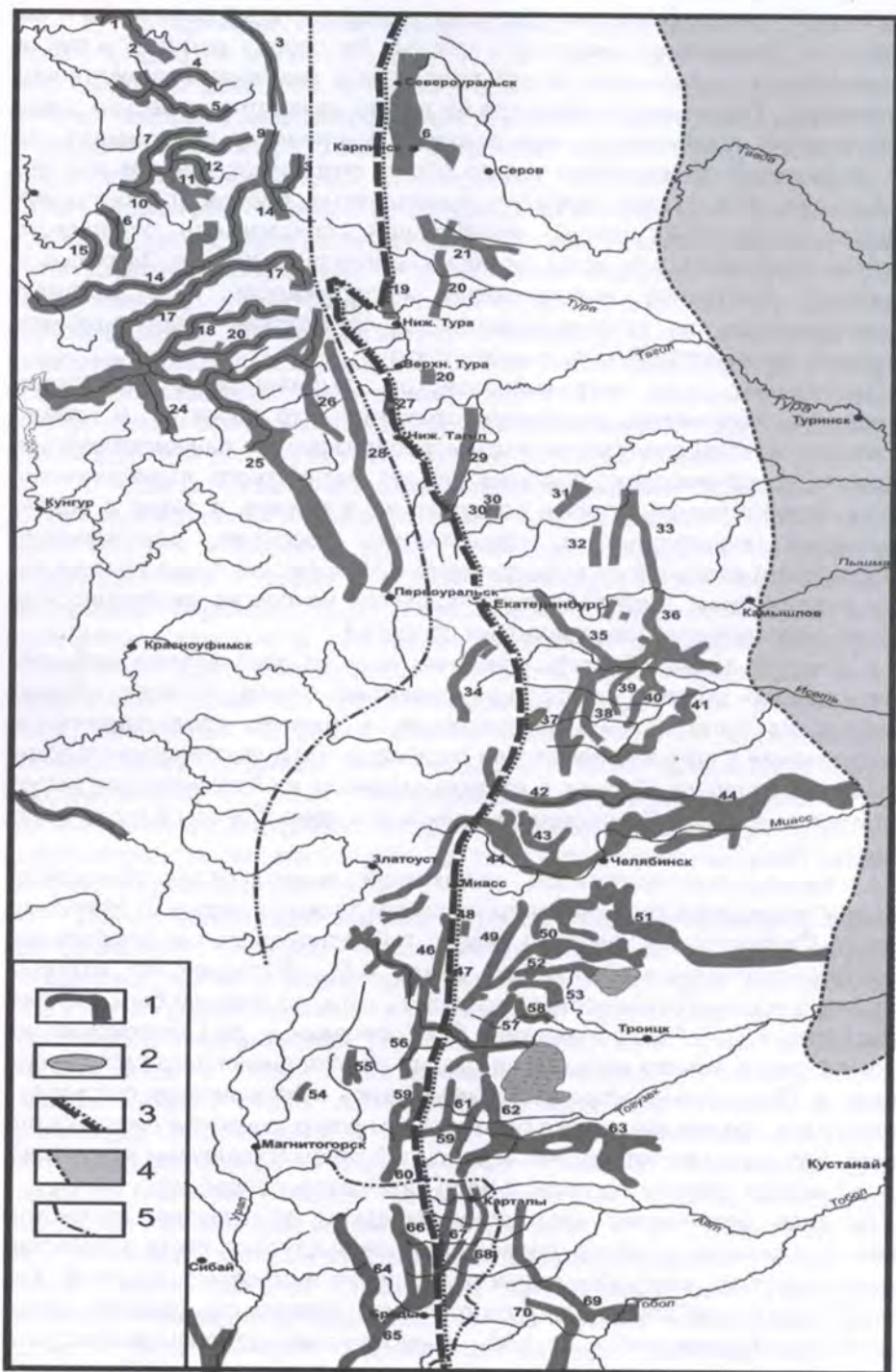
завершившееся формированием обширной поверхности выравнивания - так называемого "Уральского пенеплена", который по своему региональному и стратиграфическому значению не уступает другой знаменитой поверхности выравнивания - Гондванской. Несмотря на то, что на неотектоническом этапе эта поверхность подверглась деформации и частичному разрушению, ее следы встречаются повсеместно как по обоим склонам Урала, так и в его осевой части, вплоть до наиболее приподнятых блоков (г. Народная, Кожимский россыпной район). Наибольшая сохранность Уральского пенеплена характерна для зоны "нулевых амплитуд" (Южное Зауралье и Мугоджары). Локальное выравнивание продолжалось и в миоцене (раннемиоценовая и позднемиоценовая, сарматская денудационно-структурные поверхности Подуральяского плато).

Подчеркнем, что мезо-кайнозойское выравнивание протекало неравномерно, прерываясь периодами относительного поднятия. В рамках этого этапа отмечены следующие эпохи корообразования: раннемезозойская (триасовая), среднеюрская (предлангурская) латеритного выветривания, продукты переотложения которых присутствуют в юрских, а также в эоцен-олигоценых, неогеновых и четвертичных россыпях, олигоценая (предтургайская) каолинового выветривания и миоценовая с красноземными корами выветривания. Две последние повлияли на состав металлоносных отложений неогеновых и более молодых россыпей.

3. Следует также обратить внимание еще на одно важное событие, сопровождавшее общее "нисходящее развитие" Урала, которое обычно ускользало из поля зрения россыпников, а именно кратковременное распространение в пределы пенеплена *трансгрессий палеогеновых морских бассейнов* из Западной Сибири с кратковременным их "перехлестом" через хребет и соединением с Печорским бассейном в эоцене (Степанов и др., 1991; Ахметьев, 2002).

4. Важнейшим элементом реликтовой поверхности "Уральского пенеплена" и рельефа Урала в целом являются также развитые от Мугоджар на юге до Приполярного Урала на севере субмеридиональные *продольные структурно-эрозионные депрессии* (рис. 4.5), большинство которых фиксировано эоцен-олигоцеными осадками, хотя, по мнению большинства исследователей (А.П.Рождественский, Д.В.Борисевич и др.), заложение их произошло еще в начале мезозоя на стадии постколлизийного растяжения территории. Продольные депрессии присутствуют в большинстве россыпных районов Урала, где они заключают палеодолины олигоценового и миоценового возраста. Большинство четвертичных россыпей также приурочены к долинам, которые в разной степени наследуют черты этих палеодепрессий.

Являясь важнейшим геоморфологическим элементом Уральской россыпной провинции в целом, палеодепрессии выступают также в качестве локальных структур, контролирующих размещение и строение россыпей. Как правило, в них наиболее полно сохранились фрагменты древних мезо-кайнозойских образований - от коры выветривания до разновозрастного аллювия. Нередко в пределах таких субмеридиональных депрессий залегают совместно среднеюрские, верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные комплексы осадков, причем



**Рис. 4.5. Продольные структурно-денудационные депрессии Урала** (по данным А.И.Сигова, А.Г. Баранникова и др.)

1 - олигоценые палеодолины; 2 - олигоценые озерные ванны; 3 - линии главных водоразделов; 4 - граница максимального распространения эоценовой трансгрессии; 5 - то же, верхнеолигоценовой (туртасской). Цифрами обозначены палеодепрессии: 1 - Пра-вишерская, 2 - Пра-щугорская, 3 - Пра-улская, 4 - Пра-язьвинская, 5 - Пра-молтысская, 6 - Богословская, 7 - Пра-ульвичская, 8 - Пра-яйвинская, 9 - Пра-тыпыльская, 10 - Пра-чаньвинская, 11 - Пра-чикманская, 12 - Пра-кидская, 13 - Пра-тылайская, 14 - Пракосьвинская, 15 - Праусольская, 16 - Правильвинская (яйвинская), 18 - Пра-вильвинская (усьвинская), 19 - Туринская, 20 - Актайско-Талицкая, 21 - Верхотурская, 22 - Пра-вижайская, 23 - Пракойвинская, 24 - Пра-лысьвинская, 25 - Пра-чусовая, 26 - Журавликовская, 27 - Баранчинская, 28 - Серебрянско-Висимская, 29 - Невьянская, 30 - Большесаминская, 31 - Липовская, 32 - Режевская, 33 - Алапаевская, 34 - Уфалейско-Палевская, 35 - Косулинская, 36 - Белоярская, 37 - Воздвиженская, 38 - Маминско-Коневская, 39 - Багарякская, 40 - Барабановская, 41 - Караболская, 42 - Кыштымская, 43 - Аргаяшская, 44 - Миасская, 45 - Пра-уйская, 46 - Кундравинская, 47 - Кумлякская, 48 - Ступинская, 49 - Кочкарская-1, 50 - Кочкарская-2, 51 - Еткульская, 52 - Кабанинская, 53 - Лебедкинская, 54 - Гусевская, 55 - Краснинская, 56 - Сухтелинская, 57 - Редутовская, 58 - Санарская, 59 - Астафьевская, 60 - Парижская, 61 - Натальинская, 62 - Московская, 63 - Варнинская, 64 - Александровская, 65 - Колчимская, 66 - Бессоновская, 67 - Казанская, 68 - Гогинская, 69 - Георгиевская, 70 - Синташтинская.

все они могут быть металлоносны, как это, например, имеет место в большинстве золото- и платиноносных россыпных узлов Среднего Урала. Субмеридиональные депрессии, как приуроченные к водоразделам, так и освоенные современными долинами, выступают в качестве главных коллекторов россыпей золота (россыпи Кожимского района, Среднего и Южного Зауралья, Башкирии, в том числе структурно-карстово-эрозионные депрессии Кочкарского района заключающие знаменитые "косые пласты" карстовых золотоносных россыпей), платиновой группы (Тагильский район), алмазов (Рассольненская и другие палеодепрессии Красновишерского алмазоносного района), драгоценных камней, пьезокварца.

5. Новый этап развития поверхности россыпной мегапровинции, согласно исследованиям И.С.Рожкова, А.П.Сигова с соавторами, А.Г.Баранникова и В.С.Шуба, начался в середине кайнозоя и сопровождался блоковыми движениями неотектонического этапа. Наиболее отчетливо в современном рельефе проявлено влияние процессов наложенной активизации вдоль разломов северо - северо-западного простирания, секущих основные мегаструктуры Урала. К ним же приурочены и эпицентры землетрясений, образующих обширный ареал того же простирания в средней части Урала. Эта система линеаментов, имеющая по крайней мере, раннемезозойское (а вероятно, и более древнее) заложение, как известно, отчетливо делит Урал на несколько сегментов; она же проявлена в ориентировке долин, участков водоразделов и пр.

6. Важнейшее влияние на условия формирования и особенности состава россыпей провинции оказали также климатический и

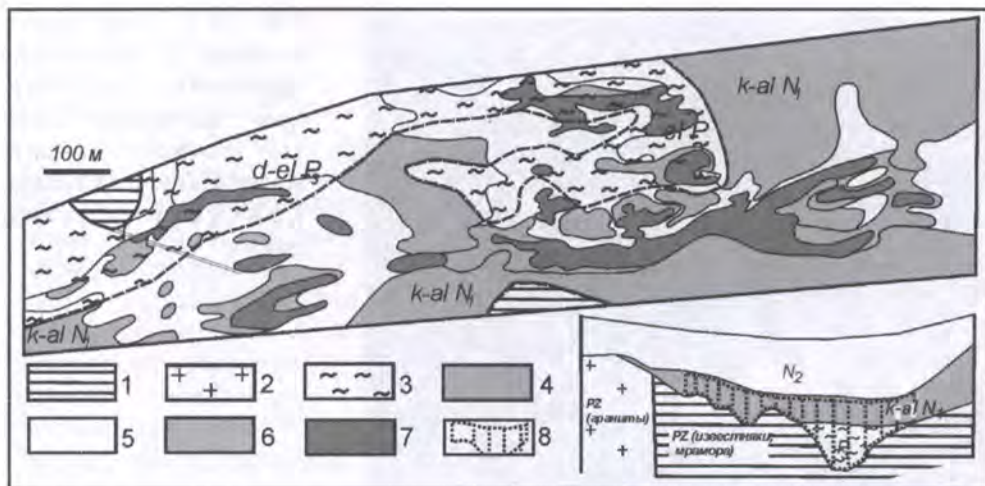
*литогенетический факторы*, из которых особенно следует отметить имевшую место в миоцене аридизацию климата, охватившую Средний и Южный Урал, а также позднекайнозойское глобальное похолодание, сопровождавшееся горно-долинным и покровными оледенениями, охватившими Тиман, Полярный, Приполярный и отчасти Северный Урал, и установление перигляциального (криогенного) типа литогенеза на большей части его площади.

7. Урал представляет собой крупнейшую *карстовую область* (в понимании Р.А.Цыкина (1984)) с разнообразными условиями карстообразования и связанного с ним россыпеобразования. Фактически на примере карстовой области Среднего и Южного Урала в работах И.С.Рожкова (1945, 1954), А.П.Сигова (1969), А.П.Сигова и В.И.Ромашовой (1977, 1977), А.Г.Баранникова (1975), Н.М.Риндзюнской с соавторами (Геолого-геоморфологические..., 1988; Геолого-генетические..., 1995) и др. исследователей были разработаны основы геологии карстовых россыпей благородных металлов. Главнейшие области развития карста связаны с выходами карбонатных пород среднего-верхнего палеозоя на западном склоне Урала, метаморфизованными докембрийско-силурийскими породами в области Центрально-Уральских антиклинорий, с вытянутыми в виде узких полос карбонатных пород силура-девона и карбона, зажатых между вулканогенными породами и гранитами - в Тагило-Магнитогорской и Зауральской зонах. По мнению А.П.Сигова (1969 и др.), только в посторогенной истории Урала, начиная с раннего триаса, выделяются до 5-ти эпох карстообразования, сопровождавшегося формированием россыпей. На структуру более древних россыпей оказал влияние также ископаемый карст.

Полигенетичные (делювиально-пролювиально-карстовые, аллювиально-карстовые) золотоносные россыпи известны в основании лангурской свиты нижней юры на Среднем Урале, в составе эоцен-олигоценых и миоценовых толщ, выполняющих продольные структурно-эрозионные палеодепрессии (Кочкарский и др. районы), в днищах заложенных по тектоническим нарушениям четвертичных долин Кожимского района (россыпь Болбанью и др.) (Геолого-геоморфологические..., 1988). Именно с карстовыми формами связаны знаменитые "косые пласты" и "миллионные ямы" золотоносных россыпей Среднего и Южного Урала. Многократное возобновление процесса карстообразования приводило к тому, что "карстовые" россыпи образуют несколько горизонтов в составе длительно формировавшихся россыпей карстово-структурно-эрозионных депрессий. Так, по данным ЦНИГРИ, в составе Чапинской россыпи таковыми являются инфлювиальные карстовые россыпи в основании нижнеюрского аллювия, среднеюрские, верхнемеловые и палеогеновые "косые пласты" (Россыпные..., 1997). Эрозионно-карстовое происхождение имеют также многие платиноносные долины Среднего Урала, а также палеодепрессии, заключающие россыпи оградного корунда (Кучинское россыпное месторождение оградного корунда в Кочкаро-Светлинском районе Зауральского пенеппена) (рис. 4.6).

Погребенные карстовые формы, играющие роль локальных седиментационных ловушек палеороссыпей в составе ископаемых россыпеносных формаций, предшествовавших становлению Уральской





**Рис. 4.6.** Строение Кучинского россыпного месторождения ограниченного корунда в Кочкаро-Светлинском районе Зауральяского пенеплена (по данным Ларинской ГРП ПО "Союзкварцсамоцветы", 1987 г.)

1-3 - коренные породы палеозойского возраста: 1 - мраморы, 2 - граниты, 3 - каолиновые глины переотложенной коры выветривания, олигоценые; 4 - пестцовые глины, пески, галечники, выполняющие карстово-эрозионную долину, миоценовые; 5-7 - содержание корунда (на м<sup>3</sup>): 5 - менее 10 зн., 6 - 10 - 30 зн., 7 - более 30 зн.; 8 - контур промышленной россыпи на разрезе.

складчатой системы, присутствуют, в частности, в базальном горизонте такатинской свиты нижнего девона, залегающей с разрывом на доломитах колчимской свиты силура (рис. 4.7).

8. Эпохи россыпеобразования и возраст россыпных формаций Урала охватывают длительный промежуток, отражая описанные выше основные этапы его эволюции. Древнейшим достоверно установленным рубежом россыпеобразования является поздний рифей (возможно также венд), ознаменованный формированием комплексных рутил-гематитовых и гематит-(циркон)-рутиловых россыпей ("рутилитов, рутило-гнейсов") в составе кварцитов зильбермердекской свиты верхнего рифея Башкирского и Уралтаусского антиклинориев Южного Урала. Эти палеороссыпи тяжелых минералов, впервые описанные В.М.Чайкой (Закономерности..., 1960), формировались в обстановке прибрежной зоны пассивного шельфа восточной окраины ВЕП и являются реликтом обстановок, предшествовавших заложению и формированию собственно Урала. К этой эпохе россыпеобразования могут быть отнесены также концентрации тяжелых минералов в образованиях рифея, а также венда (нижнего палеозоя,?) в антиклинориях Северного Урала (олигомиктовые конгломераты с цирконом, малаконом, торитом, гатчеттолитом, рутилом), в частности, выходящие на поверхность в



Рис. 4.7. Карстовые воронки в базальном горизонте алмазоносной такатинской свиты нижнего девона. Ишковский карьер, Красновишерский район

антиклинорных поднятиях Центрально-Уральской зоны (массив Мань-Хамбо и др.), а также аналогичные по происхождению россыпные концентрации циркона и титановых минералов в кварцевых песчаниках в составе эффузивно-осадочных пород верхнедокембрийского возраста на Орь-Илекском междуречье в Мугоджарах (данные Ю.А.Бурмина). В качестве потенциального уровня древнего россыпеобразования в палеозое может также рассматриваться конец ордовика, с которым связано PIPd-Au проявление Чудное в Кожимском районе Приполярного Урала, являющееся, по нашим представлениям, метаморфизованной автохтонной россыпью пластового строения, приуроченной к несогласию в кровле верхнеордовикских кристаллических сланцев.

С обстановками пассивной континентальной окраины Палеоазиатского океана связано формирование моно- и олигомиктовых песчаных и песчано-гравелитовых формаций среднего девона-франа, образующих протяженную полосу по обрамлению ВЕП и складчатых сооружений байкалид Тимана. В состав этой формации входит алмазоносная такатинская свита, которая

расценивается большинством исследователей как главный промежуточный коллектор алмазов для кайнозойских россыпей Красновишерского района. Девонский возрастной рубеж является наиболее древним уровнем промышленного россыпеобразования (Ишковская россыпь алмазов).

Однако главную роль в формировании минерагенического облика россыпной провинции сыграл геоморфологический этап (фактически мегаэтап) развития Уральской системы (в понимании Ю.А.Мещерякова), начавшийся в конце триаса. В его рамках наиболее древней эпохой россыпеобразования является средняя-поздняя юра, с которой, помимо золотоносной лангурской свиты (Средний-Северный Урал), связаны также вольфрамоносные (шеелитовые) пески в составе средне-верхнеюрских (бат-нижний оксфорд) угленосных образований восточного склона Полярного Урала (бассейн р. Щучей), позволяющие рассматривать юрскую эпоху как эпоху полиминерального (Au, МПГ, W) россыпеобразования. Фактически каждый из последующих подэтапов посторогенного развития территории отмечен формированием континентальных (элювиально-склоновых, ложковых и аллювиальных) россыпей широкого минерального спектра, среди которых, с учетом различной сохранности, наиболее продуктивными являются поздне меловая, эоцен-олигоценная, миоценовая и плиоцен-четвертичная россыпные формации.

Это хорошо видно на примере недавно опубликованного А.Г.Баранниковым (2006) материала по россыпям Гогинского рудно-россыпного золотоносного района в пределах Зауральяского пенеплена, из россыпей которого за более чем 150-летний период было добыто около 7.5 т только учтенного золота. На примере этой территории хорошо видны все основные особенности золотоносных россыпей Урала. Минерализация территории ассоциирует с потенциально золотоносным углеродисто-карбонатно-терригенным веществом раннего карбона, а известные коренные источники россыпей представлены жильными телами золото-сульфидно-кварцевого, реже прожилково-вкрапленного золото-сульфидного и золото-кварц-сульфидного типов. Практически по всей площади территории, абсолютные отметки которой колеблются в диапазоне 350-370 (редко до 400) м, распространены площадные коры выветривания мезозойского возраста, мощность которых достигает 30-35 м. Кора выветривания размыта лишь в пределах отдельных приподнятых блоков, а также по долинам основных речных систем. Как и по всему Уралу, важнейшим элементом палеорельефа территории являются упомянутые выше продольные структурно-эрозионные депрессии, с которыми связано формирование древней долинной сети нескольких генераций и распространение древних россыпей. Такова, в частности, дренируемая р. Суундук Колчинская депрессия, представленная на **рис. 4.8**. Древнейшие золотоносные россыпи связаны с поздне мезозойскими палеодолинами, которые, в свою очередь, на значительном протяжении наследуются ранне- и позднемиоценовыми палеодолинами, что определяет тесную пространственную совмещенность меловых (сеноманских) и миоценовых россыпей в пределах единых линейных контуров, занимающих осевую часть структурно-эрозионной депрессии. Характерную особенность верхнемиоценовых россыпей, связанных с аллювиально-пролювиальными

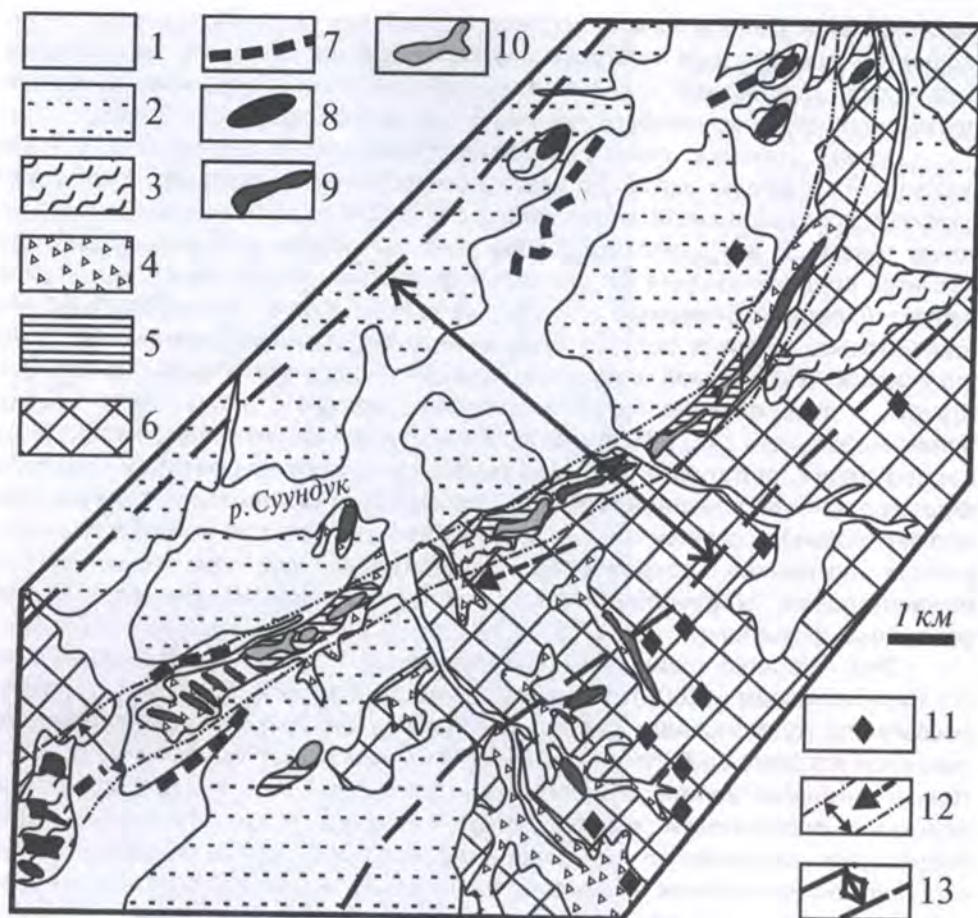


Рис. 4.8. Размещение россыпей золота в бассейне р. Суундук (Южный Урал, Зауральский пенеппен) (Баранников, 2006)

1-7 - комплексы рыхлых отложений: 1 - верхний плейстоцен-голоцен: бурые покровные суглинки, аллювий поймы и 1-й надпойменной террасы, 2 - верхний плиоцен-плейстоцен: элювиально-склоновые отложения с выходами коренных пород, 3 - верхний плиоцен: аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения кустанайской свиты, 4 - средний-верхний плиоцен: аллювиальные отложения мысовской свиты, 5 - верхний мел (сеноман), 6 - юра-мел: глинистые коры выветривания; 7-10 - россыпи: 7 - четвертичные, 8 - верхне-плиоценовые, 9 - миоценовые, 10 - меловые; 11 - коренные источники золото-сульфидно-кварцевого типа; 12 - палеодолина мелового-миоценового возраста; 13 - контуры мезозойской эрозионно-структурной Колчинской депрессии.

пластинчатыми глинами светлинской свиты, составляет их формирование в условиях теплого умеренно засушливого климата. По отношению к ним россыпи плиоценового и четвертичного возраста, связанные с новой генерацией долин, формировавшихся на фоне заметной активизации движений, занимают асимметричное положение. Важнейшее влияние на структуру россыпных залежей, особенно древнейших меловых россыпей, оказали также карстовые процессы. А.Г.Баранников (2006) указывает, что более 90% всего добытого из россыпей золота было сконцентрировано в контуре самой Колчинской депрессии, причем 97% из них было получено при отработке меловых россыпей, в том числе из "косых пластов" - около 86%.

Отсылая читателя к описаниям "классических" платиноносных, золотоносных, комплексных золото-платиновых и редкометалльных россыпей Урала, которые содержатся в работах Н.К.Высоцкого (1900 и др.), И.С.Рожкова (1945, 1954), А.Г.Баранникова (1965), Б.В.Рыжова, А.С.Таланцева, Н.М.Риндзюнской с соавторами (Геолого-генетические..., 1995; Геолого-геоморфологические..., 1988) и др. исследователей, приведем в качестве примеров характеристику некоторых россыпей и россыпных узлов провинции, отдав предпочтение "нетрадиционным" или менее известным минеральным типам россыпей, которые, наряду с "классическими" золотоносными россыпными месторождениями Кочкарского, Миасского и других районов, платиновыми и золото-платиновыми месторождениями Тагило-Невьянской зоны, алмазонасными россыпями Красновишерского района, циркон-колумбитовыми Вишневогорско-Потанинского узла, позволяют составить представление о полиминеральной провинции в целом.

Специфический "уральский" тип россыпей представляет собой валунчатые *хромитовые россыпи Сарановской группы* месторождений в пределах одноименного габбро-гипербазитового массива на Среднем Урале (Конжаковско-Косьюинско-Исовская зона) (см. **рис. 4.2, таблица 4.1**). В пределах площади выявлены и разведаны 8 элювиально-склоновых россыпей, сформированных за счет руд различных месторождений и проявлений Сарановской группы. Все они представляют собой наклонные пластовые залежи протяженностью от первых сотен метров до 1.2 км при ширине 200-400 м каждая и средней мощности рудного пласта 1.7 м (до 4.7 м). Содержание хромита в россыпи составляет от 50 до 4000-5000 кг/м<sup>2</sup>. Россыпи представляют собой обломки сцементированных родохромом порфиroidных пироксеновых хромитов, заключенных в глинистый заполнитель преимущественно смектитового состава. Помимо них в крупнообломочной части россыпи присутствуют обломки (щебень и мелкие глыбы) серпентинитов, габбро, диабазов, пикритов и сланцев, а также обломки кварца, которые разубоживают россыпь. На некоторых участках сланцы и кварц могут составлять до 9% общей массы обломков. Вместе с тем, по данным А.В.Никулина (Россыпи..., 2005), физическое и химическое выветривание, при котором происходит преимущественное разрушение обломков "нерудных" вмещающих пород на фоне большей устойчивости хромитов, способствует природному обогащению валунчатых хромитовых россыпей и повышению качества их концентратов.

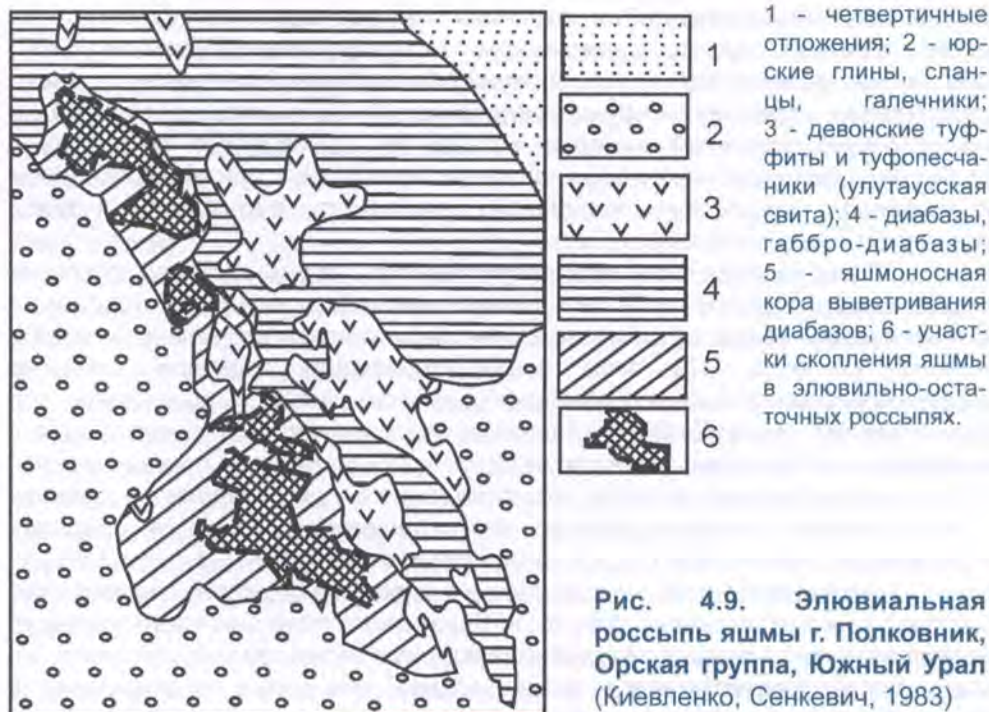
Группа россыпей черных металлов представлена на Урале также *титано-железистыми россыпями* бассейна р. Ай, связанными с

габброидными массивами Кусинско-Копанской группы (см. рис. 4.2). Это типичные близповерхностные склоновые, ложковые и долинны россыпи ближнего сноса, локализованные в непосредственной близости (10-15 км) от питающего массива. Россыпеобразующими минералами являются ильменит и титаномагнетит, присутствующие в россыпях в разных соотношениях (4:3 - 1:1). Мощность рудного пласта, залегающего либо на коренных породах, либо на коре выветривания, обычно не превышает 3 м. В качестве примера могут быть приведены параметры россыпи р. Куваша (левого притока р. Ай); ее протяженность составляет около 7 км при ширине 240 м, мощности пласта 5.7 м и содержании ильменита и титаномагнетита соответственно 36 и 37 кг/м<sup>3</sup>. Ильменит россыпей отличается низким содержанием вредных примесей и пригоден для переработки сернокислотным способом. Содержание TiO<sub>2</sub> в ильменитовом концентрате - 44.5%, а в титаномагнетитовом - 13.13%.

Россыпи ювелирно-поделочных камней (ЮПК) в пределах провинции представлены различными минеральными типами и в соответствии с крупностью выделений ценного сырья, устойчивостью самих минералов и требованиями промышленности к качеству сырья формировались в достаточно широком диапазоне обстановок. С одной стороны, это *россыпи* высоко устойчивых минералов - *благородного корунда (рубина, сапфира)*, которые формировались в условиях глубокой химической переработки субстрата, обеспечивающей высвобождение зерен самоцветов без их механического дробления. Эти россыпи тесно ассоциируют с олигоценовой и миоценовой формациями Зауральского пенеплена (Кучинская россыпь в Кочкаро-Светлинском районе) и/или сформированными за счет их перемиыва четверичными ложковыми и долинными россыпями (россыпи р. Положихи, логов Корнилова, Кузнечного, Вербанного в Мурзинско-Адуйском районе) (Россыпные..., 1997). Характерно, что при сохранности олигоценовой и миоценовой формаций в строении россыпей широко проявлены карстовые процессы, как это имеет место в Кучинской россыпи (см. рис. 4.6).

Представителем другой минеральной группы россыпей ЮПК являются *россыпи ювелирного демантоида*, ассоциирующие с массивами ультрабазитовой офиолитовой формации (россыпи Бобровская и Полдневская, соответственно, в Ляпинской группе и Тагильской-Невьянском районе). В самые последние годы в районе разведаны и оценены новые россыпные месторождения демантоида. Демантоид, содержащий железо в закисной форме, весьма неустойчив в условиях глубокого химического выветривания, но относительно устойчив в условиях физического выветривания "холодных" обстановок, чем объясняется малая протяженность россыпей и их молодой, исключительно четверичный возраст.

Третья минеральная группа россыпей ЮПК представлена крупнообломочными (валунными) элювиально-склоновыми *россыпями жадеита*, ассоциирующими с зонами метасоматического изменения массивов ультрабазитов (Лево-Кечпельский узел на Полярном Урале), промышленное значение которых такое же, как и коренных. В процессе их формирования не происходит существенного обогащения сырья, но дезинтеграция руд и достаточная крупность образующихся моноблоков облегчают добычу сырья и делают эти месторождения (и другие подобные им россыпи, формирующиеся



**Рис. 4.9. Элювиальная россыпь яшмы г. Полковник, Орская группа, Южный Урал (Киевленко, Сенкевич, 1983)**

в условиях физического выветривания, в том числе гляциальной и перигляциальной зон) весьма привлекательным объектом обработки.

На Южном Урале в пределах знаменитой Орской группы месторождений располагается также единственное в мире россыпное месторождение *яшмы* (г. Полковник) (рис. 4.9). Оно представлено остаточной элювиальной россыпью, приуроченной к коре выветривания диабазов, содержащих ксенолиты яшмы в виде обособлений овальной формы размером 1.5x0.8, иногда до 3.5x1.5 м. Коренная часть этого месторождения не имеет промышленного значения в связи с рассредоточенностью яшмовых ксенолитов и сложностью их извлечения из диабазов. Однако в коре выветривания каолинит-сметитового состава, имеющей мощность от 1.5 до 35 м, происходит высвобождение яшмовых обособлений и их остаточно-гравитационное обогащение с образованием богатой глыбовой элювиальной россыпи, откуда и добывается основная масса высококачественной пестроцветной и пейзажной яшмы. За счет размыва коры выветривания и склонового перемещения обломочного материала формируются также мелкие аллювиальные россыпи, не имеющие промышленного значения, поскольку яшма быстро измельчается при транспортировке (Киевленко, Сенкевич, 1983).

Из приведенных данных видно, что в Тимано-Уральской мегапровинции проявились важнейшие черты комплексной россыпной минерализации древних орогенно-складчатых поясов, сформированных на палеозойском основании:

- Поминеральный характер россыпной минерализации с преобладанием золота и минералов платиновой группы и в подчиненном значении

редкометалльных россыпей и россыпей черных металлов. Ассимиляция блоков древних консолидированных структур (пассивной окраины ВЕП) определяет возможность проявления россыпной алмазонасности, а также присутствие древних верхнепротерозойских (метаморфизованных) и палеозойских россыпей тяжелых минералов, а линейное простирание структурно-формационных зон складчатого основания с присущим им типом оруденения - отчетливую продольную зональность в размещении типов россыпной минерализации.

- Продолжительность основного периода промышленного россыпеобразования, нижним рубежом которого является этап посторогенного выравнивания, начавшегося в юре и охватившего вторую половину мезозоя и начало кайнозоя. На этом этапе произошло глубокое вскрытие разновозрастных и разнотипных коренных источников, формирование кор выветривания, высвобождение полезных компонентов и их концентрация в пределах длительно развивающихся структурно-эрозионных ловушках, в том числе эрозионно-карстового происхождения и в различных звеньях разветвленной ложково-долинной сети пенеплена, часто в пределах коллекторов, общих с месторождениями гидрогенного типа.

- Частичное обновление структурного и эрозионного плана под влиянием неотектонических движений, способствующее переотложению части полезного компонента в долины плиоцен-четвертичного возраста, но в целом не нарушавшее преемственности позднекайнозойских долин по отношению в мезозойским и олигоцен-миоценовым палеодолинам.

- Меридиональное простирание мегапровинции, определившее широкий диапазон литогенетических обстановок россыпеобразования во времени и пространстве: - от тропического в мезозое к семиаридному на южном фланге провинции, начиная с миоцена, и к ледовому и перигляциальному на северном ее фланге в четвертичное время.

#### **4.1.2. Россыпные мегапровинции и провинции Центрально-Азиатского складчато-орогенного пояса (общая характеристика)**

Громадный по протяженности (более 3800 км) и ширине (до 1000 км и более) Центрально-Азиатский складчато-орогенный пояс (ЦАСОП), возникший на месте широтной ветви Палеоазиатского океана (см. **рис. 4.1**), включает в себя разнородные тектонические элементы, главными из которых являются Казахстано-Киргизский срединный массив на западе, Тянь-Шанская каледоно-герцинская складчатая система на юге и сложный ансамбль покровно-складчатых сооружений рифейского, каледонского и герцинского возраста с включенными в их состав блоками докембрийского складчатого основания - (фрагментами Восточно-Сибирского кратона) (Хаин, 2001), занимающий северо-запад Китая, Монголию, юг Сибири и Забайкалье. Пояс охватывает горы Южной Сибири и Забайкалья на территории России, всю Монголию и север Китая; при этом вся восточная часть его пережила в мезозое этап мощной тектоно-магматической активизации (ТМА) (Щеглов, 1968, 1976), определившей черты ее металлогении и характер морфоструктур и рельефа.



В современном рельефе большинство сооружений Центрально-Азиатского складчатого-орогенного пояса выглядят как "возрожденные горы" (в понимании В.А.Обручева), т.е. представляют собой типичные блоково-глыбовые сооружения, приобретшие свой современный облик в результате активизации тектонических движений под влиянием мезозойской тектономагматической и позднекайнозойской орогенной (в меньшей мере магматической) активизации как отголоска альпийского орогенеза в Гималайском коллизиином поясе. При этом основные горные сооружения (цепи) в пределах Центрально-Азиатского пояса группируются по его южному (Тянь-Шань) и северному флангам (горы Южной Сибири и Забайкалье), будучи разделены относительно пониженными межгорными впадинами и бессточными внутренними бассейнами.

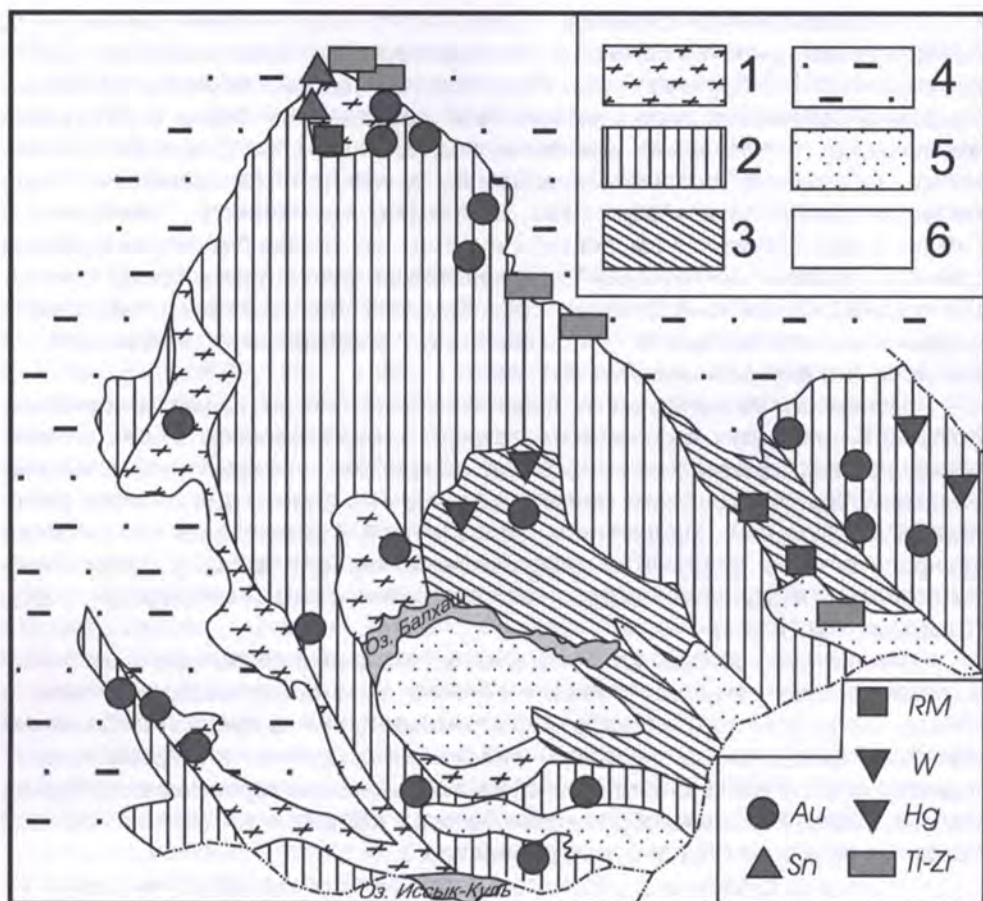
Процессы мезозойской и позднекайнозойской активизации охватили почти 4/5 площади, создав контрастный горный рельеф, образованный чередованием средне- и высокогорных хребтов, нагорий с альпийским рельефом и внутригорных и межгорных впадин-котловин, где, по мере роста горных сооружений, создавались условия для семиаридного и аридного морфолитогенеза, который в северных районах сочетается с криогенным литогенезом в условиях островного развития многолетнемерзлых пород (Симонов, 1972).

Исключение составляет лишь крайний западный фланг пояса, которому в современном рельефе отвечает область Казахского мелкосопочника и Чингиз-Тарбагатайского низкогорья, а также северный фланг Алтае-Саянской области с хорошо сохранившимися в их пределах древними денудационными поверхностями, в том числе мезозойским пенебленом, и корами выветривания. Направленность россыпеобразования в этих областях во многом схожа с таковой в пределах Зауральского пенеблена.

Исходя из сказанного, рассмотрим становление россыпной минерагении Центрально-Азиатского пояса раздельно на примере: а) Казахстанской мегапровинции как области длительного стабильного развития; б) Алтае-Саяно-Монголо-Забайкальской мегапровинции как области мезозойской ТМА и позднекайнозойского орогенеза и рифтогенеза; в) Тянь-Шанской провинции как области наложенного позднекайнозойского орогенеза.

#### 4.1.3. Казахская россыпная мегапровинция

Указанная россыпная мегапровинция в тектоническом отношении соответствует области древних аккреционных поясов Восточного Казахстана преимущественно каледонского возраста, с включенными в них жесткими блоками Кокшетауского, Утутауского и др. массивов, а в геоморфологическом отношении - область низкогорья и мелкосопочника с островными низкими горами, соответствующими гранитоидным массивам часто кольцевого строения (рис. 4.10). Это типичная полиминеральная провинция, облик которой определяют, прежде всего, золото, олово, вольфрам и редкие металлы, а набор морфогенетических типов россыпей, их возраст и позиция в рельефе - положение в пределах области длительной тектонической



**Рис. 4.10. Геологическая позиция россыпей Восточного Казахстана (северо-восточный фланг Казахстано-Тяньшанской россыпной мегапровинции) (с использованием данных В.М.Долгополова, А.В.Третьякова, Г.К.Зубова и др.)**

1 - срединные массивы (микроконтиненты); 2-4 - складчатые аккреционные системы; 2 - каледонского, 3 - герцинского возраста, 4 - Западно-Сибирская и Туранская плиты; 5 - наложенные кайнозойские впадины; 6 - разломы. Специализация россыпей показана символами.

стабилизации, обеспечившей хорошую сохранность мезо-кайнозойского пенеплена с развитыми корами выветривания, который по периферии погружается под кайнозойские терригенные отложения.

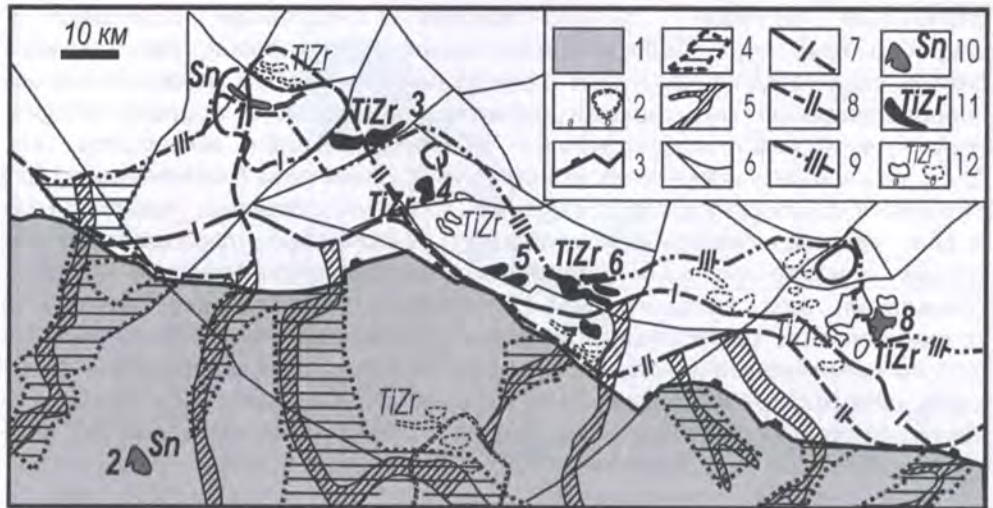
Полиминеральный характер россыпной минерализации провинции может быть рассмотрен на примере крупного и наиболее продуктивного Северо-Казахстанского (или Кокшетауского) района, занимающего Северо-Казахстанский свод. Ядро свода образует Кокчетавский срединный массив,

сложенный гнейсами, гранито-гнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами зерендинской серии нижнего протерозоя, перекрытыми байкальским (позднерифейским) структурным комплексом, представленным кварцитовидными песчаниками кокчетавской свиты, в составе которой присутствуют метаморфизованные россыпи тяжелых минералов, т.н. "рутилиты". Каледонский структурный ярус (Степнякский синклиорий и др.) образован слабометаморфизованными толщами ордовика, прорванными позднеордовикскими-раннесилурийскими батолитами гранодиоритового состава и менее крупными телами гранитоидов силур-девонского возраста (боровский, или орлиногорский, комплекс), являющимися, наряду с докембрийскими гранитоидами и метаморфическими породами, главными источниками тяжелых минералов в комплексных россыпях, сформированных в кайнозойских палеобассейнах по периферии свода. Герцинский этап тектономагматической активизации представлен наложенными мульдами по юго-западной, южной и юго-восточной периферии свода, выполненными девонскими вулканогенно-осадочными породами и верхнепермскими гранитами.

Геоморфологически территория представляет собой волнистую денудационную равнину с отметками 300-500 м - мезозойский пенеплен с площадным распространением коры выветривания каолинового профиля значительной мощности (до 70 м и более). По периферии пенеплен погружается под кайнозойские осадки, и денудационная равнина сменяется пластовыми аккумулятивными равнинами разного возраста (рис. 4.11). Картину нарушают возвышающиеся над поверхностью равнины на 150-400 м низкогорные островные массивы, приуроченные к купольным морфоструктурам, обычно конформные гранитоидным массивам, характерным примером которых является Боровский массив с типичной морфоструктурой "битой тарелки". По мнению детально изучавшей этот район З.А.Сваричевской (Структурная геоморфология..., 1975), расчленение пенеплена и "омоложение" купольных морфоструктур, связанных с гранитами, в новейшее время происходило, по крайней мере, в два этапа: в среднем олигоцене-раннем миоцене и в позднем миоцене-плиоцене. Эти два импульса активизации движений нашли свое отражение в двух основных генерациях палеодолинной (ложковой) сети, заключающей разновозрастные пласты россыпей, а также в конфигурации палеобереговых линий олигоценовых бассейнов по периферии Северо-Казахстанского свода.

Полиминеральный минерагенический облик района определяют золото, олово (касситерит), редкие металлы (колумбит), тяжелые минералы комплексных прибрежно-морских россыпей, мелкие алмазы как примесь в ПМР. Коренными источниками россыпей ближнего сноса различного состава являются: минерализованные зоны дробления, прожилки и жилы золото-кварцевой в связи с ордовикскими гранитами и золото-сульфидно-кварцевой и золото-скарновой формаций - в связи с силурийскими гранитами ( $S_2$ ); грейзены и жильные образования касситерит-(сульфидно)-кварцевой формации в связи с гранитами орлиногорского комплекса ( $S_2-D_2$ ) и колумбитоносные щелочные граниты лосевского типа ( $S_2-D_2$ ).

В качестве региональных источников комплексных ПМР выступают следующие породы: гнейсы, эклогиты, амфиболиты, кристаллические сланцы



**Рис. 4.11. Морфоструктурная позиция оловоносных и комплексных титано-циркониевых россыпей по северному обрамлению Кокчетавского массива**

1 - область сноса, сложенная кристаллическими породами протерозоя, прорванными гранитами орлиногорского комплекса, перекрытая мезозойской корой выветривания; 2 - область распространения эоцен-олигоценного (чеганского) морского бассейна (а), то же, предполагаемый озерный бассейн (б); 3 - тектонический уступ, активизированный в олигоцене-миоцене; 4 - "опережающие" тектонические депрессии, активизированные в олигоцене-миоцене; 5 - палеодолины, по которым происходил вынос материала в палеобассейн; 6 - основные разломы, активизированные в олигоцене-миоцене и выраженные в современном рельефе; 7-9 - предполагаемые границы распространения трех фаз чеганского палеобассейна: 7 - ранней (I), 8 - средней (II), 9 - поздней (III); 10-12 - россыпи: 11 - россыпные месторождения олова: 1 - Булакское (Орлиногорский узел), 2 - Сарымбетское (коры выветривания, *in situ* и перетолженные), 12 - тяжелых минералов (титано-циркониевые): 3 - Славянка, 4 - Летовочное, 5-7 - Обуховская группа: 5 - участок Горьковский, 6 - участок Обуховский, 7 - участок Северный; 8 - Караагашское; 12 - титано-циркониевые россыпные проявления (а) и геофизические аномалии (б).

и гранулиты зерендинской серии (PR<sub>1</sub>) - источники ставролита, дистена, турмалина, граната, значительной части ильменита, части циркона, рутила, а также мелких метаморфогенных алмазов; кварциты и кварцито-песчаники кокчетавской свиты (PR<sub>3</sub>) - ископаемые метаморфизованные россыпи и одновременно источники рутила и циркона в более молодых комплексных ПМП; изверженные породы гранитного ряда - зерендинского (O-S<sub>2</sub>) и орлиногорского (боровского) (S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>) комплексов - источники циркона, монацита, ксенотима, ильменита, лейкоксена, касситерита, тантало-ниобатов, ортита; изверженные породы основного ряда в составе зерендинской серии - источники магнетита, хромита и других шпинелидов; пикритовые базальты и

оливиновые долериты (P-T) - источники алмазов в комплексных россыпях. Неизученной остается россыпеобразующая роль девонских вулканитов этапа среднепалеозойской ТМА.

Распространение и сохранность перечисленных россыпей и продуктивных россыпных формаций определяются тремя группами факторов:

1. Региональной палеогеографической ситуацией; устойчиво "высоким" положением области сноса (с палеозоя по настоящее время) и возникновением по ее обрамлению в палеогене окраинных мелководных морей с терригенной седиментацией и благоприятным литодинамическим режимом для концентрации тяжелых минералов; длительным вскрытием коренных источников и развитием площадных кор химического выветривания преимущественно каолинового профиля, определившим особенности мобилизации и высвобождения рудных минералов; особенностями долинной палеосети, дренировавшей прибрежную сушу в целом и рудные поля в частности.

2. Характером неотектонических деформаций, их связью с блоковой и сводовой структурой территории; степенью унаследованности, инверсионным характером новейших движений; влиянием пострудных движений на сохранность ранее сформированных россыпей.

3. Особенности рельефообразующих процессов позднекайнозойского этапа развития территории, в первую очередь, заложением позднеолигоцен-миоценовых ("предтерсекских"), плиоцен-раннечетвертичных и позднечетвертичных логов и долин, а также специфическими особенностями семиаридного литогенеза, реагирующего на смену пльвиальных и засушливых эпох.

В.Ф.Долгополов с соавторами (Глубинное строение..., 2002. Т. 2) выделяют в составе металлогенических комплексов мезо-кайнозойских осадков на территории Казахстана несколько разновозрастных и пространственно разобщенных комплексов, названных по имени типовых месторождений, среди которых важнейшими являются:

а) "суздальский" золотоносный (el-d, Mz-Kz<sub>1</sub>), характерный для Северного Казахстана;

б) "сатпаевский" золото-редкометалльно-титаноносный (prl-al, Mz-Kz<sub>1</sub>) в Восточном и Центральном Казахстане;

в) "шокашский" титано-циркониевый (m, поздний эоцен-олигоцен), заключающий основные россыпи тяжелых минералов по северному и северо-восточному обрамлению Казахского мелкосопочника;

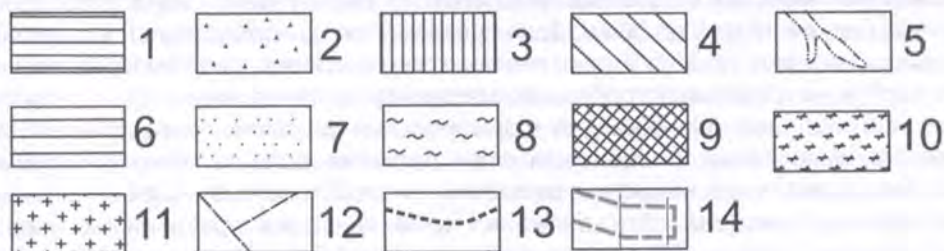
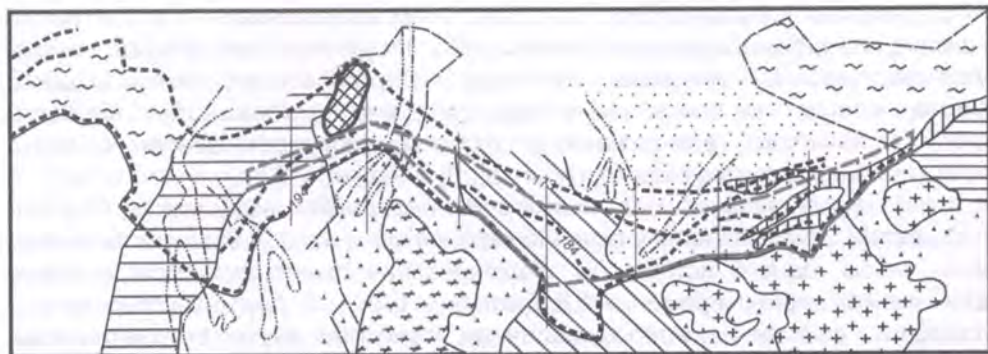
г) "лисаковский" железорудный (al, олигоцен) - по обрамлению денудационных равнин Северного Казахстана и Южного Урала.

С первым и вторым комплексами связаны большинство промышленных и перспективных континентальных россыпей ближнего сноса, в частности, с "суздальским" комплексом - большинство пролювиально-аллювиальных золотоносных россыпей, ассоциирующих с формацией мезозойского пенеппена. Россыпи такого типа группируются в пределах трех узлов: Северо-Кокшетауском (на севере), Степняк-Бестюбинском (на востоке) и Бозшаколь-Майкайском (на юго-западе в Северо-Казахстанского россыпного района). Типовыми объектами собственно золотоносных кор выветривания являются месторождения Суздальское и Элеваторное.

По времени и условиям формирования к ним близки пролювиально-аллювиальные россыпи "сатпаевского" комплекса, также тесно ассоциирующие с корами выветривания, но отличающиеся по своему минеральному составу. Это - оловоносные коры выветривания и россыпи Орлиногорского узла и площади Сарымбетского месторождения, редкометалльные (колумбитовые) россыпи Лосевского массива, комплексные циркон-ильменитовые (Караоткель) и ильменитовые (Сатпаевская группа) россыпи Призайсанского района в Восточном Казахстане (см. **рис. 4.1**). Два других комплекса - "шокашский" и "лисаковский", отражающие условия распространения в краевые части складчатой страны эоценовой трансгрессии и последующего развития долинной сети в регрессивную фазу олигоценового бассейна, связаны со становлением осадочного чехла краевой части сопредельных плит и являются элементом россыпной формации внутриконтинентальных впадин.

Древнейшие концентрации тяжелых минералов этого типа по северному обрамлению Кокчетавского массива (участок Ленинградский) имеют верхнемеловой возраст и синхронны мезозойскому пенеплену и образованиям золотоносного "суздальского" комплекса. Однако важнейшей особенностью территории, оказавшей влияние на россыпеобразование, является тот факт, что значительная по площади периферическая ее часть относится к области "нулевых" амплитуд неотектонического этапа развития и подвергалась воздействию эоцен-олигоценовой чеганской трансгрессии, не только спровоцировавшей формирование богатых комплексных россыпей тяжелых минералов т.н. "шакашского" комплекса (Обуховской группы (Патык-Кара, Колодочко, 1994), Шакашской и других<sup>1</sup>), но и затронувшей также площади с развитием оловянной минерализации. Указанная ситуация способствовала также формированию прибрежно-морских (пляжевых) оловоносных россыпей, что вообще характерно для срединных массивов древних складчатых поясов (например, для Армориканского массива на севере Франции). В пределах рассматриваемой территории с пляжевыми фациями чеганского бассейна связаны *оловянные россыпи* Орлиногорского рудно-россыпного узла (Пахомова, 1992) (**рис. 4.12**). Наиболее крупная из них - промышленная Булакская россыпь - представляет собой систему погребенных пляжей регрессивной серии береговых линий позднечеганского бассейна, вплотную подходившего к Орлиногорскому гранитному массиву. Коренными источниками россыпей являлись грейзены и минерализованные зоны дробления касситерит-кварцевой формации, локализованные как в гранитах, так и во вмещающих гнейсах и кристаллических сланцах зерендинской серии нижнего протерозоя. Россыпь залегает вдоль северного подножья массива и сложена галечниками и валунниками, состоящими из высокоустойчивых пород, в основном жильного кварца и кварцитов с олигомиктовым песчаным и каолиновым глинистым заполнителем, залегающими на коре выветривания

<sup>1</sup>Поскольку комплексные ПМР дальнего переноса составляют элемент минерагении осадочного чехла молодых платформ, сформированных на эпипалеозойском складчатом основании, мы рассматриваем их в соответствующем разделе (**глава 4**) при описании россыпной минерагении Западно-Сибирской плиты.



**Рис. 4.12. Позиция оловоносных россыпей Орлиногорского узла (Кокчетавский россыпной район)**

1 - верхнеплейстоценовые-голоценовые озерные осадки; 2 - четвертичные делювиальные шлейфы; 3 - средне-верхнеплейстоценовые лога и выполняющие их отложения; 4 - депрессия, выполненная пролювиально-аллювиально-озерными отложениями; 5 - плиоцен-нижнеплейстоценовые погребенные лога миоценового возраста; 6 - депрессия, выполненная миоценовыми глинами свиты турме; 7 - эоцено-олигоценые пески чеганской свиты; 8 - мезозойские глинистые коры выветривания; 9 - кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты верхнего протерозоя; 10 - гнейсы и гранито-гнейсы зерендинского комплекса нижнего-среднего протерозоя; 11 - граниты орлиногорского комплекса (средний девон); 12 - разломы; 13 - береговые линии фаз стабилизации чеганского бассейна и их абсолютные отметки, м (с учетом последующих неотектонических деформаций); 14 - разведочные буровые линии и контур Булакской промышленной россыпи олова, приуроченной к регрессивной серии береговых линий позднечеганского бассейна (Минералогия и геохимия..., 1992).

гранитов и сланцев. Характерны постепенное выравнивание береговой линии от более древних (194 м) к молодым пляжам (173 м и 168 м), указывающее на регрессивный характер развития бассейна, а также вызванная неотектоникой продольная деформация линий. Последняя обусловила также локальный размыв пляжевой россыпи и переотложение касситерита в миоценовые (терсекские) палеодолины и лога на западном фланге россыпи и в плиоценовые - на восточном фланге. Часть касситерита переотложена также в четвертичные озерные осадки, выявленная металлоносность которых и послужила толчком к обнаружению древней россыпи.

Помимо Орлиногорского узла, промышленные концентрации касситерита в базальном горизонте эоцен-олигоценых чеганских отложений установлены в пределах контура Сарымбетского оловорудного месторождения, где они залегают непосредственно на мощной мезозойской оловоносной коре выветривания, которая заключает основную часть промышленного контура месторождения.

Промышленные *золотоносные россыпи*, отработывавшиеся на территории района, представлены в основном долинным и палеодолинным (миоценовые) типом, однако история их формирования охватывает гораздо более длительный период времени. А.В.Третьяков (2004) и другие исследователи приводят данные о непромышленной золотоносности верхнемеловых прибрежно-морских отложений, развитых по обрамлению свода в пределах полосы шириной от 5 до 30 км. Золотоносные породы представлены глауконитовыми песками, гравийниками, галечниками, залегающими непосредственно на коре выветривания погребенного мезозойского пенеппена.

Важнейшее значение для формирования россыпной металлоносности района имел также миоценовый этап развития региона, озаменованный активизацией тектонических движений в самом конце олигоцена и на протяжении миоцена. Эти движения и активизация врезания не только обусловили деформацию и частичный перемыв ранее сформированных россыпей, что хорошо проявлено как в Орлиногорском узле, так и в Обуховской группе россыпей, но сформировали систему палеодолинных коллекторов, с которыми связаны многочисленные промышленные россыпи, прежде всего золота. Миоценовые лога, выполненные металлоносными осадками терсекской и других свит миоцена, известны на Орлиногорской и Донецкой площадях (касситерит) и в Лосевском массиве (тантало-ниобаты). За пределами распространения чеганского бассейна металлоносные палеодолины обычно наследуют позднеолигоценую дренажную сеть и выполнены олигоцен-миоценовыми осадками, что характерно для большинства золотоносных узлов (Третьяков, 2004). Таковы золотоносные палеодолины/лога, широко распространенные в пределах Степняк-Булакского (россыпи Ацилыайрак, Караултобинская, Селектинская), Северо-Кокшетаусского (россыпь Бетибулак) узлов и на других площадях. Палеолога выработаны в коре выветривания, имеют глубину до 25-30 м, террасированные борта и обычно располагаются асимметрично относительно современных долин или вне их контуров. Металлоносные отложения верхнего олигоцена-миоцена мощностью 8-12 м представлены песчано-гравийно-галечными осадками и перекрываются глинами павлодарской свиты плиоцена, в основании которых иногда выражены плиоценовые врезы, выполненные гравийниками и галечниками, заключающими дополнительный пласт россыпи, обычно быстро выклинивающийся по простиранию. Базальные горизонты павлодарской свиты также золотоносны. Большинство россыпей связано с кварцево-жильными телами и зонами штокверкового оруденения, располагается в непосредственной близости от коренного источника и представлено довольно короткими залежами протяженностью 1.5-3 км, с мощностью залегающего на плотике рудного пласта от 0.2 до 1.5 м при мощности торфов 17-25 м. Содержание золота в россыпях колеблется от



более 2 г/м<sup>3</sup> в головке россыпей до 350 мг/м<sup>3</sup>. С россыпями олигоцен-миоценовой эпохи связано около 69% золотороссыпного потенциала района. Остальные около 30% приходятся на небольшие по запасам плиоцен-четвертичные ложковые россыпи, сформированные за счет перемиыва олигоцен-миоценового аллювия и группирующиеся в основном в пределах островных гор и по их периферии (Боровский и Золотоложский массивы).

За пределами рассмотренного района наибольшая продуктивность россыпей характерна для Центрально-Казахстанской (золото, вольфрам) россыпной субпровинции (Третьяков, 2004).

Особо хотелось бы отметить присутствие на крайнем востоке и юге провинции *метаморфизованных ископаемых титаноносных россыпей*, представляющих собой дислоцированные аналоги вулканогенно-осадочных образований современных вулканических дуг. Таковы титаномагнетитовые песчаники в составе вулканогенно-осадочных толщ позднего ордовика-раннего силура и среднего девона-раннего карбона в области Баянул-Чингиз-Тарбагатайской (на востоке) и Ерментау-Чу-Илийской зон (на юге). Одно из наиболее изученных россыпных проявлений ильменит-титаномагнетитового состава - Байжан в хр. Акчатау - рассматривается как прямой аналог современных литоральных россыпей островных вулканических дуг Тихого океана (Металлогения..., 1978; Шило, Патык-Кара, 1989).

#### 4.1.4. Алтае-Саяно-Монголо-Забайкальская россыпная мегапровинция

Алтае-Саяно-Монголо-Забайкальская россыпная мегапровинция, объединяющая территорию гор Южной Сибири (Алтай, Саяны, Забайкалье), восточные районы Казахстана, всю территорию Монголии и север Китая, в целом соответствует области активной тектоно-магматической и орогенной активизации, наложенной на разнородные в возрастном и структурном отношении элементы центрального и восточного флангов Центрально-Азиатского орогенно-складчатого пояса (ЦАОСП). С запада на восток она включает область Зайсано-Гобийских герцинид, салаириды, каледониды и герциниды Алтая, Саяны и Западной Монголии, а также самую восточную часть пояса, выделяемую в качестве Монголо-Дунбэйской области (Хаин, 2001). При определенных различиях профиля россыпной минерализации отдельных частей этой мегапровинции, определяемых различиями субстрата разновозрастных и разнотипных структур складчатого основания и неодинаковой степенью проявления мезозойской ТМА, максимальной на востоке, общими остаются:

- господство россыпных формаций, свойственных горным областям, при подчиненном значении ископаемой формации пенеплена;
- континентальный (внутриконтинентальный) режим развития, на который наложились прогрессирующее позднекайнозойское похолодание и нарастающая аридность за счет возникновения климатических барьеров в условиях роста горных сооружений;
- плиоцен-четвертичный вулканизм и вовлечение в позднекайнозойский рифтогенез байкальского типа.

В пределах территории России располагается северный фланг этой территории, который при составлении базы данных "Россыпные месторождения России" выделяется нами в качестве россыпной мегапровинции Гор Южной Сибири, объединяющей Алтае-Саянскую и Байкальскую россыпные провинции, характеристика которых приводится ниже. С учетом региональных тектонических различий, а также территориального деления, нами отдельно рассматривается также россыпная минерагения Алтае-Хэнтэйской россыпной субпровинции, располагающейся на территории Восточного Казахстана, северо-западной части Китая и Западной Монголии, и россыпная минерагения собственно Монголии.

### **Алтае-Хэнтэйская россыпная провинция**

Алтае-Хэнтэйская россыпная провинция занимает восточные районы Казахстана и прилегающие районы северо-западного Китая. В тектоническом отношении она соответствует одноименной складчатой зоне, а в морфоструктурном и геоморфологическом отношении - Зайсанской котловине, обрамленной хребтами Чингиз-Тау и Тарбагатай на юго-западе и низкогорьями и хребтами Рудного Алтая. В пределах этой области известна целая серия рудно-россыпных золотоносных узлов с небольшими россыпями в связи с прожилковым оруденением кварцево-жильного и кварц-лиственитового типа, образующими Южно-Алтайский золотоносный район (Третьяков, 2004), уникальные по составу ильменит-цирконовые россыпи ближнего сноса в связи с щелочными гранитами и монцонитовыми граносиенитами раннеорогенного герцинского комплекса, а также редкометалльные (танталитовые) россыпи в связи с гранитными батолитами калба-нарынского комплекса в пределах Зайсано-Калбинской зоны.

Район характеризуется сочетанием средне-низкогорного рельефа с фрагментами водораздельной поверхности выравнивания (на востоке и в Калбинском хребте), в различной степени деформированного пенеплена и полигенных озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин в Зайсанской котловине.

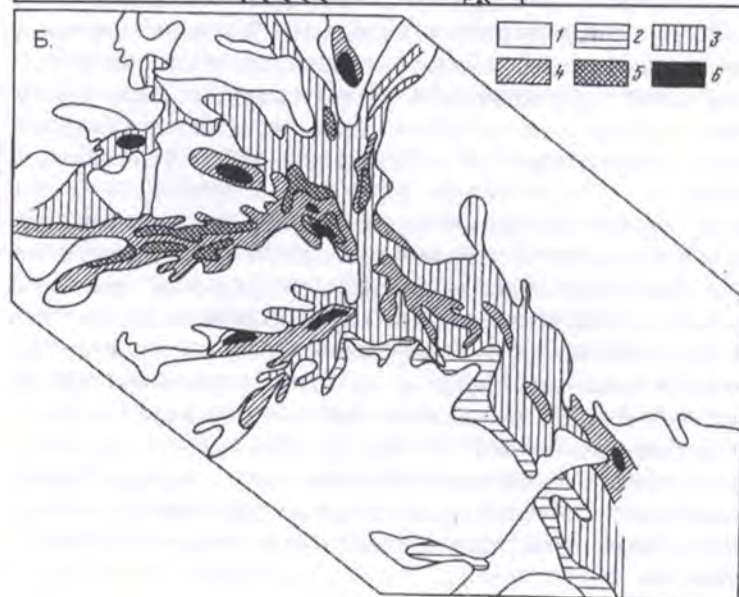
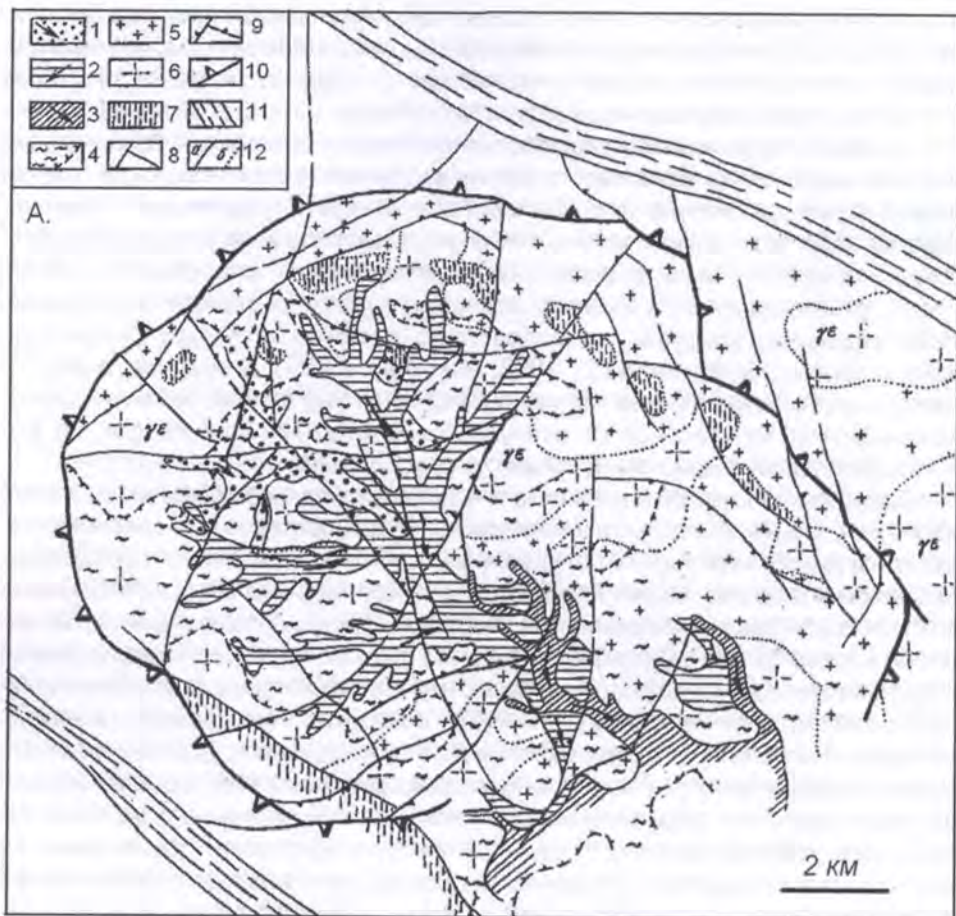
Древнейшими россыпями, связанными с формацией мезо-раннекайнозойского пенеплена являются титаноносные (ильменитовые) и комплексные элювиальные россыпи в связи с мезозойской корой выветривания, тесно ассоциирующие с ними пролювиально-аллювиальные ложковые россыпи так называемого "сатпаевского" металлогенического комплекса палеогенового (палеоцен-эоценового,?) возраста (Глубинное..., 2002), характерным представителем которых являются комплексные **россыпи Караоткельского узла** к северу от оз. Зайсан. Особенности их пространственного размещения в пределах узла контролируются концентрической морфоструктурой южного фланга Преображенского многофазного плутона позднепермского-раннетриасового возраста, сложенного породами щелочно-гранитного и монцонит-сиенит-гранодиоритового состава. Центральная часть узла занята депрессией, определяющей центростремительный дендритовидный рисунок дренирующей массив погребенной ложко-

вой сети, базисом которой служил озерный бассейн в южной части депрессии (рис. 4.13). Россыпи Караоткеля оценивались как комплексное сырье - наряду с ильменитом, среднее содержание которого в рудных песках составляет 28.4 кг/м<sup>3</sup>, они содержат циркон (6.3 кг/м<sup>3</sup>) и полевые шпаты (137 кг/м<sup>3</sup>).

Нижний продуктивный пласт россыпи образуют остаточно-обогащенные тяжелыми минералами коры выветривания каолинового профиля, развитые на большей части массива, второй, более богатый пласт, - ложковые россыпи, распределение полезных компонентов в которых отражает неоднородность состава первоисточников и различную миграционную способность обоих минералов. Выделяются несколько генераций логов с серией террасовых (террасоувальных) уровней, что определило сложную структуру россыпной залежи в целом (Минералогия..., 1992) (см. рис. 4.13Б). В среднем россыпи характеризуются отношением ильменит/циркон = 4-5 при колебаниях этого отношения от 40 на участках, относительно обогащенных ильменитом, до 1-3 при относительном возрастании концентрации циркона.

Содержания ильменита в россыпи колеблются от 1 до 200 кг/м<sup>3</sup>, достигая наибольших значений в ложковом аллювии правых притоков. По сравнению с подстилающими корами выветривания ложковые россыпи обогащены ильменитом в 5-10 раз. Циркон присутствует в количествах 3-7.5 кг/м<sup>3</sup>, однако в россыпи лога Главного выделяются участки и струи, обогащенные цирконом до 20-30 и даже 55 кг/м<sup>3</sup>. Детальное изучение состава и кристалломорфологии цирконов Каратоткельской россыпи, выполненное С.И.Козловой, Р.В.Боярской, Н.Г.Патык-Кара (Минералогия..., 1992), показало, что преобразование цирконов в гипергенной обстановке начинается на самых ранних стадиях россыпеобразования: уже в головках ложковых россыпей наблюдается общее обеднение цирконов элементами-примесями по сравнению с таковыми из коры выветривания, однако различия между цирконами сиенитового и гранитного происхождения сохраняются; последние характеризуются более высокими содержаниями Hf, Sc, Y, La и других лантаноидов иттриевой группы. Р.В.Боярской показано, что главную роль в процессе обеднения цирконов элементами-примесями играет вскрытие пор, имеющее взрывной характер и сопровождающееся выносом содержащихся в них минеральных фаз, причем этот процесс проявлен в совершенно не обработанных кристаллах с хорошо сохранившимися углами и ребрами, т.е. без сколько-либо существенной площадной деструкции.

Другим объектом рассматриваемого типа являются расположенные северо-западнее, также в пределах Преображенского плутона, ильменитовые пролювиально-аллювиальные (ложковые) и ложковые (долинные) **россыпи Сатпаевской группы**, ассоциирующие с габбро и габбро-норитами в составе плутона (Глубинное..., 2002). Как и на Караоткеле, источником россыпей послужила металлоносная кора выветривания, характеризующаяся средним содержанием ильменита 18.2 кг/м<sup>3</sup>, циркона 2.4 кг/м<sup>3</sup>. Размещение россыпей строго контролируется радиально-концентрической купольной структурной массива (рис. 4.14), но имеет не центростремительный, а центробежный характер. Длина разведенных промысленных россыпей достигает 5.5 км при ширине от 150 до 650 м, мощности рудного пласта 4-20 м при содержании ильменита от 40 до 300 кг/м<sup>3</sup>.



**Рис. 4.13.** Морфоструктурная позиция (А) и строение (Б) ильменит-цирковых россыпей Караоткельского месторождения (Минералогия и геохимия..., 1992)

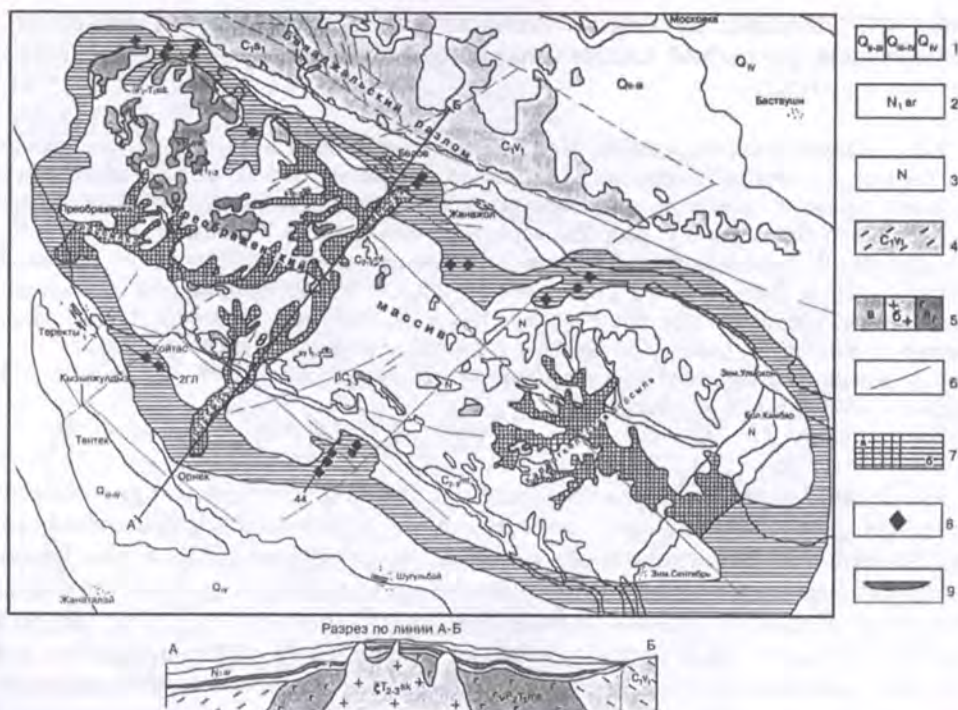
А: 1-3 - площади распространения палеоценового металлоносного ложкового аллювия: 1 - первой, 2 - второй генерации, 3 - третьей генерации, в том числе с комплексом древних террас; 4 - площадь установленного развития металлоносных кор выветривания мелового возраста; 5-7 - породы коренного субстрата: 5 - субщелочные граниты, 6 - сиениты и граносиениты, 7 - роговики и ороговикованные породы; 8 - разломы, выраженные в рельефе; 9 - они же, с установленной амплитудой смещения; 10 - контуры купольной морфоструктуры; 11 - зоны сквозных разломов; 12 - границы распространения: а - рыхлых отложений, б - интрузивных пород различных фаз.

Б: 1-6 - значения отношения ильменит/циркон в ложковой россыпи: 1 - менее 1, 2 - 1-3, 3 - 3-5, 4 - 5-8, 5 - 8-20, 6 - более 20.

С раннепалеогеновой эпохой связано также формирование датированных эоценом водораздельных золотоносных галечников аллювиально-пролювиального происхождения, сохранившихся на междуречье рек Такыр-Бала-Кальджир и являющихся промежуточным коллектором для четвертичных россыпей. Мощность указанных галечников составляет 4-10 до 15 м; золото в них присутствует как в составе песчанисто-глинистого заполнителя, так и в составе кварцевой гальки. Известны также аллювиальные и аллювиально-пролювиальные россыпи погребенной долинной сети позднеолигоцен-миоценового возраста, погребенные под глинами аральской свиты и частично деформированные позднейшими тектоническими подвижками (Май-Капчагайский грабен) (Третьяков, 2004). Однако основной россыпной потенциал района связан с россыпями плиоценовых палеодолин, заключающими около 35% всего учтенного россыпного золота, и с четвертичными россыпями различных морфогенетических типов (около 65%).

### ***Алтае-Саянская россыпная провинция***

Эта россыпная провинция, занимающая площадь более 600 тыс. км<sup>2</sup>, относится к числу наиболее продуктивных в отношении россыпей сегментов Центрально-Азиатского орогенно-складчатого пояса (ЦАОСП) (рис. 4.15, см. также рис. 4.1). В схеме минерагенического районирования собственно территории России она, вместе с Байкальской россыпной провинцией, образует россыпную мегапровинцию Гор Южной Сибири (см. рис. 2.7), которая занимает северный фланг единой мегапровинции Центрально-Азиатского орогенно-складчатого пояса. Рассматриваемая россыпная провинция в тектоническом отношении соответствует включающей в себя каледонские и герцинские пояса Алтае-Саянской аккреционно-коллизонной области, становление которой завершилось в перми, после чего территория вступила в этап посторгенного нисходящего развития, завершившегося в триасе-ранней юре пенепленизацией территории, а затем, в конце юры-раннем мелу, подверглась наложенной тектоно-орогенной активизации, охватившей

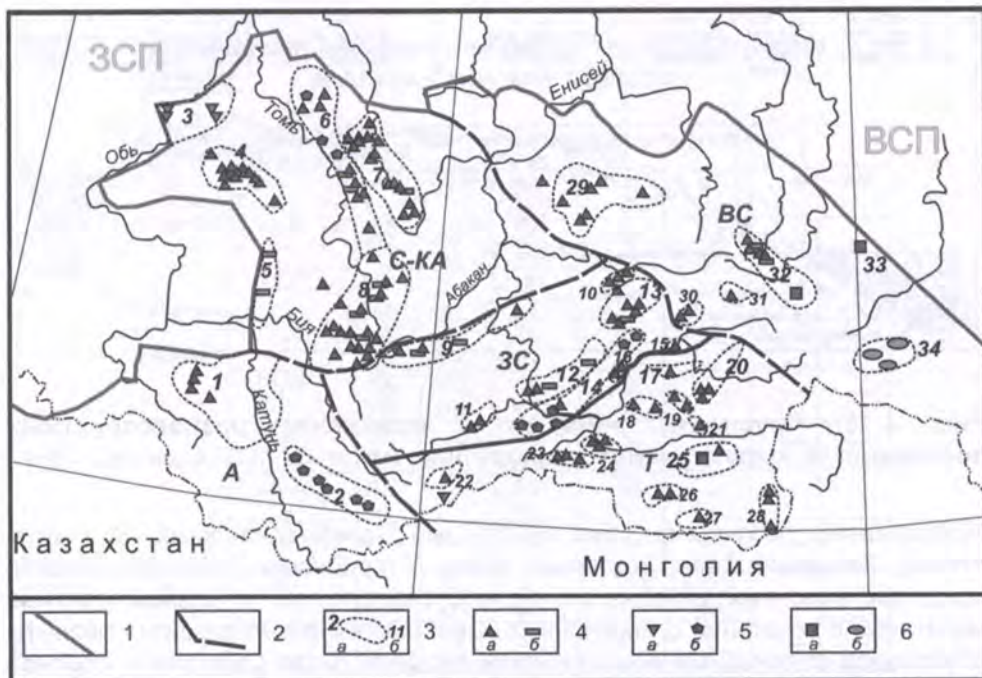


**Рис. 4.14. Размещение Караоткельского и Сатпаевского россыпных узлов в пределах сводово-купольного поднятия Преображенского Плутона (Глубинное..., 2002)**

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения (аральская свита); 3 - кора выветривания (на разрезе); 4 - осадочные породы карбона; 5 - интрузивные породы Преображенского плутона (а, б - граносиениты, монцониты, гранодиориты, в - габбро и габбро-нориты); 6 - разрывные нарушения; 7 - россыпи (ильменитовые и цирконий-ильменитовые): разведанные (а) и прогнозируемые (б); 8 - отдельные участки с россыпной минерализацией; 9 - рудный горизонт с ильменитовой минерализацией (на разрезе).

практически весь Центрально-Азиатский пояс. Второй этап пенепленизации, протекавшей в условиях теплого гумидного климата, был ознаменован формированием мел-палеогеновой поверхности выравнивания, которая составила основу современного рельефа водораздельных поверхностей. Орогенез неотектонического этапа создал сводово-блоковый рельеф возрожденных гор, наибольшая контрастность которого характерна для южной части Горного Алтая и северного фланга Монгольского Алтая, а также для горного узла, примыкающего к южному флангу системы (севернее оз. Хубсугул).

Сложность геологического строения, обусловленная сочетанием разновозрастных структур: древних консолидированных массивов (Тувинно-



**Рис. 4.15. Структура Алтае-Саянской россыпной провинции**

1 - граница россыпных мегапровинций; 2 - граница субпровинций в пределах Алтае-Саянской россыпной провинции: С-КА - Салаир-Кузнецкого Алатау, А - Алтайская, ЗС - Западно-Саянская, ВС - Восточно-Саянская, Т - Тувинская; 3 - россыпные районы, как правило, полиминеральные (а) и россыпные узлы (б): 1 - Алтайский р-н (Au), 2 - Курайская зона (Hg), 3 - Колыванский р-н (Sn), 4 - Салаирский р-н (Au), 5 - Южно-Салаирский р-н (МПГ), 6 - Западно-Кузнецко-Алатаусский (Терсинский) р-н (Au, Hg, МПГ(Pt)), 7 - Восточно-Кузнецко-Алатаусский р-н (Au, МПГ(Pt)), 8 - Горношорский р-н (Au), 9 - Абаканский р-н (Au), 10 - Нижнеалымский узел (Au), 11 - Алдын-Маадыпский узел (Au), 12 - Тувинский р-н (МПГ(RuIrOs)), 13 - Амыло-Систигхемский р-н (Au), 14 - Саяно-Тувинская зона (Hg), 15 - Хоросский узел (Au), 16 - Кызык-Чадырский узел (Au), 17 - Улугуйский р-н (Au), 18 - Байютский узел (Au), 19 - Тапса-Каахемский узел (Au), 20 - Ойна-Харальский р-н (Au), 21 - Какжирба-Ужепский узел (Au), 22 - Чингекатский узел (Au), 23 - Деспенский узел (Au), 24 - Элегест-Мегежейский узел (Au), 25 - Улуг-Танзекский р-н (RM, Au), 26 - Агардакский узел (Au), 27 - Нарынский узел (Au), 28 - Эмийский узел (Au), 29 - Манско-Сисимский р-н (Au, МПГ(Pt)), 30 - Казас-Чавашский узел (Au), 31 - Бедий-Кажихемский узел (Au), 32 - Восточно-Саянский р-н (Au, RM, МПГ(RuIrOs)), 33 - Белая Зима (RM), 34 - Верхне-Китойский р-н (нефрит); 4-6 - россыпные месторождения (без указания масштабов): 4 - золота (а) и минералов платиновой группы (б), 5 - олова (а) и киновари (б), 6 - редких металлов (а) и нефрита (б).

**ЗСП, ВСП - см. рис. 4.1.**

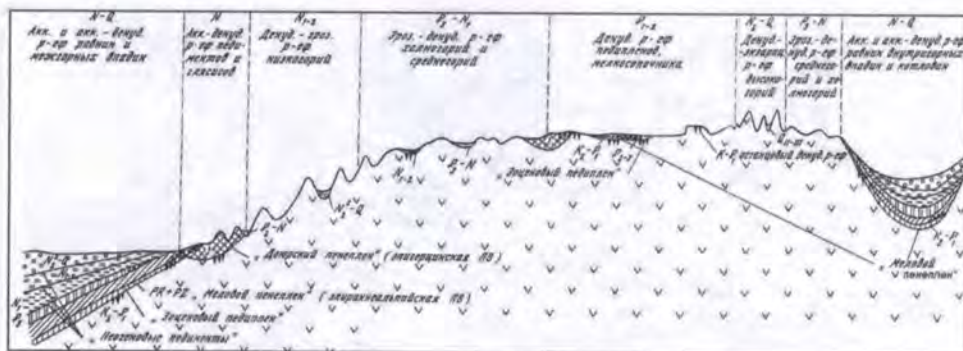


Рис. 4.16. Ярусность рельефа и положение разновозрастных поверхностей выравнивания в предгорьях Алтая (по Ю.П.Селиверстову)

Монгольский), позднерифейских (Восточный Саян), салаирских (Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Восточная Тыва) и герцинских (Томь-Кольванская зона) аккреционных складчатых систем, разнотипный и разновозрастный магматизм в сочетании с отмеченной выше цикличностью развития рельефа обусловили сложный минерагенический профиль Алтае-Саянской россыпной провинции. В нем сказывается влияние пространственного совмещения различного россыпеобразующего оруденения и россыпных формаций (РФ) ископаемого пенепплена, растущих и снижающихся гор.

Следует также подчеркнуть, что северный фланг провинции, обращенный к Западно-Сибирской плите, длительное время, начиная с триаса, с небольшими перерывами развивавшийся в режиме чередования планации, локального проникновения эпиконтинентальных морей и слабого воздымания, представляет собой крупнейшую провинцию развития металлоносных кор выветривания, ассоциирующих с несколькими уровнями поверхностей выравнивания. Наиболее древняя из них - триас-юрская поверхность выравнивания с каолиновыми корами выветривания - сохранилась только в погребенном состоянии в основании угленосных юрских впадин, в то время как мел-палеогеновый пенепплен вместе с более молодыми локальными поверхностями выравнивания определили ярусность рельефа (рис. 4.16), условия экспонирования россыпеобразующего оруденения и локализации россыпей, в формировании которых важнейшую роль сыграли коры выветривания.

Полиминеральный облик россыпной провинции в целом определяют россыпное золото в сочетании с оловоносной, редкометалльной, платинометалльной, киноварной россыпной минерализацией и россыпями поделочных камней (жадеит) (таблица 4.2). В качестве россыпеобразующих источников выступают следующие:

- для золотоносных россыпей (и золотоносных кор выветривания) - золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и золото-сульфидная формации в связи с коллизионными гранитами салаирско-каледонского на большей части территории и герцинского возраста в Томь-Кольванской и Зайсанской зонах;



Таблица 4.2

**Сравнительное значение россыпей разных типов  
в Алтае-Саянской области**

Возрастная группа	Полезный компонент	Генетические типы россыпей						
		el	el-prl	el-d	d-al	al	gl-fgl	eol
Поздний мел – палеоген	<i>Au</i>	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	—	—
	<i>МПГ</i>	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>X</u> xx	—	—	—	—
	<i>Ta,Nb</i>	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	—	—	—
	<i>Sn(W)</i>	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	<u>XX</u> xxx	—	—	—
	<i>Hg</i>	<u>XX</u> xx	—	<u>XX</u> xx	—	—	—	—
	<i>Ti,Zr</i>	<u>XX</u> xx	—	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xxxx	<u>X</u> x	—	—
	<i>Жадеит</i>	—	—	—	—	—	—	—
Неоген-ранний плейстоцен	<i>Au</i>	—	<u>XX</u> xxx	<u>X</u> xx	<u>XXXX</u> xxx	<u>XXXXXX</u> xxx	—	—
	<i>МПГ</i>	—	<u>X</u> xxx	<u>X</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	—	—
	<i>Ta,Nb</i>	—	—	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	—	—
	<i>Sn(W)</i>	—	—	<u>X</u> xx	<u>X</u> xx	<u>X</u> xx	—	—
	<i>Hg</i>	—	—	<u>X</u> x	<u>XX</u> x	—	—	—
	<i>Ti,Zr</i>	—	—	—	<u>XX</u> x	<u>XX</u> x	—	—
	<i>Жадеит</i>	—	—	—	—	—	—	—
Средний плейстоцен – голоцен	<i>Au</i>	—	—	<u>XX</u> x	<u>XXXX</u> xxx	<u>XXXXXX</u> xxx	—	<u>XX</u> x
	<i>МПГ</i>	—	—	—	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> x	—	—
	<i>Ta,Nb</i>	—	—	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	<u>XX</u> xx	—	—
	<i>Sn(W)</i>	—	—	—	<u>XXX</u> xx	<u>XXX</u> xx	—	—
	<i>Hg</i>	—	—	<u>X</u> x	<u>X</u> x	—	—	—
	<i>Ti,Zr</i>	—	—	—	<u>XX</u> x	<u>XX</u> x	<u>XXX</u> xxx	—
	<i>Жадеит</i>	<u>XX</u> xxx	—	<u>XX</u> xx	—	<u>XX</u> xx	<u>XXX</u> xx	—

Примечание. В знаменателе - распространенность россыпей: X - очень редкие, XX - редкие, XXX - умеренно распространены, XXXX - широко распространены. В числителе - промышленное значение: xxxx - большое, xxx - среднее, xx - малое, x - в основном непромышленные объекты.

- для платинометалльных россыпей (Pt, RuOs, RdPt) - альпино-типные ультрабазиты преимущественно позднерифейских и венд-нижне-кембрийских офиолитовых поясов (Кузнецкий Алатау, Вост. Тыва, Вост. Саян);

- для редкометалльных россыпей (Nb, Ta) - карбонатиты (Белая Зима) и щелочные гранитоподобные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты палеозойского возраста (Улуг-Танзек и Зашихинское месторождение);

- для оловоносных россыпей - проявления касситерито-кварцевой формации в связи с герцинскими коллизионными гранитами (Томь-Колыванская зона);

- для киноварных россыпей - телетермальная киноварная минерализация в карбонатных породах - мраморизованных известняках (Курайская зона Рудного Алтая);

- для нефритовых россыпей - пневматолито-гидротермальные коренные месторождения нефрита в серпентинитах в связи с альпинотипными гипербазитами (Оспинское и др. месторождения на юге Вост. Саяна).

В пределах провинции выделяются три россыпных субпровинции (рис. 4.15, таблица 4.3). Следует отметить также некоторые отличительные черты минерации выделенных субпровинций.

Важнейшей особенностью *россыпной субпровинции Салаира-Кузнецкого Алатау*, помимо преимущественно золотоносного профиля минерализации (при участии олова и МПГ), является широкое распространение россыпной формации мезозойского пенеплена, в составе которой россыпи флювиального ряда тесно ассоциируют с золотоносными корами выветривания. Подробная характеристика этого парагенезиса золотоносных образования дается в работе (Золотоносные коры..., 2006).

Наряду с развитием здесь в целом небольших и в значительной степени отработанных золотоносных аллювиальных россыпей, для субпровинции характерно широкое развитие подземного карста, поэтому кроме россыпей флювиального ряда, преимущественно золотых, целесообразно упомянуть еще один тип россыпей, характерных для этой области. Это - остаточные элювиально-карстовые киноварные россыпи Курайской ртутной зоны, присутствующие в полях многих рудных месторождений, локализованных в мраморизованных известняках рифея (Ескогно и др.) (рис. 4.17). Изученные киноварные россыпи приурочены к погребенным линейным и чашеобразным карстовым депрессиям значительной площади (до 2.5-3 км в диаметре), причем глубина отдельных карстовых полостей, выполненных содержащими киноварь щелнистыми суглинками, составляет от 5 до 60 м (иногда 100-150 м). Суглинки датируются дат-палеоценом и представляют собой продукт ближайшего склонового и флювиального переотложения рудоносной коры выветривания; причем наряду с киноварью они содержат глинисто-марганцево-железистые окатыши, представляющие собой продукт разрушения и переотложения образований типа "железных шляп" из верхнего горизонта коры выветривания. Максимальные содержания киновари в суглинках (первые кг/м<sup>3</sup>) наблюдаются в грубообломочных продуктах переотложения вблизи бортов полостей (Россыпные месторождения..., 1997).

*Восточно-Саянская россыпная субпровинция* выделяется своим полиминеральным профилем, который определяют золото, МПГ, редкие

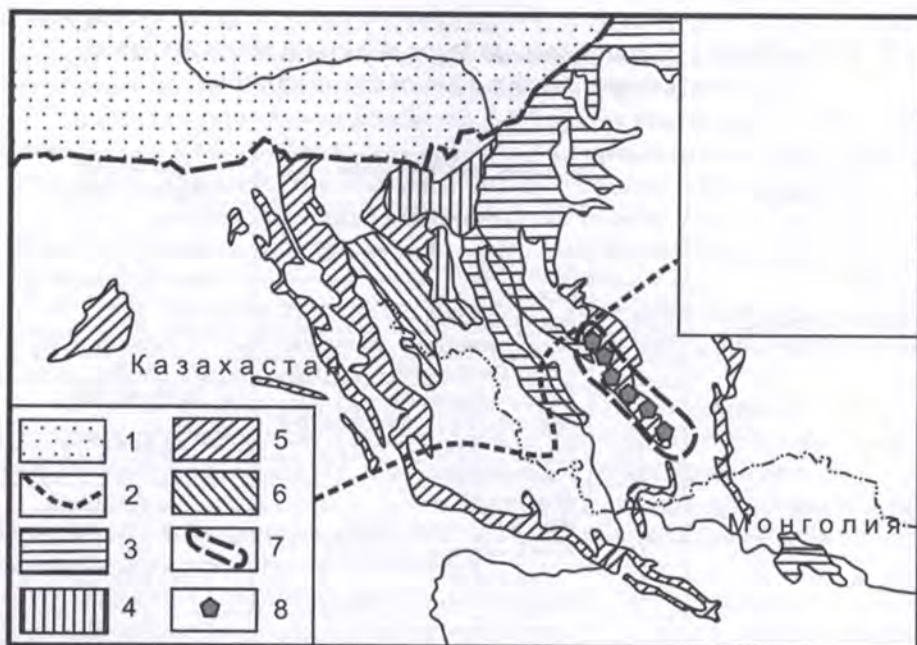
Таблица 4.3

**Россыпные субпровинции, районы и узлы Алтае-Саянской  
полиминеральной россыпной провинции**

Россыпные субпровинции	Россыпные районы и узлы		Россыпная специализация	
	№ на карте	Наименование		
Алтайская (А)	1	Алтайский р-н	<i>Au</i>	
	2	Курайская зона	<i>Hg</i>	
Салаир-Кузнецкого Алатау (С-КА)	3	Колыванский р-н	<i>Sn</i>	
	4	Салаирский р-н	<i>Au</i>	
	5	Южно-Салаирский р-н	<i>МПГ</i>	
	6	Западно-Кузнецко-Алатаусский (Терсинский) р-н	<i>Au, Hg, МПГ (Pt)</i>	
	7	Кузнецко-Алатаусский р-н	<i>Au, МПГ (Pt)</i>	
	8	Горношорский р-н	<i>Au</i>	
	9	Абаканский р-н	<i>Au</i>	
	10	Нижнеалымский узел	<i>Au</i>	
	11	Алдын-Маадыпский узел	<i>Au</i>	
	12	Тувинский р-н	<i>МПГ (RuIrOs)</i>	
	13	Амыло-Систигхемский р-н	<i>Au</i>	
	14	Саяно-Тувинская зона	<i>Hg</i>	
	15	Хоросский узел	<i>Au</i>	
	16	Кызык-Чадырский узел	<i>Au</i>	
	Тувинская (Т)	17	Улугуйский р-н	<i>Au</i>
		18	Байсютский узел	<i>Au</i>
19		Тапса-Каахемский узел	<i>Au</i>	
20		Ойна-Харальский р-н	<i>Au</i>	
21		Какжирба-Ужепский узел	<i>Au</i>	
22		Чингекатский узел	<i>Au</i>	
23		Деспенский узел	<i>Au</i>	
24		Элегест-Мегежейский узел	<i>Au</i>	
25		Улуг-Танзекский р-н	<i>RM, Au</i>	
26		Агардакский узел	<i>Au</i>	
27		Нарынский узел	<i>Au</i>	
28		Эмийский узел	<i>Au</i>	
Восточно-Саянская (ВС)	29	Манско-Сисимский р-н	<i>Au, МПГ (Pt)</i>	
	30	Казас-Чавашский узел	<i>Au</i>	
	31	Бедий-Кажихемский узел	<i>Au</i>	
	32	Восточно-Саянский р-н	<i>Au, RM, МПГ (RuIrOs)</i>	
	33	Белая Зима	<i>RM</i>	
	34	Верхне-Китойский р-н	<i>нефрит</i>	

металлы, поделочные камни. Из **рис. 4.15** видно, что характерной особенностью территории является также полиминеральный, золото-платинометалльный (*AuPt*) и редкометалльно-платинометалльно-золотой (*RMOSrAu*) профиль многих россыпей и россыпных узлов.

Примером редкометалльной россыпной минерализации в пределах Алтае-Саянской россыпной провинции являются ложковые россыпи Белозиминского карбонатитового массива на севере Вост. Саяна, оруденение которого представлено REE-Nb-P монацит-апатит-пироксеновыми рудами, локализованными в апатитовых карбонатитах, по которым развита охристая

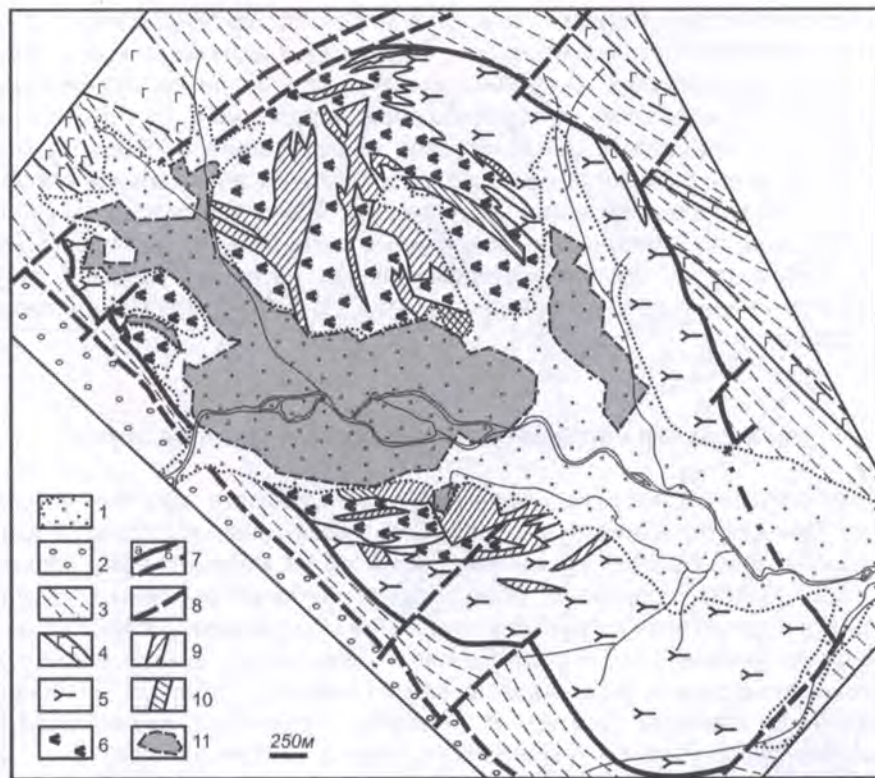


**Рис. 4.17.** Позиция карстовых кинварных россыпей Курайской зоны в карстовой области Западного Алтая

1 - платформенный чехол Западно-Сибирской плиты; 2 - южная граница распространения многолетнемерзлых пород; 3-6 - площади распространения карстующих карбонатных пород: 3 - синийского, 4 - кембрийского, 5 - силурийского, 6 - девонского возраста; 7 - Курайская кинварная зона; 8 - элювиально-карстовые россыпи кинвари.

кора выветривания (рис. 4.18). Значительная часть коры выветривания сохранилась в переотложенном виде в линейно-плащеобразной залежи мощностью до 20 м, приуроченной к системе погребенных логов, дренирующих центральную часть массива, хотя следует добавить, что некоторыми исследователями (А.В.Лапин) этот факт приуроченности рудных залежей к древней ложковой сети, расчленяющей массив, полностью игнорируется. Рудная минерализация россыпи представлена апатитом, пирохлором-гаттчетолитом, монацитом, ильменитом, сфеном, рутилом. Россыпь имеет древний (?) возраст и перекрыта четвертичным ложковым аллювием.

Восточный Саян известен также своими *россыпями нефрита*, группирующимися в пределах Восточно-Саянского гипербазитового пояса, в котором находится целая серия альпинотипных гипербазитовых массивов, в том числе Халбын-Хайрский и Оспинско-Китойский, с которыми связаны многие коренные и россыпные месторождения. Валунные нефритовые россыпи бассейна рек Онота, Китоя, Урика, верховьев Оки и Иркуты, содержащие высококачественный нефрит, обрабатывались с середины XIX в.,



**Рис. 4.18. Позиция переотложенных редкометалльных кор выветривания и россыпей Белозиминского массива ультраосновных щелочных пород в Алтае-Саянской россыпной провинции**

1 - переотложенная кора выветривания и ложковые отложения (мезо-кайнозой, ?); 2-4 - средний протерозой: 2 - конгломераты ермосохинской свиты, 3 - филлитовидные сланцы и песчаники урикской свиты, 4 - габбро-диабазы; 5-6 - Белозиминский массив: 5 - ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты, 6 - карбонатиты; 7 - контакт массива с вмещающими породами: а - установленный, б - предполагаемый; 8 - разломы; 9-10 - рудные зоны: 9 - с апатит-пироксеновым оруденением, 10 - с апатит-гаттчетолитовым оруденением; 11 - редкометалльные (пироксено-гаттчетолитовые) россыпи.

причем часть сырья традиционно шла на экспорт в Китай. Коренные источники россыпей локализованы в серпентинитах приконтактных зон гарцбургит-дунитовых массивов и представлены цоизит-диопсид-кварцевыми родингитами. Наряду с жадеитом, в них встречается нефрит. В числе наиболее крупных коренных источников - месторождения Оспинского массива (Оспинское, Горлыкольское, Зун-Оспинское), формирующие богатые элювиально-склоновые, ледниковые и аллювиальные россыпи, однако и другие месторождения и проявления пояса сопровождаются россыпями. Как и во многих нефритоносных горных провинциях, находившихся во влиянии

мощного горного или покровного оледенения (Канадские Кордильеры, Южный о-в Новой Зеландии), в формировании протяженных аллювиальных россыпей Вост. Саяна важную роль сыграли ледники, которые не только оказывали экзарационное воздействие на подстилающие породы, но и, с учетом высокой устойчивости нефрита к физическому выветриванию, способствовали транспортировке и рассеянию его глыб и обломков на значительной площади. Именно за счет перебива морен, содержащих блоки нефритоносных пород, формировались протяженные аллювиальные долинны россыпи "валунного" класса крупности, в составе которых весьма крупные "рудные" валуны встречаются на значительном (многие десятки, до 100 и более км) удалении от первоисточника.

### ***Байкальская полиминеральная россыпная провинция***

Байкальская россыпная провинция, занимающая обширные горные области Северного, Южного и Восточного Забайкалья, выделяется как по площадной насыщенности россыпями, так и по их минеральному спектру и относится к числу территорий, обладающих наиболее высоким россыпным потенциалом среди всех россыпных провинций Центрально-Азиатского пояса. Ее минерагенический профиль определяет, прежде всего, золото, в комплексе с оловом, вольфрамом, редкими металлами (тантало-ниобатами, цирконом) и поделочными камнями (агаты). В пределах провинции выделяются две россыпные субпровинции - Прибайкальская и Забайкальская (рис. 4.19, таблица 4.4).

*Прибайкальская россыпная субпровинция* в границах Байкальской горной страны (Патомское, Северо-Байкальское и Витимское нагорья) в тектоническом отношении соответствует т.н. Байкало-Патомской дуге, вдающейся в область Северо-Азиатского кратона, в строении которой принимают участие метаморфизованные комплексы пород рифейского возраста (байкалиды) на севере и венд-нижнепалеозойского возраста (салаириды) в южной и центральной части. Громадные площади занимают полихронные гранитоиды позднепротерозойского-раннепалеозойского возраста. Молодой магматизм, спровоцированный байкальским рифтогенезом, представлен кайнозойскими базальтами.

Минерагенический профиль субпровинции определяет прежде всего золото, причем более 90% учтенного россыпного золота сосредоточено в контуре распространения рифейских пород (Бодайбинский синклиний и др.), среди которого располагаются выступы глубокометаморфизованных и гранитизированных нижнепротерозойских пород.

Важнейшую роль на морфоструктуру территории оказал молодой Байкальский кайнозойский рифтогенез, вызвавший осложненное цепочкой глубоких впадин сводовое поднятие центральной части субпровинции, осевая часть которого делит территорию на две морфоструктурные области.

На севере, в области Патомского и Северо-Байкальского нагорий известно несколько россыпных золотоносных районов, в числе которых - крупнейший Бодайбинский (Ленский) рудно-россыпной золотоносный район, из

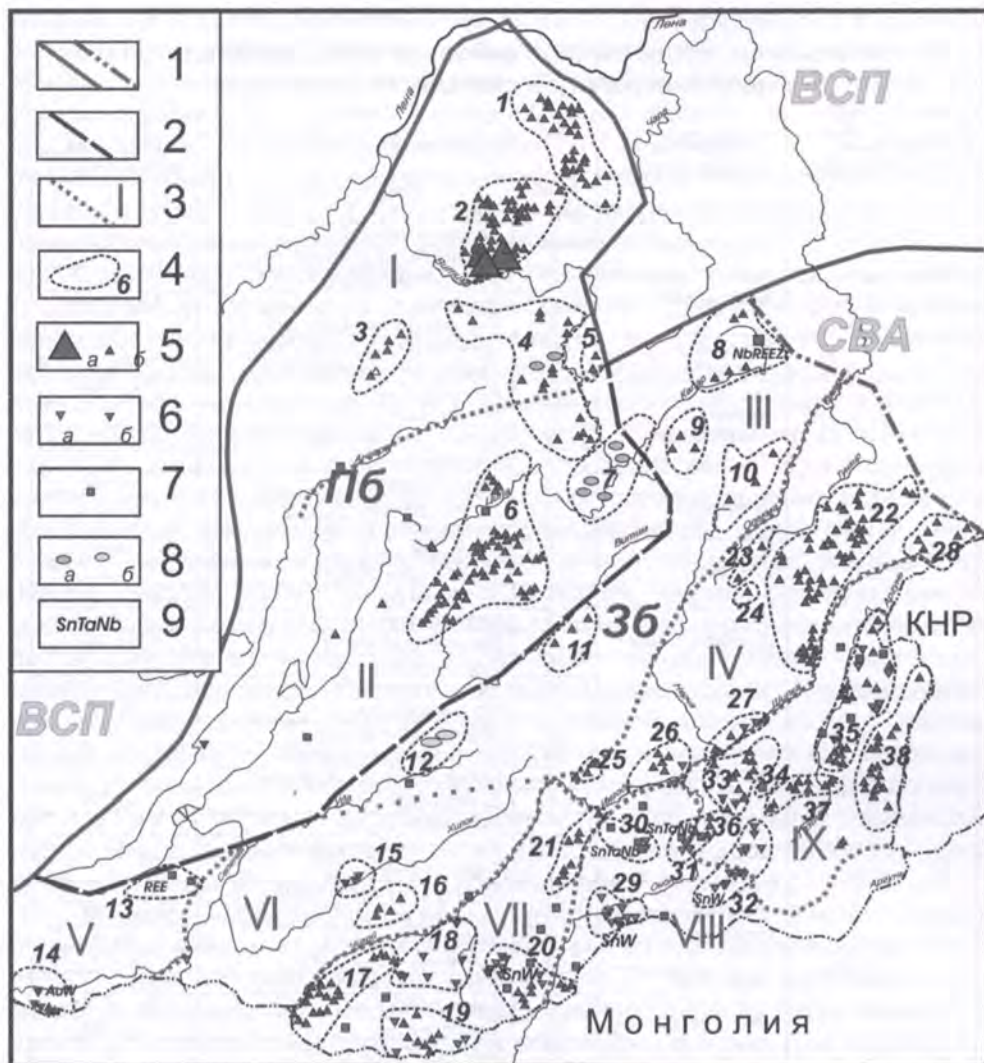


Рис. 4.19. Структура Байкальской россыпной провинции

1-3 - границы: 1 - россыпных мегапровинций: а - установлена, б - условная (символами ВСП и СВА обозначены сопредельные россыпные мегапровинции Восточно-Сибирской платформы и орогенно-складчатых областей Северо-Востока Азии), 2 - россыпных субпровинций (Пб - Прибайкальская, Зб - Забайкальская), 3 - морфоструктурных областей (I - Патомо-Северо-Байкальская, II - Витимского нагорья, III - Северо-Забайкальская (Витимо-Олекминская), IV - Шилко-Нерчинская, V - Джидинская, VI - Хилокская, VII - Даурского свода, VIII - Онон-Аргунская (Агинская), IX - Шилко-Аргунская); 4 - россыпные районы и узлы (см. таблицу 4.4); 5-9 - россыпи: 5 - золота: а - крупные и суперкрупные, б - рядовые, 6 - оловоносные (а), вольфрамовые (б), 7 - редкометалльные, 8 - ювелирно-поделочных камней: нефритовые (а) и агатовые (б); 9 - комплексные россыпи (символами показан состав россыпеобразующих полезных компонентов).

Таблица 4.4

**Россыпные субпровинции, районы и узлы Забайкальской полиминеральной россыпной провинции**

Россыпные субпровинции	Морфоструктурные области	Россыпные районы и узлы		Россыпная специализация
		№ на карте	Наименование	
Прибайкальская	Патомо-Северо-Байкальская	1	Дальнетайгинский р-н	<i>Au</i>
		2	Бодайбинский (Ленский) р-н	<i>Au</i>
		3	Верхне-Мамский р-н	<i>Au</i>
		4	Муйский р-н	<i>Au, жадеит</i>
		5	Таксимо -Талаканский узел	<i>Au</i>
	Витимского нагорья	6	Ципиканский (Баргузинский) р-н	<i>Au</i>
		7	Средне-Витимский р-н	<i>жадеит</i>
Забайкальская	Витимо-Олекминская	8	Каларский р-н	<i>Au, RM</i>
		9	Калаканский р-н	<i>Au</i>
		10	Верхне-Олекминский р-н	<i>Au</i>
		11	Юмурченский узел	<i>Au</i>
		12	Еравненский р-н	<i>Агаты</i>
		Джидинская	13	Чукчано-Мысовская гр.
	14		Джидинский р-н	<i>W, Au</i>
	15		Хилокский узел	<i>W</i>
	Хилокская	16	Унго-Блудненский р-н	<i>Au</i>
		17	Чикойский р-н	<i>Au, Sn, RM</i>
		18	Шумиловская гр.	<i>W</i>
	Даурского свода	19	Бальджиканский р-н	<i>Au, Sn</i>
		20	Тура-Илинский р-н	<i>Au</i>
		21	Хапчерангинский р-н	<i>Au, Sn, W</i>
		22	Могочинский р-н	<i>Au, W</i>
		23	Зеленоозерский узел	<i>Au</i>
	Шилко-Нерчинская	24	Нерча-Нерчуганский узел	<i>Au</i>
		25	Читинско-Кручининский узел	<i>Au</i>
		26	Дарасунский р-н	<i>Au, Sn</i>
		27	Жерекенский узел	<i>Au, Sn</i>
		28	Холджикано-Калтагай-ский р-н	<i>Au</i>
		29	Дурулгуйский р-н	
	Онон-Аргунская (Агинская)	30	Орлово-Спокойненский р-н	
		31	Ононский р-н	<i>Sn, RM</i>
		32	Шерловогорский р-н	<i>Sn, W</i>
		33	Сретенско-Карийский р-н	<i>Au, W</i>
		34	Этькинский узел	<i>RM</i>
	Шилко-Аргунская	35	Газимурский р-н	<i>Au, Sn, RM</i>
		36	Балейский р-н	<i>Au, RM</i>
		37	Шахтаминский р-н	<i>Au</i>
		38	Приаргунский р-н	<i>Au</i>

россыпей которого за период с 1864 г. добыто более 1300 т золота. Район обладает еще не исчерпанным россыпным потенциалом, в том числе и за счет громадных по объему техногенных россыпей, и практически неосвоенными рудными месторождениями (Сухой Лог). В пределах Бодайбинского района насчитываются десятки золотоносных россыпей, приуроченных в основном к малым и средним долинам. По своему потенциалу выделяются погребенные россыпи раннеплейстоценового, а в меньшей мере средне-позднеплейстоценового возраста, с которыми связано около 90% всего учтенного россыпного золота. Россыпи Ленского района, детально изучавшиеся В.А.Обручевым, С.С.Лапиным, Г.В.Писемским, Ю.П.Казакевич, Е.Я.Синюгиной и др., служат своего рода моделью богатейших аллювиальных



россыпей в долинах унаследованного развития, сформированных в условиях чередования этапов врезания и неотектонически - и гляциально-обусловленной аккумуляции. Характерной чертой является присутствие трех стратиграфических уровней концентрации золота в палеоврезах: позднеплиоцен-раннеплейстоценовый (наиболее богатый), раннеплейстоценовый (в подморенных галечниках) и позднеплейстоценовый (Казакевич, Ревердатто, 1972), плановое соотношение которых определило присутствие трех основных морфогенетических типов россыпей, выделенных Ю.П.Казакевич под названием мараканского, тунгусского и ныгринского типов.

К числу крупнейших россыпей района относится Бодайбинское россыпное месторождение общей протяженностью около 80 км, занимавшее около 90% общей протяженности долины. Оно образовалось за счет подпитки из множественных коренных источников кварцево-жильного типа и зон золото-сульфидной минерализации и, по существу, представляет собой серию разновозрастных россыпных залежей, пространственно совмещенных в контуре единой унаследованно развивавшейся долины, причем соотношение золотоносных комплексов (палеоврезов) существенно меняется по длине россыпи. Бодайбинская россыпь относится к числу россыпных гигантов Мира (Henley, Adams, 1979); за почти 130-летний период эксплуатации из месторождения было добыто более 1000 т золота и сформированы громадные по объему техногенные россыпи, которые на протяжении нескольких десятилетий являются объектом вторичной переработки. Моделирующее влияние на строение золотоносных россыпей Бодайбинского района оказывали также активная новейшая тектоника и карст, что хорошо можно видеть на примере другой крупной россыпи - Мараканского месторождения, в продольном профиле которой выделяются ограниченные активными разломами структурно-карстовые ловушки, в которых мощность золотоносной пачки возрастает до нескольких десятков метров (Россыпные..., 1997).

В южной части субпровинции, соответствующей Витимскому нагорью, общий облик поверхности заметно меняется за счет господства выположенных водоразделов, которые трактуются (Проблемы..., 1968) как система верхне-мелового-палеогенового и неоген-раннезоплейстоценового педипленов. При этом более древний педиплен, срезающий, помимо древних кристаллических пород, также нижнемеловые осадки Еравнинской впадины на юге и коррелятный отложениям сотниковской и мухейской свит верхнего мела-палеогена, перекрывается в центральной части нагорья на междуречье рек Витим и Амалат плиоценовыми платобазальтами. Последние перекрывают также систему миоценовых палеодолин и логов, в том числе золотоносных (в Ципиканском районе), а также содержащих гидрогенные месторождения урана Витимского района (Хиагда и др.). Предполагается, что излияние базальтов происходило в условиях новой фазы педипленизации рельефа, которая была также отмечена формированием "водораздельных галечников" в северной и северо-восточной частях нагорья, а также красноцветных пролювиально-склоновых шельфов, слагающих высокий террасовый уровень (от 150 до 270 м) в долинах рр. Ципикана и Витима, и угленакоплением во внутригорных впадинах (Чинийской, Маор-Амалатской и др.). Формирование четвертичной долинной сети происходило в условиях врезания, полностью

компенсировавшего воздымание территории, что сказалось на отсутствии сколько-либо значительных перестроек долинной сети, за исключением случаев перекрытия долин базальтами.

В этой части субпровинции, помимо многочисленных, но в целом небольших по масштабам золотиносных россыпей, группирующихся в пределах двух основных россыпных районов - Муйском и Баргузинском (Ципиканском) (см. рис. 4.18), известны также россыпи других минеральных видов, без упоминания которых минерагенический облик субпровинции выглядел бы неполным. Таковы валунные, преимущественно элювиально-склоновые россыпи нефрита, развитые в полях коренных месторождений, ассоциирующих с массивами Северо-Муйского гипербазитового пояса и локализованных в алюмосиликатных метаморфических породах на контакте с серпентинитами (Парамское м-ние вблизи восточной границы субпровинции). Другой крупный ареал развития нефритовых россыпей элювиально-склонового и аллювиального генезиса, частично заходящий в пределы Северного Забайкалья, составляет часть обширного нефритиносного района в нижнепротерозойском обрамлении Муйской глыбы архея (бассейн среднего течения р. Витим и его притоков рр. Бамбуйка, Ципа, Колар). Россыпеобразующее оруденение представлено нефритиносными телами, локализованными в доломитовых мраморах на контакте с гранито-гнейсами и серпентинитами. Примером является Буромское месторождение в верховьях одноименного правого притока р. Бамбуйки, по коренным выходам которого развиты протяженные (до 400 м при ширине 80 м) элювиальные развалы, содержащие глыбы нефрита до 1.5 м в диаметре (Киевленко, Сенкевич, 1983).

Примыкающая с юга и востока *Забайкальская россыпная субпровинция* в полной мере несет на себе черты россыпной минерагении областей автономной тектонической активизации (в понимании А.Д.Щеглова (1968, 1976)) древних консолидированных областей. В облике этой территории особенно отчетливо проявилось влияние мезо-кайнозойских процессов ТМА, в значительной степени определивших как минерагенический облик субпровинции, так и особенности ее морфоструктуры и рельефа (Н.А.Флоренсов, Г.Ф.Уфимцев, Ю.Г.Симонов, З.Н.Киселева и др.). В общих чертах этой провинции присущи следующие черты:

- преимущественно мезозойский (юрский) возраст россыпеобразующего оруденения, представленного альбитизированными редкометалльными гранитами, высокотемпературными и мезотермальными месторождениями Sn, Sn-W, Au, эпитеpmальными - Au, W, флюорита;

- широкая специализация россыпей, которую определяют золото, олово, вольфрам, тантало-ниобаты, в том числе в составе комплексных россыпей (при подчиненном значении ювелирно-поделочных камней и флюоритовых элювиальных россыпей);

- принадлежность россыпей к россыпным формациям растущих и снижающихся гор;

- молодой, практически исключительно кайнозойский возраст россыпей (исключение составляют позднемезозойские золото- и оловоносные конгломераты);

- отчетливо выраженная литогенетическая зональность россыпеобразования - от перигляциальных обстановок на гольцах Северного и Центрального Забайкалья до свойственных внутриконтинентальным областям Азии семиаридных и аридных обстановок Южного Забайкалья (северный фланг Далайнорской депрессии, занятый бассейнами рр. Аргунь и Онон).

Забайкалье представляет собой сложно построенную систему чередования линейно ориентированных (преимущественно в СВ направлении) хребтов сводово-глыбовой природы, максимальные отметки которых (2500-3000 м и более) характерны для крайнего севера и крайнего запада территории, с плоскогорьями и денудационными равнинами, занимающими соответственно около 10 и около 20-25% территории.

Своеобразие рельефа Северного Забайкалья, северную и значительную часть которого занимает Кодаро-Удоканская горная страна, отмечалось еще П.А.Кропоткиным. Это - наиболее высокогорная часть Забайкальской россыпной субпровинции, рельеф которой был создан контрастными блоковыми движениями на фоне общего сводового изгиба поверхности вдоль оси рифтовых впадин, к числу которых относятся Муйская и Чарская котловины, причем наиболее контрастные движения приходились на середину и вторую половину плейстоцена, продолжаясь до настоящего времени (Проблемы..., 1968), о чем говорит и современная высокая сейсмичность территории. Характерной особенностью развития рельефа является проявление начавшегося в плиоцене позднекайнозойского базальтового вулканизма, главная фаза которого приходилась на ранний-начало среднего плейстоцена, а последняя, андезито-базальтовые лавы которой перекрыли стадияльные морены позднеплейстоценового оледенения, - на послеледниковое время. В пределах этой геоморфологической области располагаются золотоносные россыпные узлы Каларского района, а также Катугинское редкометалльное месторождение с его элювиально-склоновыми россыпями циркона, описанными В.В.Архангельской (Россыпи..., 2000). В пределы Северного Забайкалья, в низовье бассейна р. Колар распространяется также Средне-Витимский нефритоносный район с развитыми в его пределах элювиально-склоновыми и аллювиальными россыпями нефрита (см. рис. 4.19).

В пределах Южного и Восточного Забайкалья, на западе граничащего с Витимским нагорьем, а на востоке условно ограничиваемого подножьем хр. Олекминский Становик, могут быть выделены несколько морфоструктурно-геоморфологических областей. Самый западный фланг области образует блок, главными элементами которого являются горстовые хребты Хамар-Дабан и Джидинский (первый - со следами четвертичного горно-долинного оледенения), разделенные узкими впадинами байкальского типа. Крупнейшим россыпным объектом этой области является Джидинский район с его вольфрамовыми (гюбнеритовыми) и золотоносными россыпями. На формирование россыпей косвенное влияние оказал также четвертичный вулканизм; базальты, перегородившие на расстояние почти в 100 км долину р. Джиды ниже Модонкульского грабена, куда простирается нижняя часть Инкурской вольфрамовой россыпи, спровоцировали избыточную аккумуляцию

аллювия и почти 10-кратное увеличение мощности рудоносного пласта по сравнению с верхней частью россыпи (Быховский и др., 1980).

Примыкающая с востока морфоструктурная область, объединяющая бассейны рек Джиды, Селенга, Хилок, представляет собой систему средневысотных глыбовых денудационно-тектонических гор, гор с развитием уплощенных вершин - фрагментов мел-палеогеновой поверхности выравнивания, фиксированных каолиновой корой выветривания. По периферии, в области обрамляющего низкогорья, мелкосопочника и более низкого миоцен-плиоценового педиплена развита красноцветная кора выветривания. В пределах этой области располагаются аллювиальные вольфрамоносные россыпи Хилокской группы, а на севере, вблизи границы с Витимским нагорьем, в Еравненской впадине - Тулдунская (Еравненская) группа агатовых россыпей, сформированных за счет плиоцен-нижнечетвертичных миндалекаменных базальтов.

Даурское (Хилок-Даурское) сводовое поднятие, занимающее область Чикой-Ононского междуречья, также характеризуется богатой полиминеральной россыпной минерализацией. Это область развития массивных средневысотных хребтов глыбового денудационно-тектонического происхождения, пластику которых определяет сочетание альпинотипного рельефа с участками плоскогорий с фрагментами поверхности выравнивания. Подчиненное место занимают внутригорные впадины: линейные часто асимметричные грабены и дугообразные впадины, подчеркивающие морфоструктуру свода; об унаследованном характере части из них (Алтано-Кыринская впадина) говорит присутствие меловых песчаников. В пределах свода находятся обширный Чикойский полиминеральный (Au, Sn, W, RM) россыпной район, в составе которого вместе с соседней Шумиловской группой вольфрамитовых россыпей, было известно около 50 мономинеральных (золотых) и комплексных россыпей; Бальджиканская (Au, Sn) группа и Хапчерангинский россыпной район (Au, Sn, W), в свою очередь заключающий несколько рудно-россыпных узлов - Кыринский (Au), Былыринский, Хапчерангинский (Sn), Ингодинский (Sn, W).

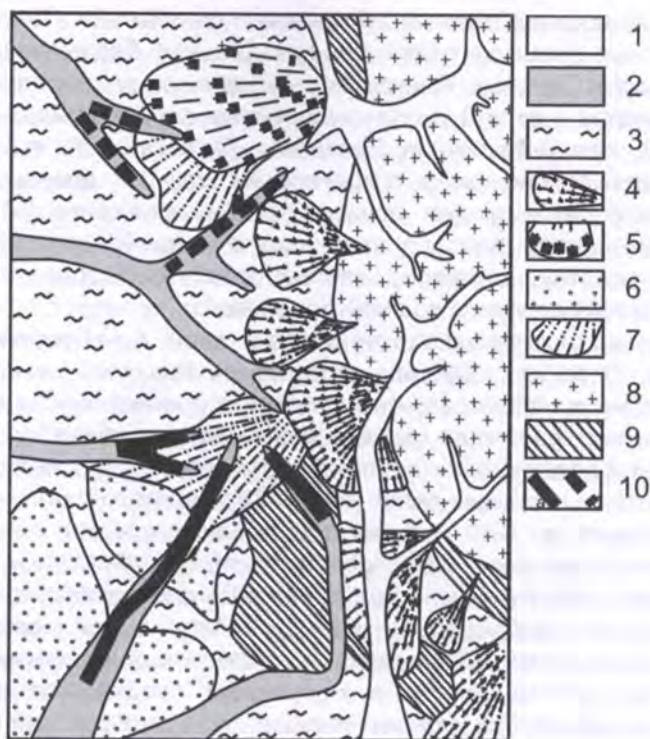
Самостоятельная Онон-Аргунская морфоструктурную область (Южное Забайкалье) отвечает Агинской палеозойской плите, составляющей северный фланг обширной Далайнорской депрессии, куда входят бассейн среднего и нижнего течения р. Онон, котловина Зун-Торейских озер и Приаргунье. Она характеризуется развитием рельефа "монгольского типа", с типичным для него сочетанием аридных и семиаридных денудационных и аккумулятивных озерно-аллювиальных равнин, обрамленных зонами миоценового педиплена и мелкосопочника и разделенных низко- и среднегорными пьедестальными хребтами, на водоразделах которых сохранились фрагменты палеогеновой поверхности выравнивания. В пределах этой области располагаются наиболее известные оловоносные, олово-вольфрамовые и редкометалльные россыпные районы и узлы Забайкалья, такие как Дурулгуйский (Sn), Борзинский с Шерловогорским рудно-россыпным узлом (Sn, W), Агинский (Орловско-Спокойненский) и Ононский (TaNb, Sn). Господство семиаридного и аридного литогенеза предопределило значительную роль, наряду с аллювиальными россыпями, пролювиально-аллювиальных (пожковых) и

делювиально-пролювиальные (падевых) россыпей. Таковы танталит-касситеритовые россыпи падей Зун-Килькинда и Барун-Килькинда, Правая Увальная и др. в Орловско-Спокойненском узле, касситеритовая россыпь пади Большой Ангатуй и др. в Дурулгинском районе, вольфрамит-касситеритовые с висмутином - падей Восточная, Заводская, Двурогая и др. в Шерловогорском узле. Они приурочены как к современным, так и к древним погребенным врезам, часто занимающим асимметричное положение по отношению к современным падам либо проявленным в современном рельефе в виде лишенных водотока завалуированных ложбин. Возраст этих россыпей варьирует от плиоценового до плейстоценового.

В краевых частях депрессий (Харанорской, Ары-Булакской) в качестве источников питания древних ложковых россыпей выступают также верхнемеловые конгломерато-брекчии, как это имеет место по обрамлению Адун-Челонского гранитного массива в Шерловогорском узле. Генетически эти образования представляют собой фангломераты пролювиальных конусов выноса и континентальных дельт (рис. 4.20); они имеют мощность от 30-50 м в проксимальной до 5-10 м в дистальной части конусов и характеризуются слабой оловоносностью (30-60 г/м<sup>3</sup> касситерита) (Оловоносные..., 1973).

Бассейн нижнего течения р. Шилка и Шилкинско-Аргунское междуречье (Юго-Восточное Забайкалье) представляют собой сводово-глыбовое мезозойское поднятие, облик которого определяют ориентированные в СВ направлении субпараллельные массивные средневысотные складчато-глыбовые горные хребты и кряжи (Нерчинский, Кукульбейский и Борщовочный и др.). Северная граница этой области может быть условно проведена вдоль южного подножья хребтов Олекминского Становика, по долине р. Белый Урюм. В пределах этой области располагаются крупнейшие золотоносные рудно-россыпные и россыпные районы Забайкалья - Могочинский, Сретенский (Сретенско-Каринский), Балейский, Шахтаминский, Приаргунский. Здесь же находятся также россыпные районы с комплексной олово-золотоносной минерализацией - Газимурский (включающий оловоносные россыпи Газимуро-Урюмканского узла), Шилкинский (Жарикенский), а в нижнем течении рек Ингода и Онон - также площади с комплексными редкометалльно-оловоносными россыпями (Завитинский узел и Кангинская группа россыпей).

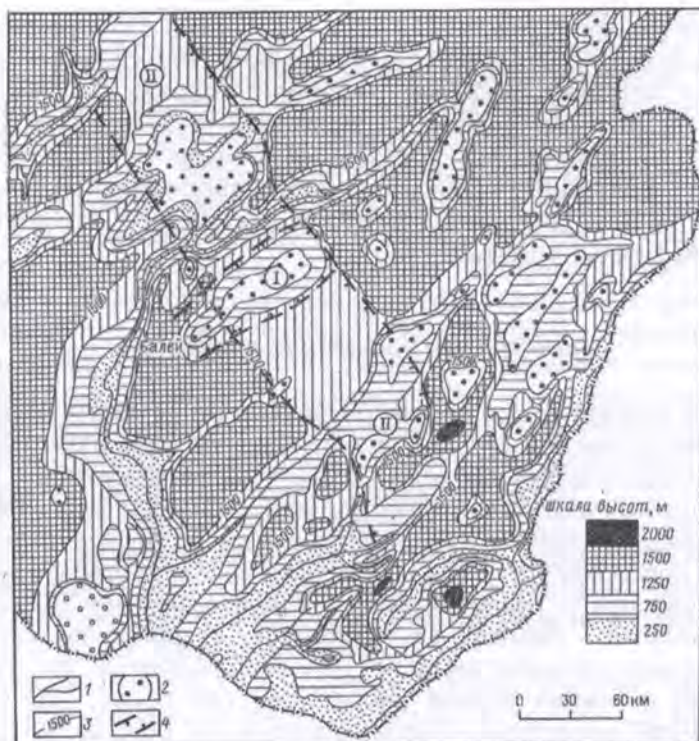
Помимо коренных источников, в питании россыпей данной территории участвуют также промежуточные осадочные золото- и оловоносные конгломераты юрского-нижнемелового возраста, формирование которых отмечает вскрытие коренных источников и формирование "наложенных терригенных впадин", во вторую фазу тектоно-магматической активизации территории (Щеглов, 1976). Золотоносные конгломераты ("шилкинские", "каменские") известны во многих позднемезозойских впадинах, в основном по обрамлению Борщовочного хребта, и по условиям залегания подразделяются Р.М.Файзуллиным (Проблемы..., 1970) на депрессионные (Балейский грабен, Кручининская, Ундино-Даинская, Усть-Карская, Куэнтинская впадины) и водораздельные (Урульгинская впадина). Классическим представителем этих образований являются золотоносные каменские конгломераты Балейского грабена, детально изучавшиеся С.Г.Мирчинк, Н.В.Петровской, З.Н.Киселевой. Они формировались в условиях теплого гумидного климата в крупной



**Рис. 4.20.** Ложковые и падевые оловоносные россыпи вблизи Адун-Челонского гранитного массива (Оловоносные..., 1973)

1 - отложения современных падей; 2-4 - верхний плейстоцен: 2 - красно-бурые суглинки - пролювиально-аллювиальные отложения погребенных логов, 3 - щебнистые супеси и суглинки верхней озерной террасы, 4 - щебнистые и дресвяные супеси конусов выноса падей; 5-7 - нижний мел: слабо сцементированные конгломераты пролювиальных конусов выноса рек, 6 - то же падей (суходолов), 7 - галечники озерной террасы ("древние пляжи"); 8-9 - верхняя юра: 8 - граниты кукульбейского комплекса, 9 - нижний-средний девон: кварц-биотит-хлоритовые сланцы и мраморизованные доломиты; 10 - россыпи касситерита современных (а) и погребенных (б) логов.

среднегорной долине СВ-ЮЗ направления, "нанизывающей" систему локальных грабенов (Лукинский, Каменский и др.) (Киселева, 2000) и входившей в систему консеквентной долинной сети юрско-мелового времени (Металлогения..., 1992) (рис. 4.21). Р.М.Файзуллин было показано, что формирование богатых четвертичных россыпей золота за счет депрессионных конгломератов шло поэтапно, через переотложение золота в неогеновые галечники, что сопровождалось резким сокращением мощности золотоносного слоя по сравнению с исходными конгломератами: в 5-7 раз в неогеновых и в 10-20 в четвертичных россыпях, и прогрессирующим концентрированием золота в 40-60 раз. Формирование молодых ложковых и долинных россыпей за



**Рис. 4.21. Реконструкция палеорельефа юрско-мелового периода развития Восточного Забайкалья (Металлогения..., 1992)**

1 - палеореки; 2 - обобщенные изогипсы; 3 - депрессии, выполненные угленосными осадками; 4 - зона линейных впадин: I - Ундино-Даинская, II - Нерча-Газимурская.

счет водораздельных конгломератов осуществлялось по более простой "одноэтапной" схеме, но также сопровождалось резким - 30-120-кратным концентрированием металла.

Во впадинах и по их обрамлению широко распространены также россыпи погребенной ложково-долинной сети, одно- и двухпластовые, часто не совпадающие с положением современных долин, как это имеет место в Казаковском, Мунгинском и Балейском узлах Балейского района, где они связаны как с коренными источниками, так и с каменскими конгломератами. Древнейшие из этих россыпей приурочены к палеодолинам, выполненным "белесой толщей" плиоценового возраста и содержат материал переотложения кор химического выветривания.

В целом Забайкалье обладает всеми чертами полиминеральной россыпной минерагении областей мезозойской тектоно-магматической активизации со свойственными этим областям типами россыпеобразующего оруденения. Особенности тектоно-геоморфологической эволюции россыпной

провинции (Геоморфологические..., 2006) в сочетании с внутриконтинентальной ее позицией и специфическим криогенным (на севере - временами ледовым) и аридно-криогенным морфолитогенезом (Симонов, 1972) определили возрастные рубежи и обстановки россыпеобразования и, в конечном итоге, полигенный профиль провинции и широкое развитие комплексных россыпей преимущественно флювиального ряда (при повышенной роли ложковых россыпей) и их молодой, преимущественно плиоцен-четвертичный возраст.

### ***Монгольская россыпная провинция***

Как уже подчеркивалось выше, основные тектонические и морфоструктурные элементы, контролирующие размещение россыпей в российской части Алтае-Саяно-Монголо-Забайкальской россыпной мегапровинции, продолжают на прилегающей территории Монгольской Народной Республики, определяя сходный минерагенический профиль и условия размещения и сохранности россыпей, что особенно хорошо видно на примере приграничных россыпных районов и рудно-россыпных полей (например, Джидинского и Южно-Хэнтэйского). Анализ же россыпной минерагении Монголии в самостоятельном разделе вызвано целесообразностью их компактного рассмотрения в рамках единой территории, тем более, что важнейшие особенности этой минерагении проанализированы в обзорах Ч.Хурца (1968), Н.А.Маринова с соавторами (Геология..., 1977) и в ряде др. работ.

В строении рассматриваемой провинции принимают участие сменяющие друг друга в восточном направлении герциниды Зайсано-Гобийского пояса, орогенно-складчатые сооружения каледонид Монгольского и Гобийского Алтая, салаириды Агардах-Озерной зоны и система микроконтинентов с докембрийским кристаллическим фундаментом Центральной и Восточной Монголии, обрамленных Южно- и Внутренне-Монгольскими поясами герцинской складчатости (Хаин, 2001). Вся территория Монголии и, особенно, ее восточные области подверглись активной тектономагматической активизации в мезозое и в позднем кайнозое, причем последняя сопровождалась байкальским рифтогенезом. Монголия - внутриконтинентальная горная страна, в среднем приподнятая над уровнем океана на 1500-1600 м, в рельефе которой преобладают среднегорные хребты типа возрожденных гор (хр. Монгольский и Гобийский Алтай, Хэнтэй и др.), нагорья со средними отметками поверхности около 3000 м (Хангайское), внутригорные котловины (Котловина Больших Озер). Восток территории занимает обширная Восточно-Монгольская денудационная равнина со слабо развитой современной и хорошо сохранившейся древней долинной сетью, а крайний юг - холмисто-увалистая денудационная равнина Гоби, занятая преимущественно каменистыми, реже песчаными пустынями (Геоморфологические..., 2006).

Эпигерцинский этап развития Монголии завершился формированием региональной поверхности выравнивания - триасово-раннеюрского пенеплена. Геоморфологический этап, в течение которого сформировался



современный рельеф территории, охватывает практически весь мезозой, когда началось формирование блоковой структуры возрожденных гор и заложение межгорных депрессий, занимаемых обширными озерными бассейнами, характерными для юрского, мелового, палеогенового и неогенового периодов. Важнейшее значение в этом цикле имело нарастание контрастности рельефа в конце юры - в мелу, сопровождавшееся заложением крупного внутриплатформенного бассейна Гоби на юге, и последовавшее за этим региональное выравнивание, озаглавленное формированием поздне мелового-палеогенового пенеплена, который служит важнейшим геоморфологическим репером при оценке последующих деформаций и денудационной деструкции (Чичагов, 1996). На фоне начавшегося в конце олигоцена нового этапа орогенного развития выделяется также эпоха мио-плиоценового выравнивания, озаглавленная формированием локальной поверхности выравнивания, сопряженной с полигенетическими равнинами межгорных котловин и впоследствии частично преобразованной процессами педипланации с формированием поверхности "бэлей". Итогом деструкции древнего пенеплена явилось также формирование островных гор (активных и пассивных) и вторично-расчлененных холмистых равнин. Последняя фаза активизации, начавшаяся на рубеже миоцена и плиоцена, сопровождалась рифтогенезом и излиянием базальтов в Прихубсугулье, на Хангайском нагорье и в некоторых других районах Монголии.

Территория Южной и особенно Восточной Монголии принадлежит к одной из крупнейших в Мире областей аридного морфолитогенеза, зародившегося в середине эоцена и развивавшегося по мере роста горных сооружений Высокой Азии и, особенно, в эпохи континентальных оледенений (см. главу 1.5). В результате был сформирован так называемый аридный пенеплен с типичными для него золовыми морфодинамическими системами, характеризующимися сочетанием деструктивных (дефляционных) каменистых пустынь и аккумулятивных песчаных массивов различного ранга и продолжительности развития (Чичагов, 1996).

Полиминеральный профиль россыпной минерализации Монголии определяют золото, олово, вольфрам, а в качестве второстепенной минерализации - некоторые виды россыпей ювелирно-поделочных камней (см. рис. 4.1). В качестве главных типов россыпеобразующего оруденения выступают: 1) для россыпей золота - золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и очень редко золото-редкометалльная формации; 2) для россыпей олова и вольфрама, часто комплексных оловянно-вольфрамовых, - главным образом, апогранитовая и касситерит-вольфрамит-кварцевая, реже легматитовая формации (Геология..., 1977. Т. 3). Основные россыпеносные площади (районы, узлы) расположены в восточной части Монголии на продолжении главных металлогенических зон, трассируемых сюда с территории Забайкалья, что обуславливает сходство россыпеобразующих формаций, истории условий формирования россыпей и их морфогенетических типов.

История разработки *золотоносных россыпей* Монголии насчитывает более 9-ти веков, в том числе новейшая история - около ста лет. Россыпи золота присутствуют во всех золотоносных зонах, но наиболее крупные из них располагаются в пределах Северо-Хэнтэйской (Могойская, Иуругольская,

Бугунтайская, Худэргольская группы россыпей), Южно-Хэнтэйской (Тэрэлджинская группа) и Баянхорской зонах. Коренные источники россыпей перечисленных выше рудных формаций имеют различный возраст; их формирование связано с раннемезозойским металлогеническим циклом (ТМА), в меньшей мере ассоциирует с верхнепротерозойским, раннекаледонским, раннегерцинским и позднегерцинским циклами. Наиболее полное наложение разновозрастной минерализации проявилось в Северо-Монгольской золотоносной металлогенической провинции. При этом россыпеобразующее золотое оруденение повторяет многие важнейшие черты такового в сопредельном Забайкалье, из которого на территорию Монголии продолжают главные золотоносные зоны. Так Джидинская зона фактически представляет продолжение редкометалльно-золотоносного пояса Западного Забайкалья, а ряд золотоносных районов Керуленской зоны обнаруживает близкое сходство с эпитермальным золоторудным оруденением Балейского и Дарасунского районов.

Формирование золотоносных россыпей охватывало промежутки времени, начиная с конца миоцена-начала плиоцена, и продолжалось весь четвертичный период. Большинство из них - типичные мономинеральные россыпи ближнего сноса, преимущественно аллювиальные (долинные, террасовые и погребенных тальвегов) в Северо-Хэнтэйской зоне и ложковые и пролювиальные конусы выноса, свойственные аридным обстановкам Баянхорской зоны.

Большинство россыпей Северо-Хэнтэйской зоны группируются в пределах Могой-Харганатского района и ассоциируют с рудопроявлениями и месторождениями золото-сульфидно-кварцевой формации (преимущественно с золото-пирит-арсенопиритовым типом минерализации) в связи с дайками и малыми телами диоритов и диорит-порфиритов верхнеюрского-нижнемелового возраста, прорывающими верхнепротерозойский зеленокаменный и нижнепалеозойский флишеидный комплексы. В морфоструктурном отношении они приурочены к северному флангу Хэнтэйского сводового поднятия, а внутри него - к кольцевым и горст-кольцевым морфоструктурам (рис. 4.22А). Уровень россыпеобразующего оруденения оценивается как достаточно глубокий (до 2000 м). Предполагается, что определенную роль в питании россыпей района сыграли также аналогичные забайкальским золотоносные меловые конгломераты, сохранившиеся в верховьях рек Могой-Гол, Куйтун-Гол и др.

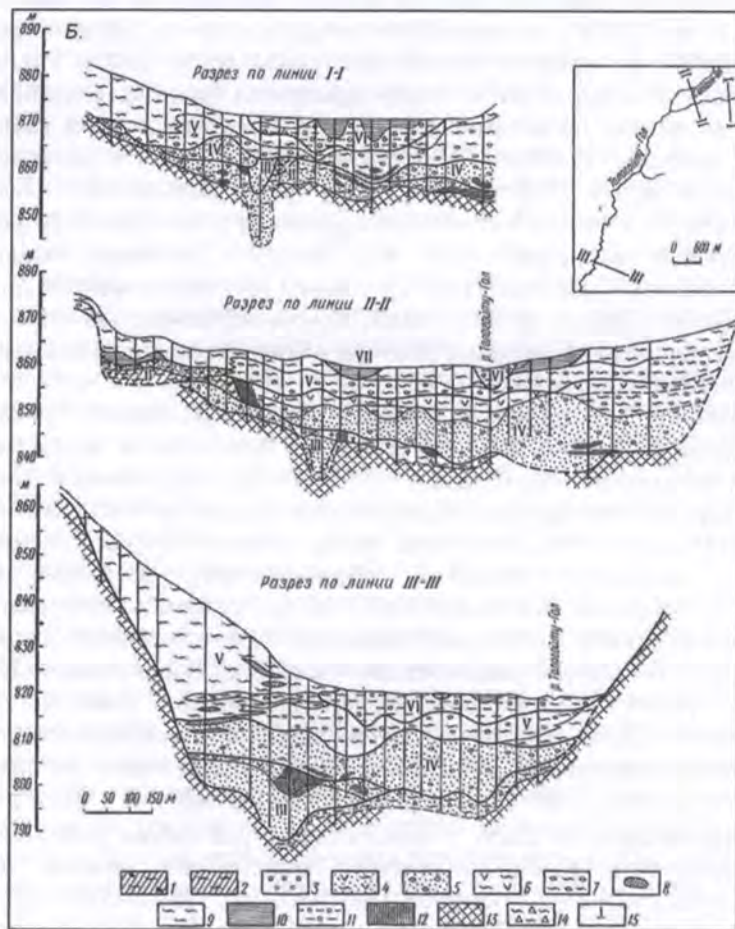
В качестве примеров россыпеносных площадей Северо-Хэнтэйской зоны можно назвать Бугунтайскую группу в пределах Могой-Харганатского рудно-россыпного района на северо-восточном фланге зоны. Россыпи залегают здесь в пределах унаследовано развивающихся долин, заключающих до шести аллювиальных комплексов, из которых древнейший, представленный буровато-красными галечниками и суглинками суммарной мощностью 10 - 13 м, имеет плиоценовый возраст. Условия залегания и взаимоотношение последующих пяти золотоносных комплексов, из которых комплексы II и III относятся к раннему плейстоцену, а комплексы IV, V и VI соответственно к среднему, позднему плейстоцену и голоцену, показаны на рис. 4.22Б. Нижний пласт россыпей, приуроченный в нижней части комплекса

IV, включает основную массу золота; верхний, прерывистый, приуроченный к комплексу V, значительно беднее. Источники россыпей, как показывает пример россыпи Тологойту, представлены зонами дробления и интенсивной гидротермальной проработки коренных пород верхнепротерозойского-нижнекембрийского возраста и располагаются непосредственной в плотике россыпи.

В южных отрогах Хангайского нагорья располагается Баянхонгорский золотоносный район, основные перспективы которого связаны с россыпями. Их источниками послужили кварцевые жилы и прожилковые зоны, локализующиеся в протерозойских слюдяных сланцах и в палеозойских сланцах в зоне экзоконтакта верхнепалеозойского гранитного массива, иногда - оруденение скарнового типа. Россыпи группируются по юго-западному флангу Хангайского сводового поднятия, преимущественно в пределах локальных горстов, осложняющих зону умеренного воздымания (рис. 4.23А). Они приурочены к долинам временных водотоков и представлены как аллювиальным, так и в большинстве своем аллювиально-пролювиальным (ложковым) и пролювиальным (конусы выноса) типами. Наиболее протяженная из них ложковая россыпь Мухор-Эриг имеет длину около 5 км при ширине от 40 до 200 м и приурочена к толще плохо сортированных осадков песчано-гравийно-щебнистого состава мощностью от 0.5 до 7 м. Рудный пласт литологически не выражен и характеризуется весьма неравномерным содержанием золота, неокатанного и достаточно крупного (2-3 мм), часто в сростках с кварцем. Собственно пролювиальные россыпи конусов выноса располагаются вдоль борта депрессий и грабен-долин. Они имеют протяженность до 3 км при ширине промышленного контура от 20 до 100 м и характеризуются в продольном направлении быстрым нарастанием суммарной мощности золотоносных отложений (от первых метров до 50-70 м) и расщеплением рудного пласта. Характерной особенностью этих россыпей является ступенчатое погружение плотика в зоне ограничивающих депрессии активных разломов (рис. 4.23Б).

*Оловянные и оловянно-вольфрамовые россыпи субпровинции* сосредоточены в восточной части страны, в основном в пределах Южно-Хэнтэйской зоны (района), которая, по существу, представляет собой юго-западное продолжение Даурского россыпного района Забайкалья (рис. 4.1). В геолого-структурном отношении она приурочена к юго-восточному склону Хэнтэйского сводового поднятия, обрамленному системой грабенов, выполненных юрскими-нижнемеловыми базальтоидами, континентальными нижнемеловыми угленосными и неогеновыми и четвертичными осадками.

В пределах района выделяется несколько оловянно-вольфрамовых россыпных узлов: Жанчублинский, Модотинский, Баян-Ундурский и Верхнеононский. Большинство россыпей района являются комплексными оловянно-вольфрамовыми с различным соотношением касситерита и вольфрамита ( $\text{Sn}/\text{WO}_3$ ), меняющимся как от месторождения к месторождению, так и в пределах одной россыпи от пласта к пласту. В целом, россыпная олово-вольфрамоносность Южно-Хэнтэйского района во многом повторяет особенности аналогичных россыпей Центрального Забайкалья. В строении района принимают участие метаморфические сланцы и кварцитоподобные



**Рис. 4.22. Положение рудно-россыпных золотоносных узлов в пределах морфоструктур Северо-Хэнтэйской золотоносной зоны (А) и строение россыпей Бугунтайской группы (Б) (по Н.Я.Болотовой (Геология..., 1977, Т. 3))**

А: 1 - осевая часть Хэнтэйского свода; 2 - Селенгинская зона - область относительного опускания; 3-5 - блоки краевой части Хэнтэйского свода, испытавшие: 3 - интенсивное, 4 - умеренное, 5 - слабое поднятие; 6 - впадины; 7 - разломы; 8 - россыпи золота; 9 - коренные месторождения (а) и проявления (б) золота. Рудно-россыпные узлы: I - Хара-Ямату, II - Боротский, III - Дзун-Модо, IV - Харагольская гр-а, V - Могойская, VI - Иургольская, VII - Бугунтайская, VIII - Худэргольская группы россыпей.

Б: 1-2 - отложения второго (II) комплекса: 1 - суглинистые галечники, 2 - суглинки со щебнем; 3-4 - отложения третьего (III) комплекса: 3 - глинистые пески, 4 - щебень с песком и суглинком; 5-6 - отложения четвертого (IV) комплекса: 5 - галечники, 6 - суглинки со щебнем; 7-9 - отложения пятого (V) комплекса: 7 - галечники, 8 - погребенная почва, 9 - суглинки лессовидные с мелким щебнем; 10 - иловатые почвы, 11 - галечники с линзами песков; 12 - золотоносные пласти; 13 - породы плотика; 14 - приплотиковый элювий; 15 - буровые скважины.

песчаники верхнего протерозоя-нижнего кембрия и девонские терригенные породы, а также гранодиориты и граниты верхнепалеозойского возраста. Россыпеобразующая оловянно-вольфрамовая минерализация представлена различными формационными и морфологическими типами: апогранитами, грейзенами (в т.ч. цвиттерами), кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-турмалиновыми жилами - и ассоциирует с поздне триасово-раннеюрскими редкометалльными гранитами жанчублинского комплекса (Геология..., 1977, Т. 3). Это определяет присутствие в некоторых россыпях также редкометалльных минералов - танталит-колумбита и микролита, а в отдельных случаях - формирование комплексных олово-редкометалльных россыпей, примером которых могут служить элювиально-склоновые россыпи Урту-Годзгор и Западная в Жанчублинском узле, образовавшиеся за счет коры выветривания альбит-лепидолитовых гранитов.

Основными морфогенетическими типами оловянно-вольфрамовых россыпей Южно-Хэнтэйского района являются аллювиально-пролювиальные (ложковые) и аллювиальные россыпи. Наиболее значительные из них установлены в Модотинском и Жанчублинском рудно-россыпных узлах. Модотинский вольфрамово-оловоносный рудно-россыпной узел отличается наибольшей продуктивностью россыпей, среди которых россыпь Баян-Мод, запасы Sn и  $WO_3$  в которой оценивались в 30 тыс.т, представляла самое крупное россыпное месторождение олова на территории Монголии. Россыпи узла располагаются в контуре и в приконтактной зоне относящегося к жанчублинскому комплексу Модотинского гранитного массива площадью около 500 км<sup>2</sup>, который контролируется секущим по отношению к структурам Хэнтэйского свода разломом северо-восточного направления. Оловянно-вольфрамовое оруденение представлено жильным и грейзеновым типами касситерит(вольфрамит)-кварцевой формации и локализовано как в самих гранитах, так и во вмещающих верхнепротерозойских гнейсах и кристаллических сланцах, инъецированных жилами пегматитов, содержащих

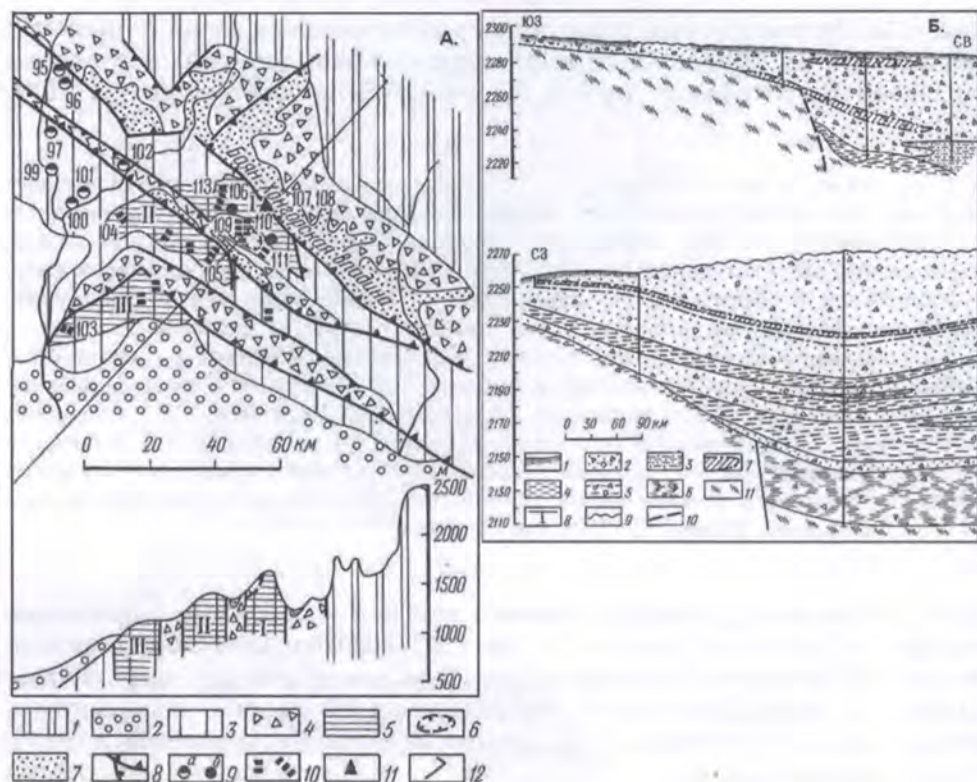


Рис. 4.23. Размещение золотоносных россыпей в морфоструктурах Баянхонгорской золотоносной зоны (А) и строение пролювиальной россыпи конуса выноса Бухта (Б) (по данным В.Я.Айдзерзиса (Геология..., 1977. Т. 3))

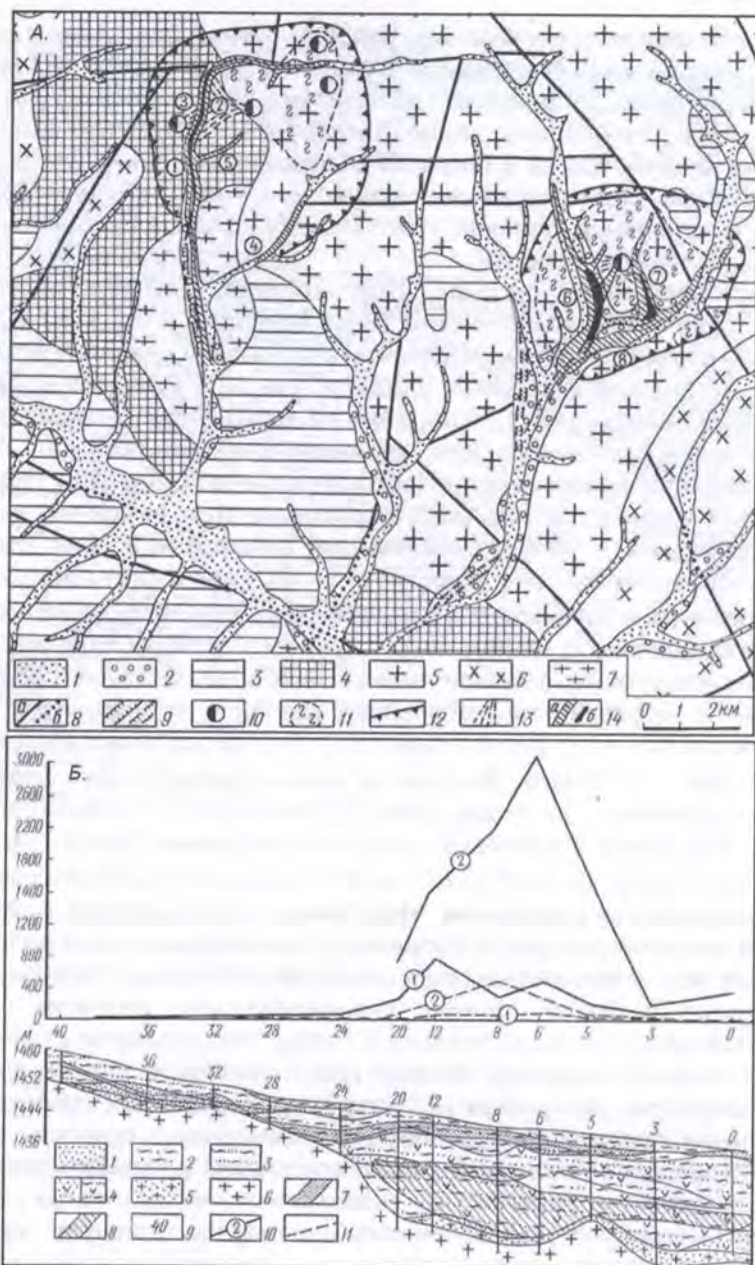
А: 1 - осевая часть Хангайского сводового поднятия; 2 - Долиноозерская депрессия; 3-6 - блоки краевой части Хангайского свода: 3 - испытывавшее интенсивное, 4 - умеренное поднятие, 5 - горсты, осложняющие поднятые блоки (I - Джаргаланту-Нур, II - Далангин-Нуру, III - Дангин-Дель-Нуру), 6 - грабены; 7 - участки развития неоген-четвертичных отложений, 8 - разломы, выраженные в рельефе тектоническими уступами; 9-11 - россыпи золота: 9 - аллювиальные, современные (а) и неоген-нижнечетвертичные (б), 10 - аллювиально-пролювиальные, 11 - пролювиальные; 12 - линия профиля. 95-111 - номера россыпей.

Б: 1 - почвенно-растительный слой; 2 - песчано-гравийно-щебнистые отложения; 3 - суглинки; 4 - супеси со щебнем; 5 - бурые супеси со щебнем; 6 - красноцветные глины и суглинки в гальке и щебнем; 7 - золотоносные пласты; 8 - буровые скважины; 9 - стволы старых выработок; 10 - разломы; 11 - породы плотика.

турмалин. В целом среднегорный рельеф территории сменяется вдоль магистральных долин III-IV порядка участками холмисто-увалистого рельефа с широко развитыми долинными педиментами. В пределах узла хорошо сохранились древние долины, как не освоенные последующей эрозией, так и в виде погребенных врезов в пределах современных долин. Они выполнены красноцветными образованиями верхнеплиоценового-нижнечетвертичного возраста, с которым в долинах унаследованного развития связан нижний приплотиковый пласт россыпей.

Пространственно россыпи группируются на двух разобщенных участках - собственно Модотинском (Баян-Модском) и Худжиханском (рис. 4.24А) - и характеризуются значительным генетическим диапазоном; среди них известны элювиально-склоновые (россыпи участков Средний и Дальний и правого борта Большого Лога), ложковые (XII лога, I Касситертового лога, I, II и III логов - левых притоков р. Прав. Худжихан, Большой Лог), аллювиальные современных и погребенных долин (россыпи Баян-Мод, Бургаста, Прав. и Лев. Худжихан). Большинство россыпей характеризуется высокими концентрациями касситерита и сопутствующего ему вольфрамита. Они отличаются значительной изменчивостью отношения  $\text{Sn}/\text{WO}_3$  как в силу неоднородности состава коренных источников, так и различной устойчивости обоих минералов при транспортировке. В целом, по сравнению с другими типами россыпей, элювиально-склоновые россыпи имеют наиболее высокое содержанием вольфрамита, особенно на небольшом удалении от источника питания; отношение  $\text{Sn}/\text{WO}_3$  в них равно в среднем 3, но на отдельных участках может приближаться к 1. Однако, быстрое истирание вольфрамита способствует заметному снижению его содержания в ложковых и, особенно, долинных россыпях. Например, в ложковых россыпях отношение  $\text{Sn}/\text{WO}_3$  варьирует в пределах от 1.3:1 (россыпь XII лога), до 29:1 (россыпь I Касситеритового лога).

Среди ложковых россыпей Модотинского узла своими размерами и строением выделяется россыпь Большого Лога на Худжиханской площади. Как и большинство оловоносных россыпей прилегающего Забайкалья, она располагается в малой долине унаследованного развития, с двумя комплексами металлоносных осадков, и соответственно имеет двухпластовое строение. Нижний, наиболее богатый пласт, заключающий 3/5 суммарных запасов россыпи, приурочен к толще красноцветных пролювиально-аллювиальных осадков плиоцен-нижнелейстоценового возраста и обычно занимает асимметричное положение по отношению к тальвегу современной долины, верхний - залегает в сероцветных четвертичных ложковых отложениях. Отметим две отличительные черты строения россыпи. В продольном сечении россыпи отчетливо различаются два участка - собственно ложковая россыпь шириной 80-100 м и россыпь пролювиального конуса выноса, располагающаяся при слиянии лога с долиной р. Лев. Худжихан. В этой части россыпи происходит резкое увеличение мощности металлоносных осадков до 50 и более метров и расширение контура обоих пластов до 1 и более км; здесь же сосредоточены основные запасы месторождения. Такие же особенности отличают строение золотоносных пролювиально-аллювиальных россыпей Баянхонгорского района. Вторая особенность россыпи, вообще довольно типичная для комплексных оловянно-вольфрамовых россыпей



(Патык-Кара, 1976), состоит в том, что в разрезе россыпи проявлена отраженная зональность коренного источника, выражением которой является изменение соотношения касситерита и вольфрамита. В данном случае нижний, более древний пласт, характеризуется более высоким содержанием вольфрамита - около  $20 \text{ г/м}^3$  при соотношении  $\text{Sn}/\text{WO}_3=3$ , по сравнению с верхним пластом (содержание вольфрамита  $120 \text{ г/м}^3$ ,  $\text{Sn}/\text{WO}_3 \geq 4$ ), это



**Рис. 4.24. Размещение вольфрамово-оловянных россыпей Модотинского рудно-россыпного узла, Южно-Хэнтэйский россыпной район: А - план, Б - разрез (по данным Л.З.Быховского и др. (Геология..., 1977. Т. 2))**

А: 1 - верхнеплейстоценовые-голоценовые отложения поймы; 2 - верхне-среднеплейстоценовые отложения 1-й террасы; 3 - верхнепермские песчаники, конгломераты, алеволиты; 4 - верхнепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы; 5 - верхнетриасово-нижнеюрские граниты жанчублинского комплекса; 6 - каменноугольные адамеллиты, гранодиориты, плагиограниты; 7 - нижнепалеозойские граниты, гранодиориты, гранит-порфиры; 8 - разломы: установленные (а) и перекрытые рыхлыми отложениями (б); 9 - древние долины, установленные и предполагаемые; 10 - оловянно-вольфрамовые рудопроявления; 11 - грейзенизированные граниты; 12 - граница рудных полей; 13-14 - россыпи: 13 - склоновые, 14 - аллювиальные и ложковые; верхний (а) и нижний (б) пласты. Россыпные месторождения и участки (цифры в кружках): 1 - Баян-Мод, 2 - Средний, 3 - Дальний, 4 - Бургаста, 5 - XII Лог, 6 - Правый Худжихан; 7 - Большой Лог, 8 - Левый Худжихан.

Б: 1 - глинистый песок; 2 - сероцветные суглинки с галькой и гравием; 3 - сероцветные супеси с галькой и гравием; 4 - красноцветные пески, суглинки, супеси с галькой и гравием; 5 - дресвяная кора выветривания гранитов; 6 - граниты; 7-8 - продуктивные пласты россыпи: 7 - верхний, 8 - нижний; 9 - разведочные линии; 10-11 - графики изменения линейных запасов: 10 - касситерита (цифрами обозначены: 1 - верхний, 2 - нижний пласт), 11 - вольфрамита.

указывает на то, что на первом этапе формирования россыпи вскрывались рудные тела, более обогащенные вольфрамитом.

Аллювиальные россыпи узла (Баин-Мод, Лев. и Прав. Худжихан), заключающие основные запасы металла, характеризуются сходными чертами. Это линейные однопластовые (в верховьях) и двухпластовые (ниже по течению) залежи, залегающие в долинах унаследованного развития. Наиболее крупная из них россыпь Баин-Мод имеет протяженность до 12 км при ширине от 40 м (в верховьях) до 600 м и более (в среднем и нижнем течении). Как и в ложковых россыпях, нижний, погребенный, пласт россыпи приурочен к красноцветам плиоцен-нижнечетвертичного возраста, и, будучи размыт, на некоторых участках россыпей отсутствует, верхний - залегают в сероцветном аллювии средне-верхнеплейстоценового возраста. В продольном разрезе россыпей наблюдаются заметные колебания мощности пластов, содержания и соотношения обоих полезных компонентов (рис. 4.24Б), что отражает привнос рудоносного материала из источников, расположенных в плотике и на бортах долины и вынос его боковыми притоками, а также тот факт, что формирование россыпей происходило на фоне продолжающихся блоковых движений. Россыпи Модотинского узла, открытые еще в начале 1940-х годов, успешно эксплуатируются на протяжении нескольких десятилетий.

Единичные россыпи и россыпные проявления касситерита и вольфрамита известны также в Южно-Гобийском районе (см. рис. 4.1). Они образуют две обособленные группы в контуре рудного поля вольфрамово-оловянного месторождения Хара-Мориту и оловянного рудопроявления Халцзан-Ул. Россыпеобразующее оруденение на обоих участках ассоциирует

с грейнезированными гранитами и апогранитами халцзанульского комплекса раннемезозойского возраста и представлено прожилково-штокверковыми зонами в метасоматически измененных гранит-порфирах, а также минерализованными зонами брекчирования и милонитизации во вмещающих песчано-сланцевых породах, содержащими касстерит, вольфрамит, шеелит, турмалин, флюорит, сульфиды. Гранитные купола выражены в рельефе как окруженные пьедесталами останцовые возвышенности ("аридный пенеплен" В.И.Чичагова (2006)), на поверхности которых развит чехол щебнисто-дресвяно-песчанистых элювиально-склоновых отложений мощностью до 1 м прерывистого распространения, содержащих высокие, но весьма неравномерные концентрации касситерита и вольфрамита. В обогащении слоя важную роль играют дефляционные процессы, обеспечивающие остаточную концентрацию тяжелых минералов в маломощном приповерхностном слое; они же обусловили прерывистость покрова, обнажив выходы скальных пород. Склоны возвышенностей дренируются радиальной системой неглубоких логов с крутым продольным профилем и протяженностью не более 4 км, выполненных несортированными маломощными щебнисто-дресвяно-песчанистыми ложковыми отложениями. Содержания рудных минералов в ложковых россыпях весьма высокие, но неравномерные, и запасы россыпей ограничены. Все россыпи группы Хара-Мориту являются комплексными вольфрамит-касситеритовыми при соотношении Sn/WO<sub>3</sub> от 1:3 до 1:25, россыпи Халцзанульского поля - преимущественно касситеритовыми. За пределами обеих площадей также широко распространены шлиховые ореолы вольфрамита, шеелита, касситерита, в т.ч. деревянистого олова.

Из других россыпей цветных металлов на территории Монголии следует упомянуть также россыпные проявления вольфрамита (гюбнерита) в аллювиальных россыпях Джидинского района, представляющего южный фланг одноименного россыпного района на территории Забайкалья.

На южном склоне Монгольского Алтая известна группа небольших промышленных россыпей *ювелирного граната-альмандина* (месторождение Алтан-Худук), источником которых являются гранат-биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, содержание граната в которых может достигать 70%. Скопления минерала, представленного зернами размером 5-10 мм и более, образуют поверхностную ("пленочную") залежь на глубине 5-10 см и представляют собой остаточную элювиально-дефляционную россыпь в верхнем слое коры выветривания (ср. с участком Хара-Мориту). Содержания альмандина в россыпи оцениваются в 20 кг/м<sup>3</sup>.

С верхнеюрско-меловыми миндалекаменными базальтами связаны элювиально-склоновые *россыпи агата и сердолика* в Южно- и, особенно, в Восточно-Гобийском районах. Примером может служить россыпное месторождение Их-Джаргалан в районе курорта Далан-Туру, представляющее близповерхностную площадную залежь, занимающую площадь 1.5×2 км. Месторождение характеризуется весьма высокими декоративными качествами сырья, запасы которого оценивались в 126 т при среднем содержании около 2 кг/м<sup>3</sup>. В том же районе известна также элювиальная *россыпь сапфирина*, запасы которой, по данным Ю.О.Липовского и Э.В.Серезниковой, ориентировочно оценены в 200 т (Геология..., 1977. Т. 3).

По данным тех же авторов, имеются перспективы выявления *россыпей пиропса и хризолита* в связи с верхнеплиоцен-нижнечетвертичными оливиновыми щелочными базальтами (в том числе эруптивными брекчиями жерловой фации) Хангайского нагорья, излияния которых контролировались зоной субширотного Тамиргольского разлома и оперяющими его трещинами.

#### 4.1.5. Россыпная минералогия Тянь-Шаня и прилегающих киммерийско-альпийских сооружений

Россыпную минералогическую складчатых орогенных сооружений южного фланга Центрально-Азиатского пояса (ЦАСОП) - каледонид Северного и герцинид Южного Тянь-Шаня - имеет смысл рассматривать совместно с примыкающими с юга киммеридами-альпидами Южного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, образующими единую высокогорную страну, характеризующуюся нарастанием контрастности рельефа, которое было спровоцировано произошедшим в конце эоцена столкновением Индийской и Евразийской плит.

Профиль россыпной минерализации этой территории складывался под влиянием:

- сочетания ансамблей разнородных по строению и возрасту блоков складчатого основания, в строении которых участвуют породы широкого возрастного диапазона - от докембрийского складчатого основания до палеогеновой молассы и вулканитов среднего-кислого состава и даже олигоцен-миоценовой молассы, также частично деформированной;

- начавшегося в эоцене коллизионного орогенеза, создавшего складчатые и складчато-глыбовые сооружения хребты Памира-Гиндукуша и возрожденные горы Тянь-Шаня, с характерными для них высокогорным рельефом, обеспечивающим значительный вертикальный диапазон вскрытия потенциально россыпеобразующего оруденения;

- вертикальной яркостью морфолитогенеза - от аридного и семиаридного на аккумулятивных и денудационно-аккумулятивных равнинах внутригорных впадин до ледового и нивального в альпийской зоне гор и на высокогорных плато.

Соответственно, россыпная минералогия территории характеризуется:

1. Широким набором минеральных типов россыпей: от традиционных, золотоносных, отработывавшихся с глубокой древности (иногда с примесью Os, Ir и Pt, как, например, в Карасуйском и Атбашинском районах Киргизии), и оловоносных, преимущественно непромышленных (хр. Каратау, Восточный Памир и др.), до редких (россыпи ювелирных камней Памира, преимущественно элювиальные и склоновые) и "экзотических" россыпей, возникновение которых обусловлено специфическим аридным литогенезом (Патык-Кара, 1995).

2. Абсолютным преобладанием россыпной формации растущих гор (РФ<sub>1</sub>), характеризующейся приоритетом аллювиальных (и водно-ледниковых) долинных и террасовых россыпей во врезающихся долинах в сочетании с аллохтонными пролювиальными россыпями конусов выноса и континентальных дельт во внутригорных впадинах.

3. Достаточно узким (неоген)-четвертичным возрастным диапазоном промышленного россыпеобразования, но при участии ископаемых россыпей.

В связи с этим отметим, что, рассматривая эволюцию россыпеобразования в области каледонид-киммерид-альпид Тянь-Шаня, А.Г.Лузановский, наряду с эпохами формирования россыпей, отвечающими собственно орогенному этапу развития территории, выделяет также несколько более древних уровней россыпеобразования, отмеченных металлонесными конгломератами и песчаниками, древнейшим из которых является вендский уровень концентрации золота и тяжелых минералов в составе молассовой формации в Среднем Тянь-Шане (верховье р. Бол. Нарын) (Россыпи..., 1991. Ч. 1). Тот же автор указывает, что условия для россыпеобразования в регионе неоднократно возникали в палеозое, о чем свидетельствуют концентрации золота, высокоустойчивых тяжелых минералов, и даже киновари в виде "рудной гальки" (Туркестан-Алайская зона) на нескольких стратиграфических уровнях: в раннем кембрии, ордовике - раннем силуре, среднем-позднем девоне, раннем карбоне и перми.

В мезозое наиболее определенно выделяется средне-позднеюрская эпоха россыпеобразования, отмеченная во многих, в том числе высокогорных, районах Средней Азии (Ферганский, Гиссарский и др. хребты) повышенными концентрациями золота (до 6 г/т), платиноидов, минералов титана и циркона в базальной части залегающих на погребенном пенеплене угленосно-терригенных разрезов, причем продуктивность базальных слоев определяется наличием юрских палеорусел. По данным А.Г.Лузановского, их примером могут служить литифицированные юрские россыпи, известные в Ферганской и Таджико-Афганской депрессиях, образовавшиеся за счет перемыва каолиновой триас-юрской коры выветривания. В перекрывающих гравелитах и песчаниках выявлены высокие содержания тяжелых минералов, образующие типичную минеральную ассоциацию комплексных россыпей (Россыпи..., 2005).

Более широко проявлена золотоносность конгломератов в составе позднемиоценовых и, особенно, неогеновых молассовых формаций, последних - на промышленном уровне. Их представителем являются описанные А.А.Сапрыкиным неогеновые золотоносные конгломераты Предпамирского молассового прогиба (Россыпи..., 1991. Ч. 1). За счет перемыва этих конгломератов на фоне продолжающегося воздымания горной страны, были сформированы ниже-среднеплейстоценовые валунно-галечные конусы выноса, золотоносность которых заметно превышает таковую в исходных толщах, в свою очередь давшие начало серии террасовых и долинных россыпей, многие из которых были отработаны уже в глубокой древности. Примером таких россыпей может служить узел р. Ях-су. И.А.Мезгин и др. указывают, что на строение таких пролювиальных россыпей часто оказывают влияние активные тектонические уступы.

Генетический спектр золотоносных россыпей высокогорий довольно широк. Только на территории Кыргызстана известны элювиальные (Суртансары, Кумколь), склоновые (Иштамберды, Андагул), пролювиальные и аллювиально-пролювиальные (Сусамыр, Зап. Каракол,), аллювиальные (россыпи Чаткала, Сандалаш, Сусамыр, Нарын), флювиогляциальные (Сарыджас, Аксай, Чон-Кемин) россыпи (по данным Ш.Т.Текенова и др.

(Россыпи..., 1991. Ч. 1)). В их формировании, наряду с коренными источниками, принимали участие олигоцен-миоценовые красноцветы и конгломераты зоплейстоценового возраста (Г.Н.Колосова и др., там же). Четвертичные аллювиальные и пролювиальные россыпи золота - это главные промышленные россыпные объекты региона, отработка которых, в том числе и в высокогорной зоне на отметках 2000-2600 м, периодически осуществлялась в I-III, VII-X вв. н.э., в 90-е годы XIX - 80-е годы XX вв. Широко известны также "Дарвазские россыпи" Таджикистана и Памира, обрабатывавшиеся в 1920-30-х годах Журавско-Покорским прииском. По современным оценкам А.Г.Лузановского и др., общая масса золота в россыпях Дарваза и Памира оценивается в 4 тыс.т при среднем содержании металла 0.1 г/м<sup>3</sup>. Определенные перспективы связаны также с современными аллювиальными (русловыми) россыпями высокогорий Южного Узбекистана и Афганистана (долинами рек Пяндж, Вахш, Кокча, Кафирниган), причем в большинстве случаев источниками золота являются не только золоторудные поля, но золотоносные неогеновые конгломераты, к участкам размыва которых приурочены повышенные концентрации металла. В зоне среднегорий (например, в западных отрогах Туркестанского и Зарафшанского хребтов) также известны россыпи золота, преимущественно пролювиальные (конусов выноса и пересыхающих русел), частично обрабатываемые старателями. По мнению А.А.Сапрыкина, именно прогрессирующее воздымание горной страны с поэтапным переотложением металла на фоне постепенного сокращения площади впадин явилось главным фактором концентрирования металла до уровня промышленных содержаний.

Отличительной особенностью четвертичных россыпей рассматриваемой россыпной провинции является их формирование в условиях аридных и семиаридных обстановок, что определило некоторые специфические черты строения россыпей, отмеченные выше в главе 1.5 (см. также (Шило и др., 1994; Патык-Кара, 1995)). Особенность этих литогенетических обстановок составляет широкое распространение россыпей, формировавшихся при участии дефляционных процессов, что особенно характерно для внутригорных впадин и межгорных бассейнов Тянь-Шанской россыпной провинции. При этом дефляционное остаточное обогащение не только заметно повышает концентрации металла в поверхностном слое золотоносных россыпей, но и создает некоторые своеобразные минеральные виды остаточных россыпей, как например, песчано-желваковые россыпи фосфатных, песчано-железистых и буро-железняковых конкреций, часто с высокими содержаниями Ag (до 20 г/т) на разрушаемой поверхности мел-палеогеновых отложений, остаточные валунно-галечные дефляционные россыпи поделочного сырья (кахалонга, окаменелого дерева, халцедона), представляющие объекты старательской отработки. Как отмечает А.Г.Лузановский, этот генетический тип россыпей особенно характерен для зоны пьедесталов мелкосопочника, такыров и бессточных котловин, однако встречается также и в каменистых высокогорных пустынях (Памир).

#### 4.1.6. Восточно-Австралийская россыпная мегапровинция

За пределами Евразии наиболее значительной россыпной полиминеральной мегапровинцией, связанной с древними орогенно-складчатыми поясами, является Восточно-Австралийская, заключающая крупнейшие золотоносные россыпи шт. Виктория (район Балларат-Бендиго), оловоносные россыпи Кейп-Йорк, Нью-Ингленда, Тасмании, алмазоносные россыпи шт. Новый Южный Уэльс, а также россыпи ювелирного сапфира в связи с молодыми щелочными базальтами и некоторые другие минеральные типы россыпных проявлений. В целом россыпной профиль этой мегапровинции может быть определен как **Au, Sn, алмазы, ЮПК**. К этому следует добавить богатейшую россыпную минерализацию в виде комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов (или титано-циркониевых россыпей), образующих примыкающую зону протяженностью более 1300 км, простирающуюся практически вдоль всего восточного побережья Австралии от м. Кейп на севере и включая шт. Новый Южный Уэльс (НЮУ) на юге. По отношению к этой шельфовой провинции орогенно-складчатые сооружения Восточной Австралии служат областью сноса (см. **рис. 3.45**).

В структурном отношении мегапровинция совпадает с Тасманским орогенно-складчатым поясом палеозойско-раннемезозойского возраста, занимающим восточную часть континента от п-ова Йорк на севере до о-ва Тасмания включительно на юге. Фрагментом этого пояса является также обособившаяся в мезозое Новая Зеландия (Новозеландская россыпная провинция). Граница пояса с Австралийским кратоном на значительном протяжении скрыта под молодым платформенным чехлом. На крайнем юго-западе в бассейне нижнего течения р. Муррей пояс граничит с выступом платформы и древним складчатым поясом Аделаида, вмещающим месторождение Брокен-Хилл (Хаин, 2001). Юго-западная часть пояса, выделяемая под названием Лахланской, сложена породами кембрийского-девонского возраста, в состав которых входят кембрийские офиолиты, раннесилурийские метаморфические породы и силур-девонские турбидиты, глинистые сланцы, вулканогенно-обломочные образования, прорванные силурийско-девонскими гранитами (395-360 Ma). Кайнозойские вулканогенные образования представлены щелочными базальтами трех генераций: палеоцен-раннеэоценовыми, олигоцен-раннемиоценовыми и плиоценовыми.

Осевая часть пояса выражена в рельефе Большим Водораздельным горным хребтом (Great Dividing Range) с отметками от 1000-1500 м, максимальными - до 1600-2228 м (г. Костюшко) на южном его фланге, где сохранился альпийский рельеф, и сопряженными с ним участками низкогорья (район Кобар), денудационными плато (Балларат-Бендиго) и базальтовыми вулканическими плато.

Крупнейшим и самым знаменитым россыпным районом рассматриваемой мегапровинции является **золотоносный район Балларат-Бендиго** в шт. Виктория, открытие и начало освоения россыпей которого в 1851 г. стимулировала первую в новейшей истории "золотую лихорадку". Золоторудные и золотороссыпные месторождения района, занимающего площадь более 400 тыс. км<sup>2</sup>, сосредоточены в основном в

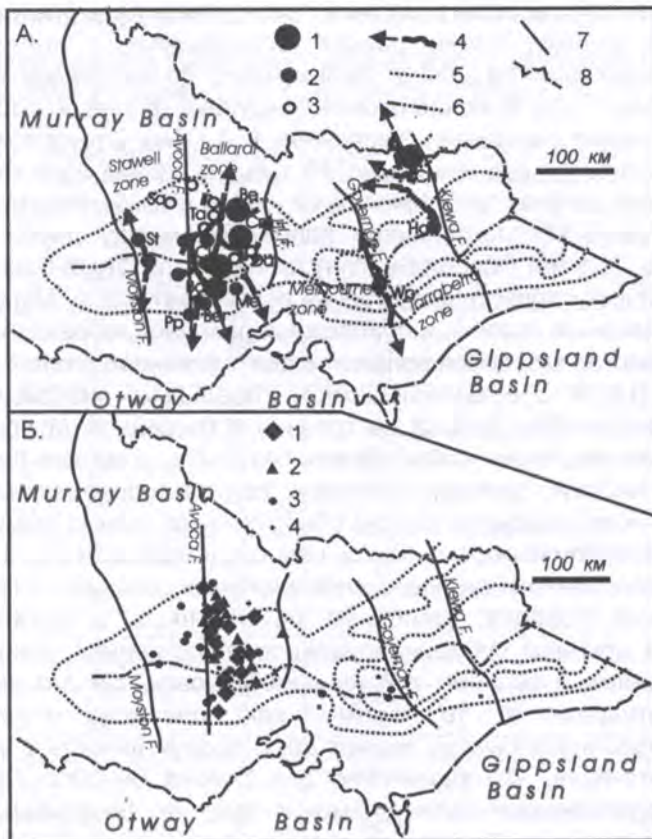


Рис. 4.25. Золотоносный район Балларат-Бендиго, Восточная Виктория: А - сравнительная продуктивность россыпных полей (суммарная добыча); Б - распределение самородков массой более 1.6 кг (Phillips, Hughes et al., 2003)

А: 1-3 - суммарная продуктивность индивидуальных россыпных полей (в тоннах добытого золота): 1 - более 30 т, 2 - более 10, 3 - вероятно более 10; 4 - палеодолины и их направление; 5 - обобщенные изогипсы; 6 - Главный Водораздельный хребет; 7 - разломы; 8 - граница штата. Символами обозначены россыпные поля: **Be** - Бендиго, **Ba** - Балларат, **Ch** - Чилтерн, **Cm** - Кэстлмайн, **Cl** - Ключи, **St** - Стауэлл, **Sa** - Ст. Арнауд, **Ta** - Таррагала, **Be** - Беринга, **Da** - Дэйлисфорд, **Pp** - Питфилд плейн, **Me** - Маунт Эрегон, **Ha** - Харриетвилл, **Wp** - Вууд пойнт, **H.F.** - разлом Heathcote Fault.

Б: Число поднятых самородков массой более 1.6 кг: 1 - более 10, 2 - 5-9, 3 - 2-4, 4 - 1.

Балларатской зоне субмеридионального простирания, в меньшей мере, прилегающих Стауэллской, Мельбурнской зонах и зоне Таббераббера (рис. 4.25). Золоторудные месторождения представлены в основном мезотермальными кварцевыми жилами и жильными сериями, т.н. "рифами", и минерализованными зонами, локализованными как в зоне эндоконтакта гранитов, так и во вмещающих породах. Основная масса их сосредоточена в

зоне, ограниченной с востока разломом Кьева, а на западе разломом Мойстон. Большинство рудных полей района ассоциируют с полями развития сопровождающих граниты даек от фельзитового до ультрабазитового состава (Phillips, Hughes, 1998). В их числе около 8 крупных (более 30 т золота) рудных полей, в том числе Кэстлмайн (извлечено 132 т Au), Стауэлл (более 100 т), Мэлдон (из коренных руд извлечено 46 т Au) и рудное поле-гигант Бендиго протяженностью до 8 км при ширине 3 км (697 т) (Phillips, Hughes, 1998).

Район занимает пограничное положение между двумя осадочными бассейнами р. Муррея (Марри-Бейсин) на севере и Отуэй-Бэйсин на юге, а геоморфологически область междуречья левых притоков р. Муррея, дренирующими его северные склоны, и прибрежной равниной, обращенной к проливу Басса. Он представляет собой волнистое денудационное плато с отметками от 200 до 600-100 м с возвышающимися отдельными массивами гранитов (например, массив Pilot Batholit на границе с бассейном Муррея), частично бронированное покровами кайнозойских базальтов, а на юге переходящее в приподнятую морскую равнину, сложенную осадками плиоценового возраста<sup>2</sup>.

Большинство россыпей района обнаруживают тесную связь с участками первичной минерализации, начинаясь непосредственно от рудных зон в виде элювиально-склоновых и склоново-аллювиальных россыпей и продолжаясь в долинах 2-4-го порядка. Наиболее протяженные и богатые россыпи приурочены к долинам субмеридионального простирания, совпадающими с жильными полями и сериями той же ориентировки, как это имеет место в районе Балларат, в то время как россыпи в субширотных долинах/палеодолинах быстро теряют свою продуктивность с удалением от коренного источника, что характерно для района Бендиго. Помимо своей высокой продуктивности, район знаменит тем, что богатейшие россыпные залежи находятся погребенном состоянии (deep leads), будучи перекрыты базальтами, а на южном фланге района - также и плиоценовыми морскими отложениями (россыпи Misery Point Chinese village).

Из россыпей крупнейших рудно-россыпных полей Балларат, Бендиго, Кэстлмайн и Крэсуик было добыто соответственно около 343, 157, 146 и более 81 т золота, в то время как продуктивность россыпных полей меньшего масштаба (Питфилд и Арат) составляет соответственно 10-19 т. Как следует из **таблицы 4.5**, из крупнейших рудно-россыпных полей района только в полях Бендиго, Стауэлл, Малдон добыча золота из коренных месторождений существенно превысила добычу из россыпей, при том, что общее количество учтенного (добытого) золота из россыпей превысило аналогичный показатель по коренным месторождениям более чем в 1.6 раз. Богатейшие индивидуальные россыпи и россыпные поля дали более 300 т золота, причем район в целом характеризуется весьма высоким выходом самородков (см. **рис. 4.25Б**), которые до сих пор продолжают извлекаться из отвалов.

Формирование золотоносных россыпей района происходило в меняющихся тектонических и климатических условиях мезозоя-кайнозоя.

<sup>2</sup>Описание золотоносных россыпей шт. Виктория дается по материалам крупнейшего знатока этого района д-ра Мартина Хьюга (Martin G. Hughes) и его коллег, сопровождавших автора в этой поездке и предоставивших возможность лично ознакомиться с геологией россыпных месторождений и местами их отработки.



Таблица 4.5

Суммарная добыча золота из главных рудно-россыпных полей шт. Виктория на конец 2000 г., в тоннах (Phillips & Hughes, 1988)

Главные рудно-россыпные поля	Суммарная добыча, тонны	Добыча из коренных м-ний, тонны	Добыча из россыпей, тонны	В т.ч. из близ-поверхностных россыпей, включая древние <sup>1</sup>	Из погребенных, в т.ч. подбазальтовых россыпей
Бендиго	697	540	157	157	
Балларат	408	65	343	273	70
Стауэлл <sup>2</sup>	173	27	146		
Кэстлмайн	112	88	24		
Кресуик	81		81	27	54
Валгалла	68	68			
Мэлдон	65	56	9	9	
Вудс Пойнт	52	40	>12	12	
Клуни	47	37	>10		10
Чилтерн	46	1	>45		45
Мэрибороу	32	3	>29		29
Берринга	30	18	>12		12
Игертон	27	16	11	11	
Гарриэввил	24	12	>12		
Авока	23	<1	23	18	5
Арарат	36	17	19	14	5
Дэйлисфорд	20	>13	>3		3
Тарнагулла	>13	12	значит.		
Св.Арноуд	12	12			
Бифорд	>10		значит.		8
Дюолли-Молигал	>10	4	значит.		3
Тарадэйл-Лористон	>10	6	значит.		
ВСЕГО	2490	980	1490	1190	300
Форстевилл <sup>3</sup>		>45			

Примечание.

<sup>1</sup> На большинстве россыпных полей разделить золото, полученное из близповерхностных и из погребенных россыпей, не удастся.

<sup>2</sup> В поле Стауэлл подсчитаны также запасы, составляющие около 34 т Au.

<sup>3</sup> Для поля Форстевилл указаны ресурсы.

Основные этапы формирования рельефа территории и россыпей увязываются с событиями его мезо-кайнозойской истории (рис. 4.26):

- рифтогенезом и раскрытием пролива Басса на рубеже юры-мела, а затем Тасманского моря в позднем мелу;

- длительной планацией рельефа, прерываемой относительно кратковременными этапами воздымания, усиления эрозии и формированием долин нескольких генераций;

- несколькими вспышками платформенного базальтового вулканизма, из которых более молодые (на рубеже олигоцена-миоцена и, особенно, плиоцен-раннечетвертичная) вызвали погребение более древних россыпей;

- господством установившегося, по крайней мере, с конца мела латеритного выветривания с характерными для него процессами образования супергенного золота (Hughes et al., 1999).

Мезозой			Кайнозой			Эра	
Юра	Мел		Палеоген		Неоген	Период	
	Ранний	Поздний	Палеоцен	Эоцен	Олигоцен	Миоцен	Серия/Эпоха
	Мезозойская		Палеогеновая		Молога	Поверхности выравнивания	
		?	Норваль		Каронда	Латеритизация и образование супергенного золота	
Пролца Басса →		Тасманово море →					
		ОВ(OV)	BG (OV) ОВ(OV)	М(OV)	NV		
		а		б	в	Поднятие	
		Great Western Formation (White Hills Gravel) (WHG)		Calvil Formation (Loddon River Group) (LRG)		Группа/Формация	
		?	WHG ①	LRG ②	?	Россыпи золота ③	

Рис. 4.26. Хронология основных событий, имеющих отношение к формированию золотоносных россыпей шт. Виктория. Район Балларат-Бендиго (Phillips, Hughes et al., 2003)

Буквами обозначены: вулканизм, проявленный в Отуэй-Бэйсин (ОВ), в Балларатском грабене (BG), в окрестностях Мельбурна (М), а также древний (OV) и новейший (NV) вулканизм; эпохи воздымания территории: а - общее поднятие территории в середине мела, б - в позднем эоцене, в основном в Западном поднятии, в - на рубеже плиоцена-раннего плейстоцена, к югу от разлома Энфилд, в области плато Стиглиц; генерации золотоносных россыпей: 1 - в связи с галечниками Белых Холмов (WHG), 2 - в связи с Лоддон Ривер Групп (LRG), в том числе погребенные, 3 - четвертичные.

К этому следует добавить также активизацию субмеридиональных рудоконтролирующих древних разломов и разломов ЗСЗ, заложившихся в ходе мезозойского рифтогенеза.

Перечисленные события в разной степени повлияли на формирование, размещение и сохранность россыпей шт. Виктория. Например, "позднее" раскрытие Тасманского моря означало, что вплоть до позднего мела основные долинные системы имели северное и северо-западное направление, а система р. Муррея начала формироваться лишь в палеоцене и именно в это время заложился главный субширотный водораздел (Great Dividing Range), отделивший палеореки системы Муррея, ориентированные в целом на север, от палеорек бассейна Отуэй на юге (рис. 4.27а). В палеоцене в условиях

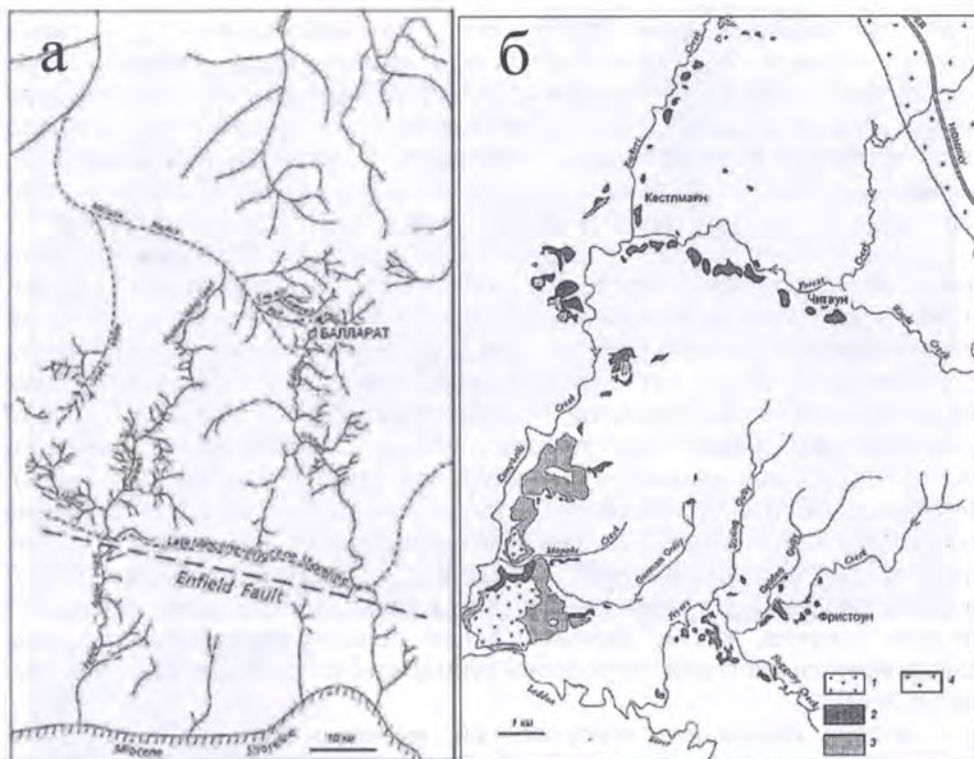


Рис. 4.27. Распространение третичных палеодолин, выполненных золотоносными образованиями, в районе г. Балларат и Кресуик, Восточная Виктория (Phillips , Hughes et al., 2003) (а) и распространение золотоносных отложений WHG и LRG (до их отработки) в районе россыпного поля Кэстлмайн (Wilmann, 1995) (б)

На рис. а сплошными линиями показаны установленные палеодолины, пунктиром - предполагаемые, обозначены также линия разлома Энфилд и границы распространения миоценовой и позднемиоценовой-плиоценовой трансгрессий, охвативших южный фланг района, примыкающий к бассейну Отуэй.

На рис. б: 1 - новейшие базальты; 2-3 - золотоносные третичные отложения: 2 - формация Кэливил (LRG), 3 - WHG; 4 - палеозойские граниты.

начавшегося расчленения мезозойского пенеплена была сформирована первая генерация золотоносных россыпей - палеороссыпи, связанные с т.н. "галечниками Белых Холмов" (White Hills Gravels - WHG).

В пределах района отчетливо различаются три генерации золотоносных палеодолин, причем в пределах крупнейших россыпных полей, как правило, присутствуют все три генерации, обуславливая переотложение золота из более древнего аллювия в более молодой. Такая картина характерна, в частности, для россыпного поля Балларат и, как видно из рис. 4.27а, для

долин россыпного поля Кэстлмайн, где наблюдается отчетливая унаследованность современных долин по отношению в палеодолинам более ранних генераций. S.Carrey и M.Hughes (1997) подчеркивают, что главными признаками, отличающими разновозрастные генерации золотоносного аллювия являются: а) позиция в рельефе; б) присутствие (или отсутствие) кирасы (duricrusts, ferricrete) и зон прокрашивания/отбеливания; в) соотношение с другими генерациями аллювия и базальтовыми покровами.

Древнейшая генерация золотоносного аллювия - WHG (поздний мел-эоцен), в составе которого преобладают кварцевые конгломераты и в меньшей степени песчаники и алевриты, - в целом занимает наиболее высокий гипсометрический уровень по сравнению с другими и отличается наибольшей степенью наложенного латеритного выветривания с образованием мощных кирас, которые в значительной степени обусловили условия отработки россыпей (рис. 4.28а). Это свойство WHG нашло отражение в названии некоторых из связанных с ней россыпей (Hard Hill, Red Hill leads). Палеороссыпи WHG, в свою очередь, подразделяются на две субгенерации, из которых более древняя в большей степени литифицирована. Хотя WHG как будто присущ "площадной" характер залегания, обусловленный формированием в условиях пенеппена, а также плохую сохранность, его распространение, как и аллювия более поздних генераций, в целом контролируется системой палеодолин субмеридионального направления (см. рис. 4.27б).

Вторая генерация палеороссыпей, имеющая олигоцен-миоценовый возраст, связана с формацией Логан Ривер Групп (LRG) (см. рис. 4.26), залегает в пределах палеодолин, многие из которых оказались впоследствии перекрытыми молодыми базальтами, возраст которых определяется как  $6.07 \pm 0.11$  млн. лет (т.е. поздний миоцен). Из рис. 4.29, иллюстрирующего положение "подбазальтового" золотоносного аллювия в окрестностях г. Балларат, видно, что палеодолины располагаются вдоль субмеридионально ориентированных золотоносных жильных зон, что обеспечивает подпитку россыпей на значительном расстоянии. Золотоносные галечники LRG образуют базальный горизонт серии и перекрываются толщей озерно-аллювиальных глин, песков и лигнитов (рис. 4.30).

Третья генерация россыпей связана с "современным" аллювием плиоцен-четвертичных долин. Эти россыпи, отработанные в первую очередь, характеризуются близповерхностным залеганием, отсутствием существенной литификации и присутствием окатанных обломков кирасы, переотложенных из WHG; вторичные изменения этого аллювия заключаются в присутствии кластов пизолитов. На рис. 4.30 показана принципиальная схема соотношения трех генераций золотоносного аллювия и применяемые схемы их отработки, в частности для погребенных "подбазальтовых" россыпей LRG - с помощью шахт (см. рис. 4.28б).

Характеризуя золотоносные россыпи шт. Виктория, нельзя не упомянуть важнейший аспект их формирования, связанный с влиянием наложенной латеритизации и формированием супергенного золота, в конечном итоге приводящим к формированию самородков, широкое распространение которых в первичных россыпях и в техногенных отвалах составляет отличительную



а



б

Рис. 4.28. Старые горные выработки времен "золотой лихорадки" в палеоцен-эоценовых конгломератах WHG, затронутых последующей латеритизацией, россыпь Ланги Логан (Langy Logan lead) (а) и шахтные отвалы "подбазальтовых" олигоцен-миоценовых россыпей формации LRG на сложенной базальтами равнине Питфильд (Pitfield Plain) (б) (фото автора)

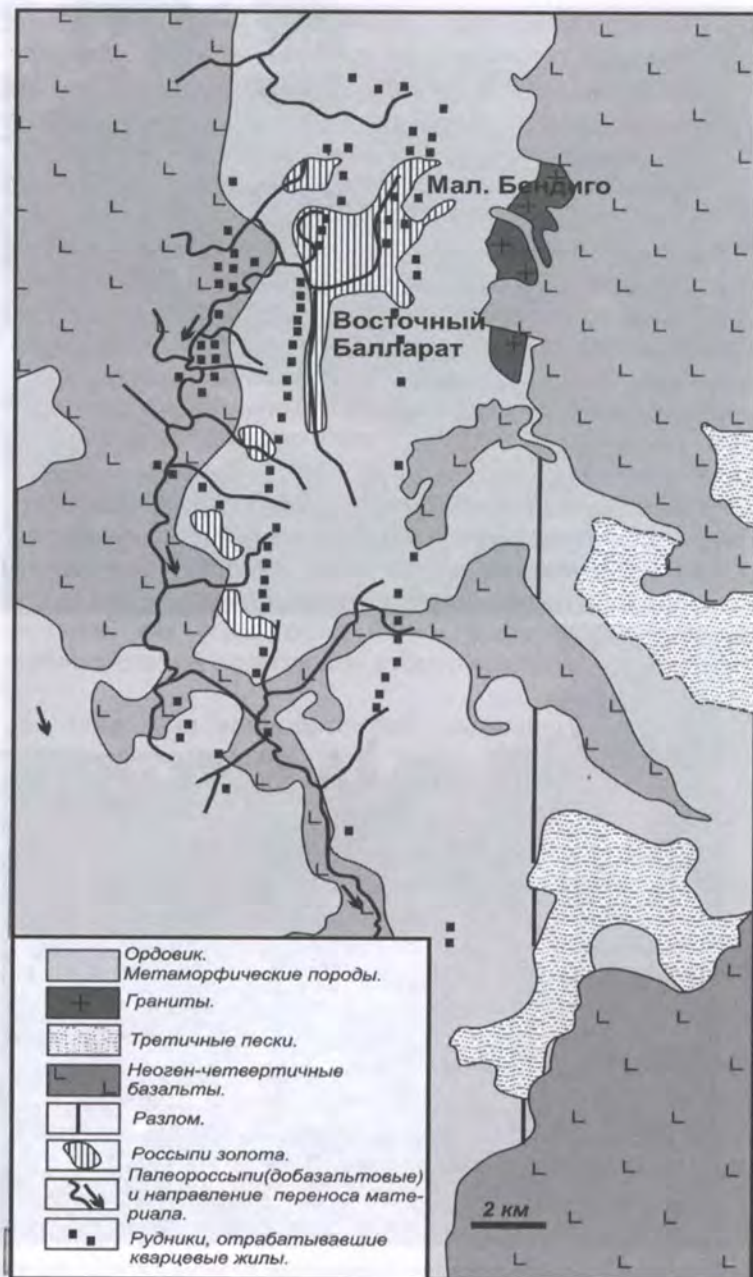


Рис. 4.29. Схематическая геологическая карта Балларат Голдфилд и позиция погребенных "подбазальтовых" палеодолин (Phillips, Hughes, 1998)

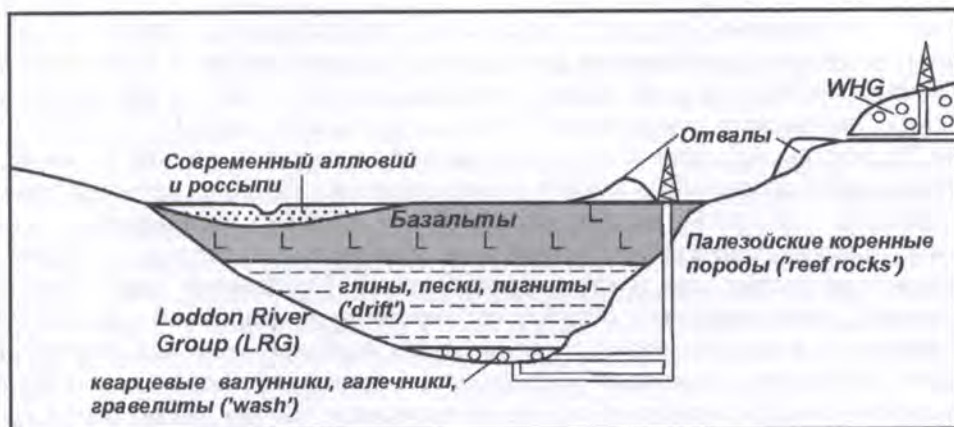


Рис. 4.30. Принципиальный разрез, иллюстрирующий положение золотоносных палеороссыпей WHG, погребенных под базальтами россыпей LRG и современных россыпей, и применяемые способы их отработки, а также применяемую терминологию (Phillips, Hughes et al., 2003)

черту описываемой территории. Как следует из рис. 4.26, в посторогенной истории региона выделяются три эпохи латеритизации, из которых две кайнозойские эпохи (реголиты Norval и Karoonga) или совпадали по времени с эпохами россыпеобразования, или имели по отношению к ним наложенный характер. В реголитах обеих эпох установлены следы мощной миграции золота с образованием его вторичных концентраций на геохимических барьерах, укрупнением золотин вплоть до образования самородков. M. Hughes et al. (1999) отмечают 5-6-кратное увеличение содержания золота в феррикретах по сравнению с незатронутыми выветриванием частями жил, а также присутствие новообразованного золота в кирасе, развитой на WHG, и в целом отводят супергенному золоту важнейшую роль в формировании богатых россыпных месторождений. В свете этого встает вопрос об еще неисчерпанных запасах металла, как в техногенных россыпях, так и в ранее "отработанных" россыпях, верхние литифицированные горизонты которых (рис. 4.28а) фактически представляют собой целики.

Завершая характеристику крупнейшего россыпного района Восточной Виктории, следует добавить, что часть его россыпей является комплексными оловянно-золотоносными. Примером такой комплексной россыпи может служить месторождение Бичворт-Эльдорадо (россыпное поле Чилтерн), из которого было добыто около 10 т золота и около 9000 т касситерита. Кроме того, из россыпи были попутно добыты 77 зерен алмазов общей массой 8.2 кар, которым сопутствовали рубин, сапфир, циркон (данные M. Hughes).

Восточно-Австралийской россыпной провинции присущ также свойственный герцинским складчатым поясам оловянный профиль россыпной минерализации. В ее пределах расположены наиболее значительные оловянные россыпи Австралии, служившие главными объектами разработки

вплоть до середины прошлого века. Они сосредоточены в пределах трех пространственно разобщенных районов: на крайнем севере в оловоносном районе Кейп-Йорк (в поле м-ний Стансорн, Куктаун и др.), в центральном секторе Тасманского пояса (оловоносный район Нью-Ингленд, НЮУ, в поле м-ний Торрингтон, Ардлетон и др.) и на южном фланге пояса, на о-ве Тасмания. Оловорудная россыпеобразующая минерализация связана с палеозойскими гранитами, верхний возрастной рубеж которых оценивается как нижнепермский, а для гранитов наиболее поздней фазы, сопровождавшейся излияниями кислых лав, - как нижнетриасовый. Оруденение представлено разными генетическими типами (от касситерит-кварцевой формации (грейзенов и минерализованных гранитов) до наиболее низкотемпературных фаций касситерит-сульфидной формации (оловоносные хлоритовые жилы с адуляром)), иногда телескопированными в пределах единых рудных полей, как это имеет место в поле Торрингтон (НЮУ) или Стансорн (Квисленд). Вдоль оси пояса наблюдаются определенные отличия в преобладании того или иного типа россыпеобразующего оруденения. На крайнем севере доминирующее значение имеет касситерит-сульфидная формация, хотя ведущее россыпеобразующее значение сохраняют касситерит-кварцевые и касситерит-силикатные руды; в центральной части пояса и на юге шт. Виктория - касситерит-кварцевая и касситерит-силикатная формация, на о-ве Тасмания - касситерит-сульфидная, к которой присоединяются оловоносные граниты.

Оловоносные россыпи, преимущественно аллювиального генезиса, долгое время служившие основными объектами отработки, все же были незначительны по своим масштабам и не отличались высокими содержаниями касситерита. Например, достоверные запасы наиболее значительного россыпного месторождения Маунт Гарнет оценивались в 17 тыс. т олова при содержании касситерита около 230 г/м<sup>3</sup>, что соответствует средним по масштабу россыпям олова. Касситерит присутствует также в оловоносных (шт. Виктория) (см. выше) и в комплексных титано-циркониевых (шт. Квисленд и НЮУ) россыпях, из которых он добывался в небольших количествах как попутный компонент (Геология..., 1969).

Важным элементом россыпной мегапровинции Восточной Австралии являются также *россыпи алмазов*, промышленный ареал которых (единственный в Австралии) располагается в относительно пониженной (около 600 м) части Главного Водораздельного хребта в шт. НЮУ (см. рис. 3.45). Первоисточниками алмазоносных россыпей считаются "нетрадиционные" щелочные базальтоиды и ультраосновные породы (лампрофиры, мелилититы и мончикиты), однако проблема поисков коренных источников россыпей не снята с повестки дня. Другая отличительная особенность россыпей состоит в том, что значительная часть их представлена глубокими погребенными россыпями, т.н. глубокими пластами (deep leads), перекрытыми третичными (олигоцен-раннемиоценовыми и плиоценовыми) щелочными базальтами, что сближает условия их залегания с залеганием золотоносных россыпей шт. Виктория. Частичный размыв глубоких пластов привел к переотложению алмазов в россыпи современных долин. Алмазы в аллювии распространены на значительной площади, однако промышленные их концентрации в



погребенных и современных россыпях сосредоточены только на 4-х площадях: Галгонг, Уэллinton, Бингара и Копетон (Россыпи алмазов..., 2005).

Глубокие пласты алмазоносных россыпей представляют собой лентовидные аллювиальные залежи с содержанием алмазов на пласт 0.85 кар/т при среднем размере камней 0.3 кар (до 8 кар) - в россыпях прииска Копетон-Маунт-Росс. При этом считается, что от последующего размыва сохранилось как минимум две трети глубоких пластов. В период с 1854 по 1922 гг. из россыпей этой площади было добыто более 330 тыс. кар алмазов, а ресурсы площади в целом оцениваются в 100 млн. т алмазоносного гравия при содержании 0.85 кар/т, однако из-за сложности эксплуатации, определяемой, прежде всего, значительной (до 60 м) мощностью базальтов и невысокого качества алмазов, обработка глубоких пластов в 1970-е годы была признана нерентабельной. Впоследствии в современной аллювии россыпи Лаки Стрик были найдены более 200 ювелирных алмазов, а в россыпи Копетон Дам еще 15, однако из-за низких содержаний алмазов обе россыпи были признаны непромышленными.

Рассмотренные щелочные базальты, образовавшихся на этапе кайнозойской тектоно-магматической активизации герцинид, не только определяют условия залегания и эксплуатации древних россыпей мегапровинции. Они выступают также в качестве важнейшего россыпеобразующего источника уникальных *сапфировых россыпей*, дававших в 80-х годах прошлого века до 75% мирового экспорта сапфиров. Выделяются два наиболее крупных россыпных сапфиноносных района, один на севере шт. Квинсленд, другой на северо-востоке шт. Новый Южный Уэльс (НЮУ). Сапфиноносные россыпи ассоциируют как с домиоценовыми (19-24 млн. лет), так и с плиоценовыми толеитовыми базальтами и базанитами, излияния которых сменялись эпохами корообразования и латеритизации в миоцене и в позднем плиоцене. Продуктивность базальтов раннепалеогенового возраста (45-59 Ma) не ясна. Высказывается также точка зрения, что источниками сапфира могли быть и более древние магматические и метаморфические породы (Graham et al., 2006); например, в поле Тумбарумба в базальтовой провинции Снежных гор таковыми могли быть офиолитовые серпентиниты девонского возраста, а в поле Галгонг на востоке штата - фонолиты магматической свиты Барринтон (Sutherland et al., 2003; Graham et al., 2006).

Совмещение сапфиноносных базальтов с полями добазальтовых алмазоносных россыпей (например, в поле Галгонг) позволяет говорить о комплексном характере россыпной минерализации этих районов. Кроме того, двух(трех)этапный характер проявления продуктивного вулканизма привел к тому, что миоценовый сапфиноносный аллювий оказался погребенным под покровами молодых плиоценовых базальтов, т.е он залегает в тех же условиях, что и глубокие пласты золотоносных и алмазоносных россыпей.

Две генерации сапфиноносных россыпей типичны как для большинства россыпных полей НЮУ, так и шт. Кинсленд. В районе г. Анака (месторождения Рубинвейл, Сапфиртаун, Ретрик-Крик и др.) россыпи погребенной долинной сети (sub-basaltic leads) представляют собой залегающие на глубине до 18 м и более лентовидные залежи протяженностью несколько километров и мощностью до нескольких метров. Плотиком россыпей служат палеозойские

граниты или глинистые сланцы, а продуктивный горизонт представлен валунно-гравийно-галечно-глинистыми образованиями, в которых сапфир ассоциирует с галькой базальтов, кремнистыми стяжениями из коры выветривания ("билли") и полуокатанными кристаллами плеонаста, циркона, граната, аметиста, причем наиболее высокие содержания сапфира наблюдаются в глубоких промоинах плотика (Киевленко и др., 1982).

Самые крупные четвертичные сапфировые россыпи связаны с современным аллювием рек Фрейзер-Крик, Редстоун-Крик и Мери-Анн-Крик, дренирующими крупное (более 4000 км<sup>2</sup>) поле миоценовых щелочных базальтов, содержащих фенокристаллы оливина, плеонаста, сапфира, магнетита, диопсида. Средняя мощность сапфириносного горизонта, имеющего форму линзообразных вытянутых тел, обычно в приплотиковой части разреза аллювия, и сложенного гравийно-глинистым материалом, составляет 1.2-1.8 м. Сапфир различных сортов и окраски вместе с сопутствующими ему шпинелью, цирконом, ильменитом группируется в мелкогалечном-крупногравийном классе; он представлен полуокатанными кристаллами, в составе которых только около 20% приходится на высококачественное сырье.

Для полноты характеристики континентальной части Восточно-Австралийской мегапровинции следует напомнить, что вдоль восточного ее фланга располагается крупнейшая шельфовая провинция комплексных титано-циркониевых россыпей (см. главу 6), для которых Тасманский орогенно-складчатый пояс выступает в качестве области питания, поставляющей тяжелые минералы в прибрежную зону шельфа. В качестве главных первоисточников этих россыпей выступают пермские граниты, а промежуточных коллекторов - терригенные породы верхнепермского, триасового и особенно юрского возраста (серия Кларенс). Предполагается, что часть рудных минералов поступала также из докембрийских пород, ордовикско-силурийских граувакков и молодых базальтов (Gardner, 1955).

#### 4.1.7. Россыпная мегапровинция Палео- и Мезоевропы

Россыпная минерагения древних складчатых поясов Европы (Палео- и Мезоевропы) довольно бедна, резко уступая другим древним складчатым поясам Мира (рис. 4.31). В пределах этой области известно лишь несколько разбросанных ареалов россыпенности, из которых главнейшими и наиболее известными являются п-в Корнуолл с его оловорудными и россыпными месторождениями, давшие в общей сложности более 2 млн., Армориканский и Чешский срединные массивы, также преимущественно с оловянной (и редкометалльно-вольфрам-оловянной) россыпной специализацией и западная и центральная части Пиренейского п-ва, где с древнейших времен известны золото- и оловоносные, а в последние годы открыты также монацитовые россыпи. Россыпи перечисленных районов были объектами примитивной отработки как в доантичное и античное время, так и на более поздних отрезках истории, вплоть до середины XX века, но в настоящее время их потенциал считается весьма ограниченным либо исчерпанным.



**Рис. 4.31. Размещение россыпей в складчатых областях Европы и сопредельных областях**

1 - Восточно-Европейская платформа; 2-5 - складчатые пояса: 2 - байкалиды, 3 - каледониды, 4 - герциниды, 5 - альпиды; 6 - плиты на палеозойском основании; ЗЕП - Западно-Европейская плита, СП - Скифская; 7 - срединные массивы; А - Армориканский, ЦФ - Центрально-Французский, ЧМ - Чешский, П - Пиренейский; 8 - границы структур 1-го (а) и 2-го (б) ранга; 9-18 - типы россыпной минерализации: 9 - золото, 10 - олово (касситерит), 11 - вольфрам (вольфрам), 12 - редкие металлы (монацит, лопарит, циркон и др.), 13 - титан (ильменит), 14 - железо (магнетит), 15 - титан и цирконий (тяжелые минералы), 16 - хром (хромшпинелиды), 17 - янтарь, 18 - гранат; 19 - масштабы минерализации: а - крупные месторождения, б - рядовые месторождения и проявления; 20 - граница россыпных мегапровинций (ВЕП - Восточно-Европейской платформы, ГЗЕ - герцинид Западной Европы, А - альпид); главные районы развития россыпной минерализации в пределах складчатых областей Европы: 1 - Корнуолльский (Sn), 2 - Армориканский (Sn), 3 - Иберийский (Sn, RM, Au), 4 - Чешского массива (Sn, RM), 5 - Польский (янтарь, TiZr), 6 - Карпатский (Au).

Одним из старейших районов разработки *оловянных россыпей* в Европе является п-ов Корнуолл, россыпные месторождения которого обрабатывались, начиная с бронзового века, однако перспективы россыпной оловоносности этого района, особенно в отношении погребенных и затопленных россыпей, залегающих ниже уровня моря, остаются еще не исчерпанными (Hosking, Gamm, 1984). Район располагается на стыке армориканской дуги герцинид с каледонидами "Палеоевропы", вдоль которого сохранился также выступ докембрийского фундамента. Россыпеобразующее оловянное оруденение Корнуолла относится к касситерито-кварцевой и касситерито-силикатной формациям и генетически связано с прорывающим девонские метаосадочные породы ("киллас") Корнубийским батолитом пермо-карбонического возраста и его выступами, вскрытыми в современном срезе в виде отдельных массивов Лэнд Энд, Карнменелли, Сент Оустен Мур, Бодмин Мур. Вскрытие последних, по-видимому, произошло уже в перми, о чем свидетельствует присутствие касситерита в пермских конгломератах. В качестве более молодых осадочных коллекторов выступают также меловые и эоценовые песчаники.

Основные оловоносные россыпи Корнуолла располагаются в интервале абсолютных отметок от 230 до -35 м (рис. 4.32). Их история насчитывает ряд эпизодов, которые реконструируются с разной степенью детальности (Hosking, Gamm, 1984):

1. От поздней перми до начала олигоцена - вскрытие рудоносных гранитов, выветривание и многократное переотложение полезного компонента преимущественно в субаэральных условиях.

2. Олигоцен-миоцен - перемещение ("mass wasting") и флювиальная переработка ранее сформированных россыпей в условиях пенеппенизации и теплого гумидного климата; формирование россыпной формации пенеппена.

3. Миоцен-плиоцен - морская трансгрессия, формирование "оловоносных гравийников" уровня +230 м, в дальнейшем стабилизация уровня моря, в конце этапа сменившаяся его снижением.

4. Поздний плиоцен - поздний плейстоцен - формирование россыпей на фоне эвстатического снижения уровня моря в обстановке постепенного похолодания климата и оледенений, переотложение касситерита в межледниковые эпохи; формирование оловоносных галечников уровня +130 м (клифы Госс-Мур, Бренней Коммон, Ред-Мур). Именно к этому уровню, вплотную приближенному к гранитным куполам, приурочены наиболее значительные россыпи олова, часто залегающие непосредственно на выходах жильных и штокверковых руд (например, перекрытые солифлюкционными отложениями оловоносные аллювиальные галечники м-ния Поркеллис-Мур);

5. Конец позднего плейстоцена-голоцен - формирование современных аллювиальных и прибрежно-морских россыпей в условиях эвстатического понижения, а затем подъема уровня моря; образование оловоносных галечников и гравийников морских террас от +30 до +2.5 ÷ +4.5, современной и затопленных (-35 м, возраст - поздний девенсиал - ранний бореал, перекрываются торфом, датируемым 8000 лет до н.э.), а также затопленных аллювиальных россыпей (-12 м). В конце этапа техногенное россыпеобразование (tailing placers) за счет хвостов оловодобывающих предприятий (в заливе Сент-Айвс и др.) (Yim, 1979).



**Рис. 4.32. Схема, иллюстрирующая последовательность формирования и геоморфологическую позицию оловянных россыпей Корнуолла (Yosking, Gamm, 1984)**

Крупные ареалы россыпной металлоносности полиминерального профиля приурочены к срединным массивам (Щеглов, 1976), или фрагментам древних террейнов (согласно современным тектоническим концепциям (Хаин, 2001)), имеющим средне-позднепротерозойский возраст. Основная россыпеобразующая минерализация этих площадей сформирована в этап наложенной палеозойской тектоно-магматической активизации и имеет отчетливый оловянный, олово-вольфрамовый и олово-редкометалльный профиль. Важную роль сыграл также молодой миоценовый и плиоцен-четвертичный базальтовый вулканизм: в качестве фактора, вызвавшего частичное погребение раннекайнозойского пенеплена и связанных с ними россыпей, а также выступающего в качестве самостоятельной россыпеобразующей формации (Чешский массив).

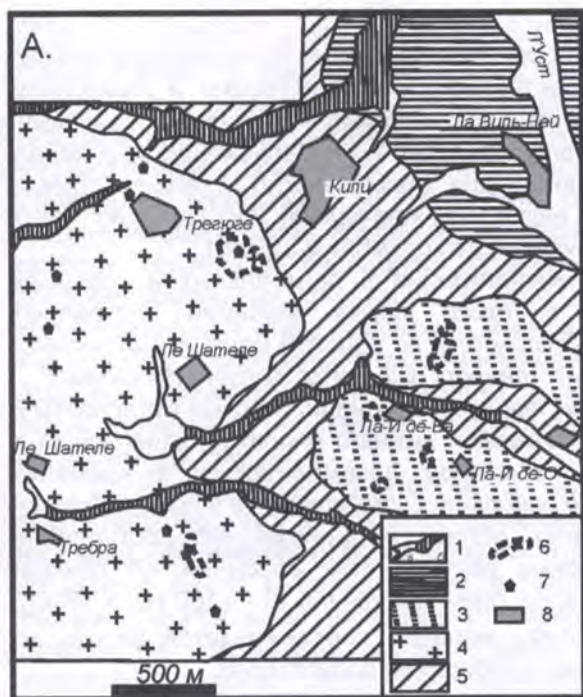
Наиболее хорошо изучены условия формирования и строение оловянных россыпей Армориканского массива (п-в Бретань), источниками которой послужила оловянная и оловянно-вольфрамовая минерализация жильного и грейзенового типов, реже пегматитовой формации, сопровождающая массивы герцинских гранитов, прорывающих кристаллические породы фундамента кадомского (байкальского) возраста (Хаин, 2001). Относительно масштабные промышленные россыпи олова были выявлены в пределах массива сравнительно недавно, в середине 1960-х годов, и частично кустарно обрабатывались вплоть до 1980-х годов (Chauris,

1965). Их формирование связано с эпохой формирования поверхности выравнивания эоценового возраста (т.н. "бретонского пенеплена") и последовавшими в миоцене - раннем плейстоцене морскими трансгрессиями, вызвавшими захоронение значительной части россыпей (Chauris, Houlgatte, 1988).

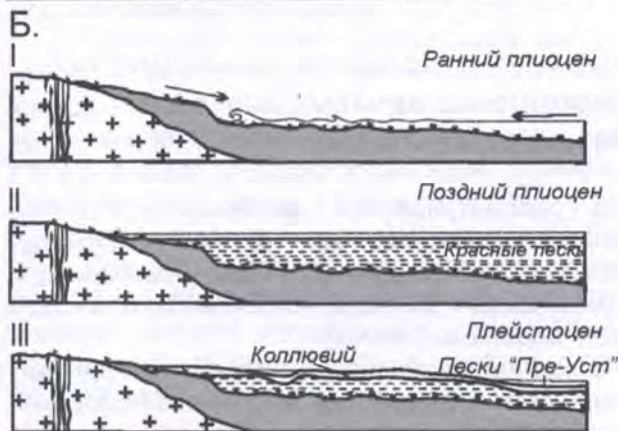
Промышленные россыпи Армориканского массива представлены несколькими морфогенетическими типами. На поверхности выравнивания т.н. "бретонского пенеплена", имеющего эоценовый возраст, непосредственно в контуре рудных залежей развиты элювиальные россыпи, известные под названием "гранулитовый песок", представляющие собой разрушенные до состояния дресвы (фактически, сапролита) материнские породы, сильно каолинизированные и частично выщелоченные, в которых наблюдается отчетливое остаточно-гравитационное обогащение касситеритом. Мощность этих образований может достигать значительной величины (10 м и более) (Chauris, 1965). Другой тип представляют собой погребенные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи олова (например, района Ла Уй (La Hye) (рис. 4.33), формировавшиеся в условиях периодически затопляемых прибрежных равнин, которые неоднократно возникали по периферии Армориканского массива в миоцене - раннем плейстоцене. Однако непосредственно в оловоносном районе вблизи Ла Вильеде (La Villede) достоверно описаны следы только одной трансгрессии - плиоценовой, которая распространилась в область эоценового бретонского пенеплена, переработала в трансгрессивную фазу подстилающие оловоносные элювий и аллювиальные россыпи, а затем захоронила рудные пласты под толщей т.н. красных песков ("sables rouges"). Мощность рудного пласта, который приурочен к погребенному аллювию, а частично заходит в базальные горизонты трансгрессивной серии, составляет 4-5, до 10 м при содержании олова в среднем около 600 г/м<sup>3</sup>. Более молодые оловоносные россыпи плейстоценовой долинной сети были сформированы за счет двух источников - металла, переотложенного из древних россыпей, и новых порций, поступающих из коренных источников.

Оловоносные и *олово-редкометалльные* (колумбит-касситеритовые) россыпи Чешского массива, занимающего, в отличие от Корнуолла и Армориканского массива, внутриматериковую позицию, представлены исключительно континентальными россыпями, но характеризуются более широким возрастным диапазоном. Наряду с четвертичными аллювиальными и склоновыми россыпями (районы Била Быстрица, Черна Водица и др.), здесь известны древние аллювиальные россыпи, ассоциирующие с эоцено-олигоценным пенепленом, представленные грубозернистыми слабосортированными песками с каолиновым заполнителем, характеризующиеся средними содержаниями олова 600-100 г/м<sup>3</sup> (район Божи Дар-Рыжовна). Значительная часть олигоценных россыпей погребена под покровами плиоцен-раннечетвертичных базальтов (Геология..., 1969).

Другой тип россыпеобразующей минерализации, продуцирующей *россыпи ювелирного пироба* ("чешского граната"), связан с эруптивными перидотитовыми брекчиями диатрем в составе миоценового щелочно-базальтового вулканогенного комплекса Чешского среднегорья. За счет этих пород непосредственно над выходами рудоносных брекчий и в их ближайшем окружении сформированы элювиальные и элювиально-склоновые россыпи,



А: 1 - аллювий современных долин (а), в том числе заключающий оловянные россыпи (б); 2 - аллювий плейстоценовой террасы р. Л'Уст (L'Oust); 3 - область распространения плиоценовых россыпей, перекрытых "красными песками" (sable rouge); 4 - лейкограниты; 5 - кристаллические сланцы; 6 - карьеры; 7 - выходы кварцевых жил с касситеритом; 8 - населенные пункты.



Б: I - заключительная стадия формирования бретонского пенеппена и начало его переработки в ходе развития плиоценовой трансгрессии; россыпная формация пенеппена, в начальной стадии переработки часть касситерита переотложена в россыпи абразивной платформы; II - аккумуляция в условиях продолжающейся плиоценовой трансгрессии и захоронение россыпей под толщей; затухание процесса россыпобразования; III - эрозивное расчленение поверхности морской равнины, формирование толщи песков "Pre-Oust"; IV - усиление эрозии вплоть до вскрытия базальных горизонтов "красных песков"; переотложение части касситерита из погребенных россыпей в россыпи современных долин.

Рис. 4.33. Геологическое строение оловянного россыпного района Ла Вильеде и Ла Уи в пределах Армориканского массива (А) и этапы формирования погребенных россыпей (Б) (Chauris et Houlgatte, 1988)

содержащие высококачественные ювелирные пиропы винно-красной и фиолетово-красной окраски (Киевленко и др., 1982).

Крупный ареал полиминеральной россыпной металлоносности располагается также в центральной и западной части Пиренейского полуострова и также в основном приурочен к фрагментам древних террейнов в составе Иберийских герцинид - Лузитано-Галисийской глыбе на западе и к

срединному массиву Иберийской Месеты (к востоку от нее). Россыпеобразующая минерализация оловянного и *олово-вольфрамового* профиля представлена преимущественно жильными телами и грейзенами касситерит-кварцевой формации, ассоциирующими с герцинскими гранитами. Среди россыпей доминируют многочисленные, но небольшие по масштабам элювиально-склоновые (в основном для вольфрамита) и аллювиальные россыпи (частично отработанные еще в античное время). В качестве попутных минералов в россыпях присутствуют также колумбит и шеелит.

Особый тип россыпной минерализации в центральных и северных районах Пиренейского п-ва, а также южной Франции составляют *редкоземельные россыпи* европиеносного (т.н. "серого") монацита аутигенно-метаморфогенного происхождения (аналога куларита Якутии (Россыпные..., 1997)). Его источником являются углеродистые монацитоносные метапелиты и метапесчаники черносланцевой формации нижнего ордовика, залегающие в непосредственном обрамлении выступов докембрийского фундамента (Кременецкий, 1993). Содержание европиеносного монацита в пролювиально-аллювиальных россыпях Испании вблизи источников его поступления составляет 1-5 кг/м<sup>3</sup>, а прогнозные ресурсы этих россыпей, по данным А.А.Кременецкого, Г.Леала и Х.Амора, оцениваются в  $n \cdot 10 - n \cdot 100$  тыс.т TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В аллювии современной гидросети монацит прослеживается вплоть до современных пляжей атлантического побережья полуострова.

#### **4.2. Россыпная минерализация мезозойских и альпийских орогенных покровно-складчатых поясов (мезозоиды, альпиды)**

В настоящем разделе рассматриваются особенности состава, размещения и строения россыпей в пределах "молодых" орогенно-складчатых областей, к которым относятся покровно-складчатые пояса мезозойского и раннекайнозойского возраста (мезозоиды и альпиды) Тихоокеанского кольца и Тетической области (Альпийско-Гималайского пояса).

В отношении россыпей среди них бесспорный приоритет принадлежит гигантским по своей протяженности мезозойским и раннекайнозойским орогенно-складчатым сооружениям Тихоокеанского кольца, в состав которого входят Северо-Американские Кордильеры, Андский подвижный пояс, орогенно-складчатые сооружения российского Дальнего Востока (мезозоиды Верхояно-Чукотской области и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, раннекайнозойские сооружения Корякско-Камчатской области, Амурский и Сахалинский супертеррейны), области Катазии и мезозойские и кайнозойские складчатые пояса Юго-Восточной Азии, а на крайнем юге мезозоиды Новой Зеландии (Хаин, 2001)<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Общие особенности размещения россыпей различных сегментов Тихоокеанского кольца отражены на картах, характеризующих россыпную минерализацию отдельных континентов (рис. 3.45, 4.1, 4.40, 4.59 в главах 3 и 4).



В пределах этих областей находятся крупнейшие россыпные золотоносные районы (провинции) Мира, такие как золотоносные гиганты Амура, Колымы и Чукотки на СВ Азии, Аляски, Клондайка и Калифорнии-Невады в Северной Америке, района Отаго в Новой Зеландии, оловоносные районы и провинции Северо-Восточной Якутии и Чукотки, Южного Китая и Юго-Восточной Азии, платинометалльный пояс Корякии и Аляски и др. Сложность геологического строения отдельных сегментов кольца, представляющих собой коллаж разновозрастных и разнотипных по своей природе террейнов, определяет проявление и сочетание разнотипных россыпеобразующих формаций и, как следствие, широкопрофильный полиминеральный стиль россыпной минерализации, облик которой, помимо золота и олова, определяют также минералы платиновой группы, вольфрам (в виде вольфрамита), редкие металлы, киноварь, титан и железо (в виде титаномагнетита и ильменита), ювелирно-поделочные камни и некоторые другие типы россыпей.

Дополнительным фактором в этом процессе выступает то обстоятельство, что в строении складчатых поясов принимают участие ассимилированные блоки более древних структур (байкалид и каледонид, как это имеет место в Катазиатском сегменте) и выступы докембрийской континентальной коры (срединные массивы), в пределах которых могли сохраняться ископаемые россыпи, свойственные другим типам тектоно-геоморфологических обстановок (например, ископаемые докембрийские россыпи тяжелых минералов).

Громадный объем информации по россыпям, расположенным в пределах мезозойских и раннекайнозойских сооружений Тихоокеанского кольца, заставляет нас остановиться на характеристике основных связанных с ним россыпных мегапровинций. В качестве таковых рассмотрим россыпную мегапровинцию Северо-Востока Азии, занимающую северо-западный сектор Тихоокеанского кольца в границах России, а также россыпную минерагению Юго-Восточной Азии, Северо-Американских и Южно-Американских Кордильер.

При этом, для удобства изложения в некоторых случаях, как например, для российского сегмента Тихоокеанского кольца, области мезозойской и раннекайнозойской складчатости и орогенеза рассматриваются в рамках единого таксона, выделяемого в качестве россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии.

#### **4.2.1. Россыпная мегапровинция Северо-Востока Азии**

Северо-Восток Азии, на территории которого располагаются северо-восточная часть Республики Саха (Якутия), Магаданская область, Корякский национальный округ, Камчатская и Амурская области, Хабаровский и Приморский края, представляет крупнейший регион добычи золота, олова, платиноидов, главными источниками которых являются россыпные месторождения. В тектоническом отношении он охватывает супертеррейны Верхояно-Колымской, Корякско-Камчатской областей, Чукотки и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (на севере) и Амурский и Сахалинский

супертеррейны (на юге) (Геодинамика..., 2006). В морфоструктуре региона преобладают выраженные хребтами, горными странами и нагорьями сводово-глыбовые поднятия, разделенные межгорными впадинами, днища которых заняты аккумулятивными и денудационными равнинами, приуроченными к жестким блокам срединных массивов, и узкими внутригорными впадинами-грабенами рифтового и рампового типов.

Относительная молодость рельефа определяется временем завершения складчатости; на большей части территории геоморфологический этап охватывает поздний мел-кайнозой, и лишь в Корякско-Камчатской области его начало приходится на конец палеогена (Геоморфологические..., 2007). Самым молодым элементом является территориально входящая в состав мегапровинции Курильская островная дуга. Важнейшая региональная особенность строения современной поверхности - свойственное северному флангу территории смещение главного водораздела в сторону Охотского моря, вызывающее отчетливую асимметрию в строении долинных систем Арктического и Тихоокеанского бассейнов, отражающее особенности эволюции соответственно пассивной и активной континентальных окраин.

В минерагеническом отношении этот регион представляет собой одну из семи россыпных мегапровинций, которые выделяются на территории России (см. рис. 2.6). Ее столь высокий ранг определяется не только масштабами территории, но и сложным полиминеральным профилем россыпной минерализации, который отражает разнородность ее тектонического строения, разнотипность россыпеобразующих источников и сложность тектоно-геоморфологической эволюции, определивших многообразие минеральных (часто комплексных поликомпонентных), морфогенетических, возрастных и геолого-промышленных типов россыпных месторождений.

В пределах россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии выделяются следующие полиминеральные россыпные провинции: Яно-Колымская (ЯК), Чукотская, или Чукотско-Корякская (ЧК), Дальневосточная (ДВ) и Охотско-Камчатская (ОК) (таблица 4.6, рис. 4.34). Выделенные россыпные провинции соответствуют разнородным тектоническим элементам с разным стилем металлогении, а именно, Верхояно-Колымская россыпная провинция - коллажу террейнов Яно-Колымской орогенной области, включая Колымо-Омолонский супертеррейн, Чукотско-Корякская - Чукотскому и Корякскому супертеррейнам, Дальневосточная россыпная провинция - восточному флангу Монголо-Охотского орогенного пояса и Сихотэ-Алиньскому супертеррейну, Охотско-Камчатская - Камчатскому и Курильскому сегментам островодужной системы Северо-Западной Пацифики (Хаин, 2001; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2003. Т. 1).

В пределах названных россыпных провинций могут быть выделены 17 россыпных субпровинций, большинство из которых также являются полиминеральными, при преобладании одного или двух ведущих минеральных типов россыпей. В качестве примера полиминеральных минерагенических зон могут быть названы Яно-Колымская россыпная зона, профиль которой определяют золото и олово (часто вместе с вольфрамом), и Амуру-Зейская россыпная (золото, агаты, МПГ в качестве сопутствующей минерализации). Примером мономинеральных минерагенических единиц

Таблица 4.6

**Структура и специализация полиминеральной россыпной  
мегапровинции Северо-Востока Азии**

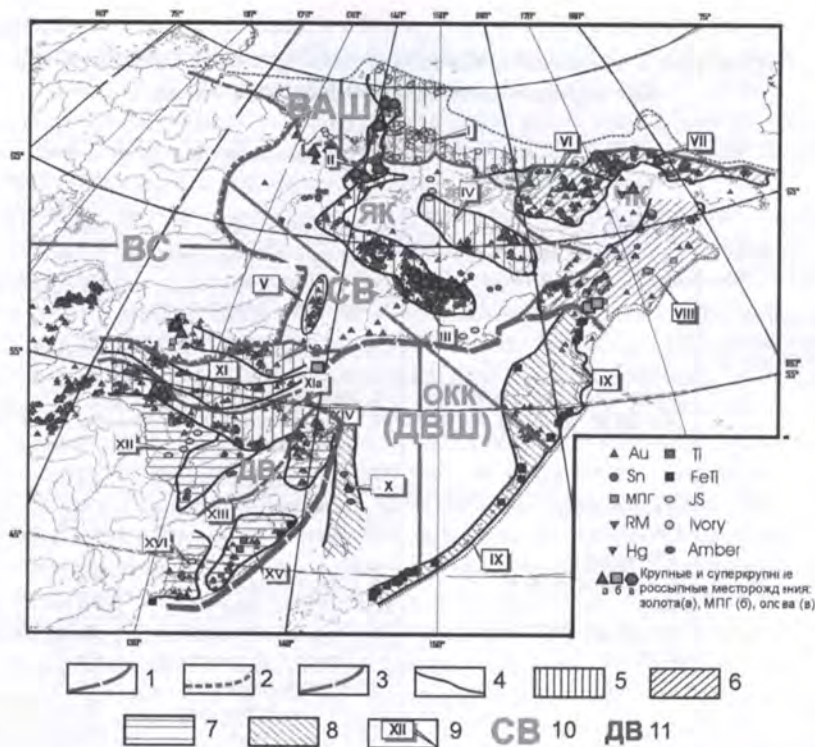
	Полиминеральные россыпные провинции	Россыпные субпровинции	Специализация россыпных зон и областей
Россыпная мегапровинция Северо-Востока Азии ( <i>Au Sn МПГ W ИМК FeTi агаты TaNb REE Hg Cr ЮПК</i> )	Яно-Колымская (ЯК) ( <i>Au Sn ИМК W Hg REE агаты TaNb ЮПК</i> )	I. Северо-Якутская	<i>ИМК</i>
		II. Полоусно-Чокурдахская	<i>Sn Au W</i>
		III. Яно-Колымская	<i>Au Sn W Hg ЮПК</i>
		IV. Колымо-Омолонская	<i>Au TiZr*</i>
		V. Аллах-Юньская	<i>Au RM</i>
	Чукотско-Корякская (ЧК) ( <i>Au Sn W МПГ Hg агаты</i> )	VI. Западно-Чукотская	<i>Au Sn</i>
		VII. Центрально-Восточно-Чукотская	<i>Au Sn W Hg агаты</i>
		VIII. Чукотско-Корякская	<i>Au МПГ</i>
	Охотско-Камчатская (ОК) ( <i>FeTi Au</i> )	IX. Камчатско-Курильская	<i>FeTi Au</i>
		X. Сахалинская	<i>Au Cr янтарь</i>
	Дальневосточная (ДВ) ( <i>Au Sn W МПГ агаты ЮПК Ti</i> )	XI. Тындо-Зейская	<i>Au</i>
		XIa. Тукурингская	<i>Au МПГ</i>
		XII. Амуру-Зейская	<i>Au агаты МПГ</i>
		XIII. Хингано-Буреинская	<i>Au Sn</i>
		XIV. Нижне-Амурская	<i>Au SnW</i>
		XV. Сихотэ-Алиньская	<i>Au Sn Ti</i>
XVI. Приморская	<i>Au Sn ЮПК Ti</i>		

Примечание. ИМК - ископаемая мамонтовая кость, ЮПК - ювелирно-поделочные камни (нефрит, родингит, благородный корунд), МПГ - металлы платиновой группы. Жирным шрифтом выделены профилирующие виды сырья, заключенного в россыпях, простым шрифтом - сопутствующие, \* - концентрации тяжелых минералов в ископаемых россыпях.

соответствующего ранга являются Тындо-Зейская золотоносная зона, Северо-Якутская костеносная россыпная субпровинция. В пределах субпровинций, в свою очередь, выделяются россыпные районы, минерагенический профиль которых, как правило, определяется каким-либо одним видом сырья, хотя известны и полиминеральные россыпные районы и даже узлы, например, с оловянно-вольфрамовой минерализацией (Центрально-Полоусный, Шелагско-Куветский россыпные районы, Омчикандинский, Иультинский, Мерекский россыпные узлы), золотоносные с сопутствующей редкоземельной минерализацией (Куларский россыпной район, Солурский и Хараулахский россыпные узлы), золото-платинометалльные (Пекульнейский узел) и др. Их сложный минерагенический профиль и комплексный состав россыпей определяются сочетанием факторов разного ранга (см. главу 2).

Основной россыпной потенциал Северо-Востока Азии, в том числе расположенных здесь крупных и суперкрупных россыпных месторождений, определяют три вида сырья - золото, минералы платиновой группы и олово.

Особенности их минерагении и строения важнейших геолого-промышленных типов россыпей, определяющих основной потенциал



**Рис. 4.34. Схема минерагенического районирования россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии (фрагмент БД "Россыпные месторождения России", ИГЕМ РАН)**

1-4 - границы: 1, 2 - россыпных мегапровинций: 1 - Восточно-Сибирской платформы, 2 - Северо-Востока Азии, 3 - россыпных провинций, 4 - россыпных зон и субпровинций; 5-8 - россыпные зоны и субпровинции: 5 - Яно-Колымской (ЯК) (Au, Sn, ИМК, W, Hg, REE, агаты, TaNb, ЮПК), 6 - Чукотско-Корякской (ЧК) (Au, Sn, W, МПГ, Hg, агаты), 7 - Дальневосточной (ДВ) (Au, Sn, W, МПГ, агаты, ЮПК, Ti), 8 - Охотско-Камчатская (ОК) (FeTi, Au)); 9 - россыпные зоны и субпровинции; 10 - россыпные мегапровинции (ВШ - Восточно-Сибирской платформы, СВ - Северо-Востока Азии, ДВШ - Дальневосточная шельфовая). Цифрами обозначены россыпные субпровинции и зоны (см. табл. 4.5).

мегапровинции, нашли отражение в недавнем обобщении (Шило и др., 2006), к которому мы и отсылаем читателя<sup>4</sup>, ограничившись здесь общим обзором и уделив значительное внимание "нетрадиционным" минеральным типам, без которых представление о стиле россыпной минерагении мегапровинции было бы неполным.

<sup>4</sup>Россыпные месторождения / Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара, Е.Г.Бардеева и др. (Крупные..., 2006. Кн. 2. Т. 3. С. 767-850).

Всего на территории россыпной мегапровинции СВ Азии к настоящему времени известно более 2500 россыпей и россыпных проявлений различного состава, в том числе 2000 золотоносных, около 200 оловоносных и олововольфрамовых, 37 платинометаллических, 110 россыпей ювелирно-поделочного сырья (в том числе 70 россыпей ископаемой мамонтовой кости), более 20 железистых (титаномагнетитовых) россыпей и россыпные концентрации других минеральных типов (редкометаллические, редкоземельные, киноварные)<sup>5</sup>.

Многообразию россыпеобразующих типов коренных источников, является, как было показано Н.А.Шило (1963, 1985, 2002 и др.), одним из основных факторов, определяющих россыпной потенциал территорий. Главной и наиболее хорошо изученной россыпеобразующей золоторудной формацией, с которой связано подавляющее большинство промышленных россыпей региона, в том числе все крупные россыпные месторождения и месторождения-гиганты, является золото-кварцевая формация, пользующаяся широким распространением как в орогенных складчатых поясах, так и в структурах древней консолидации. Подчиненное россыпеобразующее значение имеет минерализация золото-сульфидно-кварцевого и золото-сульфидного типов, а также золото-адуляр-кварцевая формация, последняя - в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) (Metallogeny..., 2004). Невыясненной остается роль таких типов россыпеобразующей минерализации, как золото-углеродистая (Амуру-Зейская провинция) и метаморфизованные конгломераты в выступах структур древней консолидации.

Среди олово- и вольфрамоносных россыпеобразующих формаций главное место занимают касситерит(вольфрамит)-кварцевая, представленная жильным, штокверковым и грейзеновым типами, и касситерит-силикатная, с которыми связаны практически все промышленные россыпи мегапровинции, в том числе, все россыпи-гиганты (Россыпные..., 1997). Резко подчиненное значение имеет риолитовая формация в областях развития вулканитов ОЧВП.

Платинометаллические россыпеобразующие формации представлены иридисто-платиновой минерализацией в связи с габбро-пироксенит-дунитами и зонами офиолитового меланжа, в меньшей мере в связи с концентрически-зональными массивами щелочно-ультраосновных пород. Менее перспективен рутениридосминовый тип минерализации в связи с зонами серпентинитового меланжа дунит-гарцбургитовых пород, интересный, правда, тем, что с ними связаны комплексные россыпи золота и платиноидов (Восточная Чукотка). Ультрабазитовые породы офиолитовой альпинотипной формации выступают также в качестве источников своеобразной россыпеобразующей минерализации ювелирных и поделочных камней (ЮПК) - нефритовой и родингитовой (хр. Черского).

Следует отметить, что на территории мегапровинции пока еще недостаточно изучены россыпеобразующие свойства и потенциал черносланцевых пород как возможного источника попутной платинометаллической минерали-

<sup>5</sup>База данных "Россыпные месторождения России" (ИГЕМ РАН), по состоянию на 01.09.2007 г.

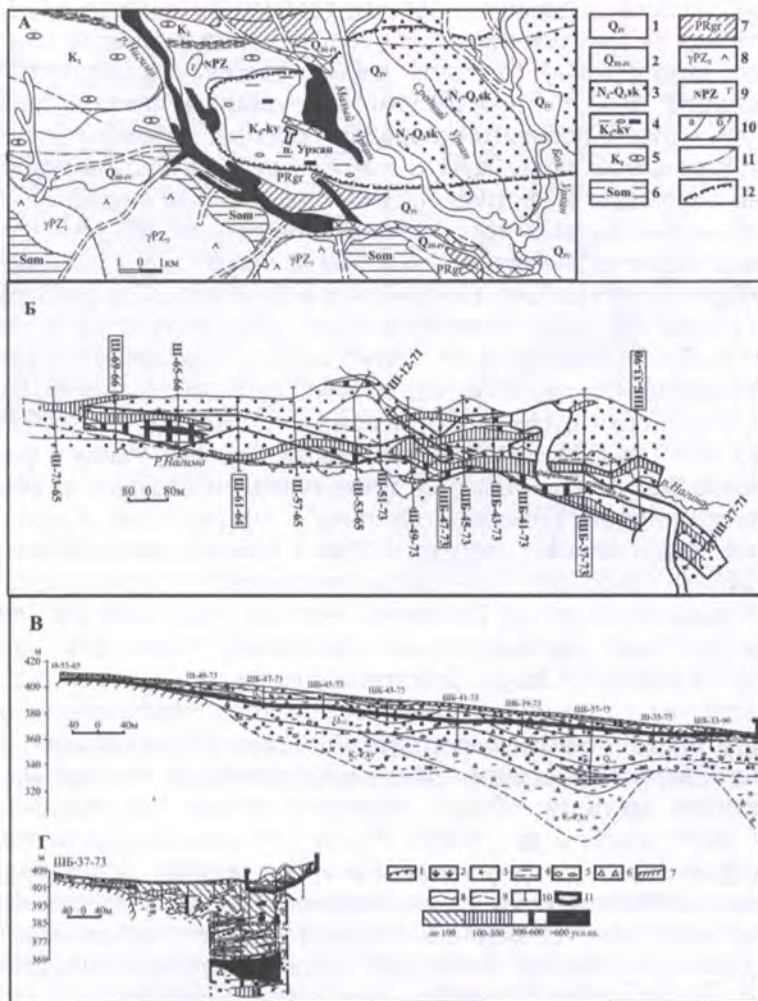
зации в россыпях Амурского региона, а также источника россыпных концентраций редкоземельных минералов (куларита) на северо-востоке Якутии.

Россыпеобразующая роль минерализации, связанной с вулканогенными породами, не ограничивается отмеченным выше незначительным вкладом в формирование россыпей золота и олова. Меловые андезито-базальты выступают в качестве источника агатовых россыпей, а четвертичные - источника благородного корунда (Южное Приморье), однако главная россыпеобразующая роль среди вулканических пород принадлежит туфогенным породам андезитового ряда островодужных комплексов, которые являются главным источником железистых (титаномагнетитовых) россыпей (Камчатко-Курильская зона). Особое место среди россыпеобразующих формаций занимают молодые нелигифицированные осадочные толщи, содержащие первичные скопления органогенного россыпеобразующего сырья - янтаря и ископаемой мамонтовой кости; в последнем случае, как будет показано ниже, таким первичным коллектором являются ледово-лессовые осадки "едомной свиты" среднего-верхнего плейстоцена.

Перечисленные типы россыпеобразующей минерализации относятся к разным металлогеническим эпохам (Геодинамика..., 2006). По-видимому, древнейшими потенциально россыпеобразующими комплексами следует считать развитые в Омолонском массиве (террейне) породы гранулитовой фации метаморфизма, давшие начало ископаемым нижневендским россыпям тяжелых минералов Приколымского района (данные В.И.Шпикермана). На локальных площадях в пределах древних массивов определенную россыпеобразующую роль играет ранне- и среднепалеозойское оруденение золото-кварцевой формации и, ограничено, эпитермальное золотое оруденение в связи среднепалеозойскими вулканитами (на Омолонском массиве), а также грейзены касситерит-кварцевой формации (на Ханкайском массиве). Можно говорить также об определенной россыпеобразующей роли позднепалеозойских редкометалльных гранитоидов тындинского комплекса в пределах Буреинского массива, пермо-триасовых серпентинизированных ультрабазитов как источников хромшпинелидов в россыпях Усть-Бельского района в Корякии и некоторых других. Однако наиболее масштабно в пределах мегапровинции, во всяком случае, в области занимающих большую ее территорию мезозойских супертеррейнов, проявлено россыпеобразующее оруденение (Au, Sn, W), ассоциирующее с постколлизийными гранитоидами юрско-мелового возраста.

Чтобы оценить *золотоносный россыпной потенциал* мегапровинции, приведем некоторые цифры и примеры. По данным А.П.Сорокина с соавторами (Атлас..., 2000), только один из старейших золотодобывающих регионов страны, юг Дальнего Востока, включая Амурскую область (Дальневосточная россыпная провинция), официальной датой начала золотодобычи в котором считается 1867 г., произвел почти 700 т учтенного золота (а включая неучтенное - более 1000 т), и при этом до сих пор в нем известно около 600 россыпных месторождений золота, стоящих на государственном балансе (рис. 4.35).

Еще более внушительные цифры характеризуют крайний северо-восток региона. В Магаданской части Верхояно-Колымской россыпной провинции известно более 1000 золотоносных россыпей и более 400 россыпей в



**Рис. 4.35.** Схематическая геологическая карта Нагиминского золотоносного узла (А) и строение крупного россыпного месторождения Нагима (по данным В.И.Белоусова и А.М.Лященко): проекции изосодержаний золота на горизонтальную площадь (Б), продольный разрез россыпи (В) и поперечный разрез по лин. ШБ-37-73 (Г) (Атлас..., 2000)

А: 1 - современные галечники, пески, глины; 2 - верхнечетвертичные отложения, нерасчлененные; 3 - неогеновые пески с прослоями каолиновых глин (соктаханская свита); 4-5 - меловые отложения (кивдинская свита); 4 - илы, глины, угли, 5 - конгломераты, гравелиты; 6 - силурийские кварциты, алевролиты, глинистые сланцы (омутнинская свита); 7 - протерозойские гнейсы; 8-9 - палеозойские интрузивные породы; 8 - диориты, гранодиориты, 9 - габбро, габбро-диориты; 10-11 - разрывные нарушения; 10 - достоверные (а), предполагаемые (б), 11 - под рыхлыми отложениями; 12 - россыпи: с запасами  $C_1$ , отработанные (б), с ресурсами  $P_1$  (в), с ресурсами  $P_2$  (г).

Б-Г: 1 - почвенно-растительный слой; 2 - торф; 3 - песок; 4 - глина, ил; 5 - галька; 6 - щебень; 7 - коренные породы; 8 - геологические границы установленные, 9 - то же, предполагаемые; 10 - скважины; 11 - границы близповерхностной россыпи. Содержания золота приведены в условных единицах.

Чукотско-Корякской провинции. Обе эти территории дали за более, чем 70-летний период их эксплуатации почти 3500 т золота, оправдав свое название "валютного цеха страны". При этом добыча россыпного золота в отдельные годы достигала 70-80 т и практически не опускалась ниже 30 т (Россыпи..., 1999). Если к этому добавить потенциал россыпного золота Якутской части Верхояно-Колымской провинции с ее уникальным Верхне-Индибирским и Куларским районами, то картина становится еще более внушительной.

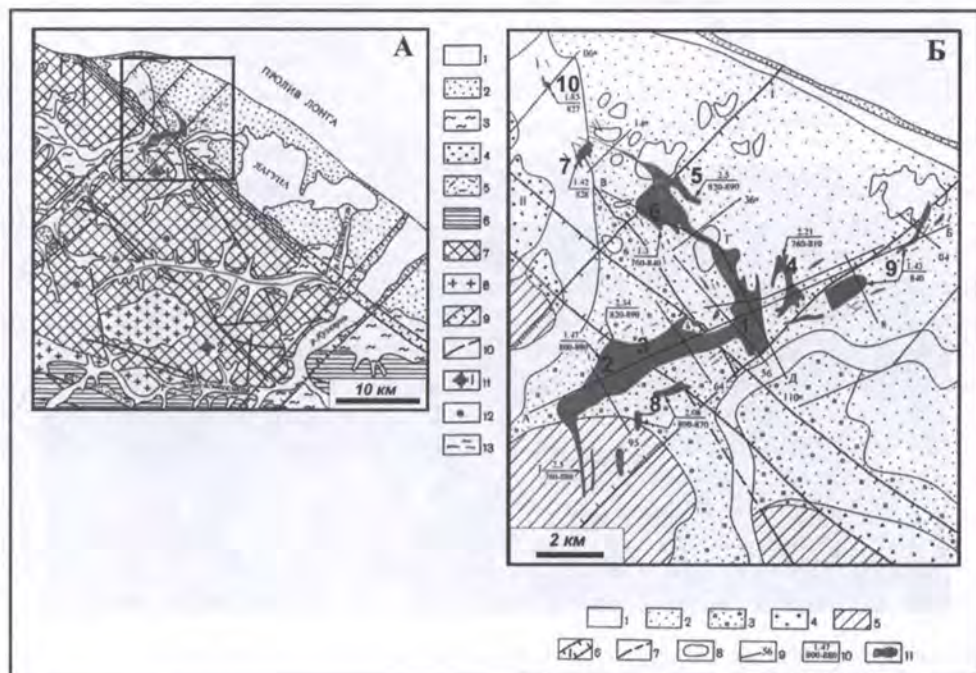
К категории крупных россыпных месторождений золота на территории мегапровинции могут быть отнесены более 15 объектов (россыпи Куларского и Верхне-Индибирского района, Ньюжинского и Дамбукинского районов в Тында-Зейской россыпной зоне, Золотогорского узла, Токурского и Харгинского районов в Тукурингской зоне, Октябрьского района в Амуру-Зейской россыпной области, а также месторождения Хаттынах, Ичувеем, Каральвеем и др.), а к категории супекрупных россыпей (гигантов), по крайней мере, 5 объектов - Чай-Юрья, Малый Ат-Юрях, Омчак, Берелех, Рывеем (рис. 4.36).

Северо-Восток Азии является также одним из ведущих на сегодняшний день производителей "шлиховой платины" - из россыпей Южной Корякии, разведка которых началось только в 1990 г. Помимо этих объектов и серии менее крупных россыпей минералов платиновой группы (Пекульнейская группа, Хатырская и др. на Восточной Чукотке, россыпей о-ва Феклистов), платинометалльная минерализация характерна также для целого ряда золотоносных россыпей Амуру-Зейской провинции.

Среди них крупнейшим объектом являются *платиноносные россыпи* Корякии, которые образуют компактный Сейнав-Гальмозэнский россыпной узел, насчитывающий почти 10 самостоятельных россыпей, в сумме составляющих крупный объект мирового уровня (Россыпные..., 1997; Мочалов, 2001; Шило и др., 2006). Россыпной узел интересен тем, что его россыпеобразующая система чрезвычайно молода. Узел приурочен к Сейнавскому аллохтону на стыке Корякской и Олюторской структурно-формационных зон, сложенных соответственно сантон-маастрихтским флишоидным комплексом корякской серии и вулканогенно-кремнистыми породами ватынской свиты кампан-маастрихта. Составной частью аллохтона являются прорывающие породы ватынской свиты концентрически-зональные габбро-пироксенит-дунитовые Гальмозэнский и Сейнавский массивы и связанные с ними зоны меланжа, выступающие в качестве источников россыпной минерализации, в составе которой доминирует изоферроплатина.

Возраст массивов - ранний-средний палеоцен - соответствует времени формирования основания островодужного комплекса; при этом их уровень эрозионного вскрытия невелик и не достиг дунитового ядра массивов. Платиновые россыпи залегают в долинах, характеризующихся избыточной мощностью аллювия и заключающих, помимо современного долинного комплекса, также серию террас/террасоувалов и погребенные тальвеги, однако возраст металлоносного аллювия ограничен верхним плейстоценом-голоценом (рис. 4.37). При этом наиболее высокие содержания МПГ (до 2 г/м<sup>3</sup>) и наиболее мощные пласты (до 7 м) характерны для 1-й надпойменной террасы, хотя в целом доля террасоувальных россыпей в общем балансе запасов МПГ невелика.





**Рис. 4.36. Геолого-структурная позиция (А) и геологическая модель (Б) россыпного поля Рывемского месторождения золота (Россыпи..., 1999; Шило и др., 2006)**

А: 1 - современный аллювий; 2 - современные прибрежно-морские осадки; 3 - верхнечетвертичные аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения; 4 - нижне- и среднечетвертичные отложения морских террас; 5 - верхний мел: андезиты; 6 - триас: терригенно-осадочные породы флишоидной формации; 7 - средний-верхний девон: терригенно-карбонатные породы; 8 - зоны разломов глубокого заложения; 9 - раннемеловые гранитоиды; 10 - прочие разломы; 11 - золоторудные месторождения: 1 - Совиное, 2 - Дор; 12 - золоторудные проявления; 13 - россыпи золота.

Б: 1 - современный аллювий; 2 - современные прибрежно-морские осадки; 3 - верхнечетвертичные аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения; 4 - нижне- и среднечетвертичные отложения морских террас; 5 - палеозойские терригенно-карбонатные породы; 6 - зоны разломов глубокого заложения (Р - Рывемская, П - Приморская); 7 - прочие разломы; 8 - термокарстовые озера; 9 - буровая линия и ее номер; 10 - средняя крупность золота (числитель) и его пробность (знаменатель); 11 - россыпи золота: 1 - руч. Северный, 2 - Долинная, 3 - Дикое озеро, 4 - уч-к Зеленый, 5 - Прибрежная, 6 - Прибрежная (абразионная), 7 - Русловая, 8 - Террасовая, 9 - Восточная, 10 - Лагунная.

В противовес молодости системы и того обстоятельства, что формирование россыпей происходило в условиях гляциального и перигляциального литогенеза, важнейшую роль в их формировании, по мнению А.Г.Мочалова (2001), сыграло присутствие развитых по габбро-



**Рис. 4.37. Карьер артели "Чайбуха", обрабатывающей платиновые россыпи Сейнав-Гальмознского россыпного узла (фото А.Г.Мочалова)**

пироксенит-дунитам зон серпентинитовых меланжей протяженностью во многие километры, в которых дробление и истирание материнских пород заменили процесс высвобождения россыпеобразующих минералов в коре выветривания - столь необходимое условие образования промышленных россыпей. Ускоренная денудация меланжей под воздействием ледников проявилась в формировании специфических серпентинитовых валунно-песчанисто-глинистых масс водно-ледникового ("селевого") происхождения, которые сыграли роль промежуточных коллекторов и обеспечили разнос металлоносного обломочного материала за пределы рудоносных массивов и формирование протяженных россыпей (р. Левтыринваям - более 10 км).

В 30-е гг. XX в. уходит своими корнями история освоения *оловянных и вольфрамовых россыпей*, которая была связана с деятельностью предприятий Дальстроя. Именно в этот период были введены в эксплуатацию первые россыпные месторождения, которые играли важную роль в добыче олова вплоть до конца 1950-х гг., когда добыча олова из россыпей в отдельных районах поднималась до 85%. В настоящее время в россыпях региона содержится 12.31% общих запасов олова страны, а доля его добычи составляет 26.43%. При этом характерно, что если среди отработанных оловянных россыпей основную долю составляли небольшие и средние по масштабу месторождения, то сегодня главная доля запасов россыпного олова заключена в единичных крупных и суперкрупных месторождениях.

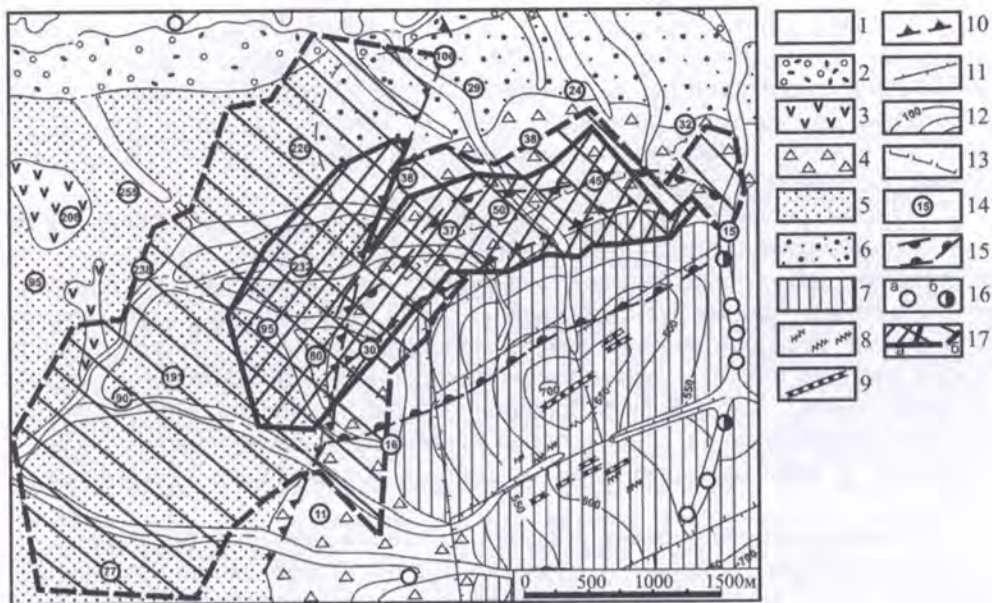


Рис. 4.38. Схематическая карта Тирехтяхского рудно-россыпного узла (по данным ПГО "Якутскгеология" и ВИМСа)

1-2 - отложения современных долин, голоценовые: 1 - аллювий поймы; 2 - то же, надпойменной террасы; 3-6 - отложения аккумулятивных равнин голоцен-верхнеплейстоценовые: 3-4 - голоценовые: 3 - озерно-болотные, 4 - склоново-пролювиальные; 5-6 - верхнеплейстоценовые: 5 - озерно-аллювиальные, 6 - аллювиально-пролювиальные; 7 - терригенно-осадочные породы верхнего триаса; 8 - дайки диабазов и диабазовых порфиритов верхнемеловые; 9 - минерализованные зоны дробления с оловорудной минерализацией; 10 - тектонические нарушения, выраженные в современном и погребенном рельефе тектоническими уступами; 11 - прочие тектонические нарушения; 12 - морфоизогипсы; 13 - борт плиоцен-среднеплейстоценовой палеодолины; 14 - мощность рыхлых отложений, м; 15 - рудное поле месторождения Дружба; 16 - содержания касситерита в шлиховых пробах: а - знаковые, б - 1-50 г/м<sup>3</sup>; 17 - контур россыпи Тирехтях: а - с балансовыми запасами, б - то же, с забалансовыми.

В настоящее время Полоусно-Чокурдахская субпровинция на северном фланге Якутско-Колымской россыпной провинции, где находятся такие россыпи-гиганты, как Тирехтях (рис. 4.38) и Одинокое, а также прилегающие области Северо-Якутской субпровинции с оловоносными россыпями Северо-Ляховского россыпного района<sup>6</sup> продолжают рассматриваться в качестве главного резерва оловоносных россыпей России.

<sup>6</sup>Рассматриваются в главе 6 при характеристике Восточноарктической шельфовой провинции.

Помимо золота, платиноидов и олова (с вольфрамом), составляющих реальный промышленный сырьевой потенциал Северо-Востока Азии, минерагенический облик россыпной мегапровинции в целом определяют также некоторые другие типы россыпей, одни из которых являются или могут являться объектом старательской или попутной добычи, а другие определяют общий россыпной потенциал региона.

Таковы россыпи киновари, характерные для Верхояно-Колымской и Чукотско-Корякской россыпных провинций, как правило, небольшие по масштабам, тесно пространственно совмещенные с коренными месторождениями в рамках единых рудно-россыпных полей. Большинство из них связано с ртутными месторождениями телетермального (прежде всего джаспероидного и листовенитового) и вулканогенного (карбонатно-аргиллитового) классов (Металлогения..., 1976). В силу большой хрупкости киновари, это - типичные россыпи ближнего сноса, среди которых преобладают элювиально-склоновые, ложковые и аллювиальные типы россыпных концентраций (Россыпные..., 1997).

Элювиально-склоновые россыпи киновари нередко приурочены к грубообломочным развалам в пределах рудных полей (м-ние Пламенное, Чукотка). Они имеют характер пластовых залежей мощностью до 3 м и содержат киноварь в количестве до 5 кг/м<sup>3</sup>, обычно в рудных обломках, в сростках с кварцем, редко в полностью высвобожденном виде; изредка встречается также самородная ртуть. Такие россыпи могут обогащаться по рудной схеме.

Более значительны по масштабам киноварные россыпи ложкового и аллювиального типа, содержащие киноварь в виде свободных кристаллов и "гальки богатых руд". Эти россыпи формируются локально при благоприятных условиях денудации рудных полей. Киноварные россыпи, как правило, представляют собой четко морфологически оформленные пластовые приплотиковые залежи с мощностью промышленного пласта 0.2-3 м, струйчатого и гнездового строения. Они всегда непосредственно связаны с питающим источником, обычно обнажающимся непосредственно в днище долины или в нижней части ее бортов. Часто пласт непосредственно переходит в рудные зоны, и при сильно трещиноватом плотике бывает трудно определить, имеем ли мы дело с первичными концентрациями или с гравитационной просадкой киновари в водно-аллювиальной среде. Содержание киновари в россыпях ложково-аллювиального генезиса составляет 0.5-5 кг/м<sup>3</sup>, а протяженность россыпей с таким уровнем содержаний редко превышает 1.5-2 км. Классическим примером таких россыпей является россыпное месторождение Уолаах-Кыыс-Юреге в южных предгорьях хр. Кулар (Республика Саха-Якутия) (Патык-Кара, Спектор, 1986; Россыпные..., 1997).

Из известных киноварных россыпей мегапровинции Северо-Востока Азии (Палян, Пламенный на Чукотке, Зинкор и другие в хр. Полоусном) охарактеризованное месторождение является наиболее масштабным, однако в силу ограниченных запасов не может рассматриваться в качестве перспективного объекта.

*Редкометалльная и редкоземельная россыпная минерализация* в пределах рассматриваемого региона распространена весьма ограничено. Как

самостоятельный минеральный тип россыпей она представлена единственным объектом - россыпью Горного озера в связи с карбонатами в массиве Сетта-Дабан (Россыпные..., 1997), а в качестве сопутствующей присутствует в золотых (в виде куларита в россыпях Куларского района и ксенотима в некоторых россыпях Индигирского района), в оловянных (в виде колумбита в россыпях Восточной Чукотки) россыпных месторождениях. Однако промышленная ценность этой сопутствующей минерализации сомнительна или остается недостаточно изученной.

Пирохлор-колумбитовая россыпь Горного озера в хр. Сетта-Дабан расположена в пределах отчлененного блока Восточно-Азиатского кратона, включенного в систему чешуйчато-надвигового Сетта-Дабанского поднятия Верхоянской мегазоны. Месторождение целиком находится на площади палеозойского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, которые интенсивно затронуты ледниковой экзарацией. Россыпь приурочена к ледниковому цирку, выработанному в слабоустойчивых карстующих породах (кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах), и впоследствии заполненному ледниково-озерными осадками значительной (несколько десятков метров) мощности; Ледниковое озеро имеет площадь 0,8 км<sup>2</sup>, а общая площадь продуктивных озерных осадков, развитых в южной и западной части котловины, составляет около 1,1 км<sup>2</sup> при мощности до 50 м (рис. 4.39). Продуктивные отложения представлены слабосортированными среднезернистыми пироксен-слюдисто-полевошпатовыми песками и супесями и по сравнению с материнскими породами существенно (в 4-5 раз) обеднены кальцитом. Доминирующим является класс крупности -1,25+0,071 мм, который и обогащен пирохлор-колумбитом, цирконом, ильменитом, монацитом. По данным ГИРЕДМЕТ (Россыпи..., 1994), россыпь представляет собой высоко комплексное месторождение, из которого при упрощенном варианте комбинированной магнитно-флотационно-гравитационной технологической схемы можно получать несколько различных рудных концентратов: комплексный редкометалльный, ниобиевый пирохлоровый, редкоземельный, цирконовый, апатитовый.

Куларитсодержащие золотоносные россыпи Куларского района в Северо-Восточной Якутии могут рассматриваться в качестве перспективного типа россыпных месторождений, в которых редкоземельный концентрат может представлять продукт попутного обогащения хвостов россыпи. Куларит - аутигенная разновидность монацита - отличается от "обычного" монацита несколько меньшей плотностью, повышенным содержанием европия (до 1%) и низким содержанием или полным отсутствием тория. Его источником являются углеродисто-метатерригенные (черносланцевые) породы миогеосинклинальных комплексов, в данном районе - каменноугольно-пермские породы, вскрывающиеся в ядрах Харалахского и Куларского антиклинориев (Россыпные..., 1997).

В золотоносных песках Кулара средние содержания куларита составляют около 1 кг/м<sup>3</sup> при колебаниях от 0,1 до 2 кг/м<sup>3</sup>, а в хвостах обогащения россыпей - 1,5-5 кг/м<sup>3</sup>. В пределах района известны, по крайней мере, три участка с повышенными содержаниями РЗЭ в золотоносных песках и с собственно куларитовыми россыпными проявлениями: Солурский,

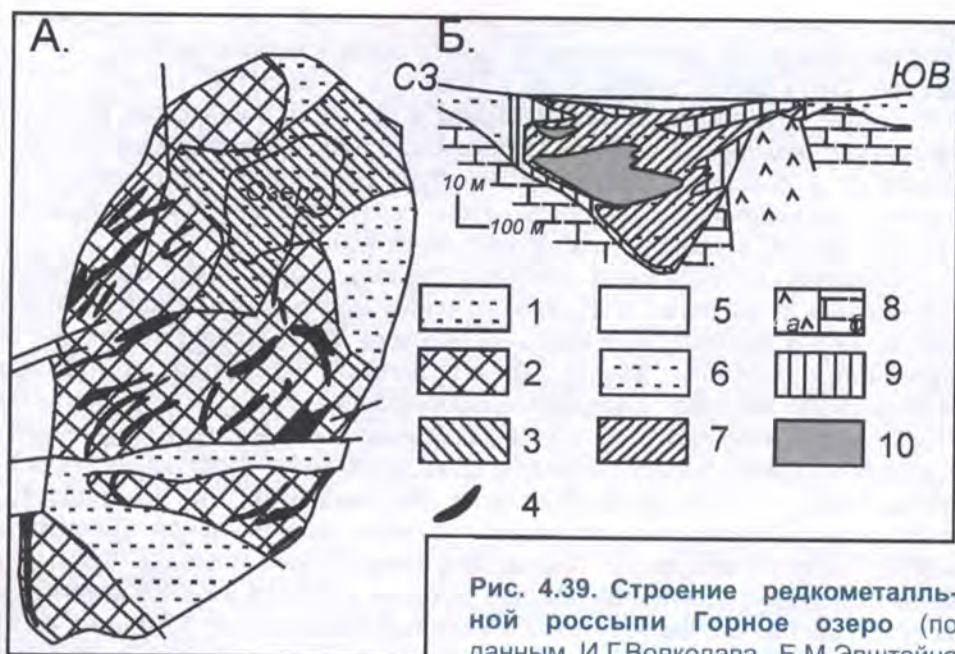


Рис. 4.39. Строение редкометалльной россыпи Горное озеро (по данным И.Г.Волкодава, Е.М.Эпштейна и др. (Россыпные..., 1997))

А - схема; Б - разрез;

1 - щелочные-ультраосновные породы; 2 - четвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения; 3 - пироклоровая россыпь; 4 - рудные зоны с колумбит-гатчеттолит-пироклоровой минерализацией; 5 - вода озера; 6 - песчано-илисто-глинистые озерные осадки; 7 - породы плотика; а - пироксениты, б - карстующиеся карбонатные породы; 8-10 - содержание  $Nb_2O_5$  в россыпи, в %: 8 - менее 0,5, 9 - 0,1-0,05, 10 - более 0,1.

Соурдахский и Улахан-Сисский. Наиболее детально изучено распределение куларита в песках и хвостах обогащения россыпей Солурского узла, где в свое время были выделены три участка с переданными на баланс ГОКа суммарными запасами куларита более 6 тыс.т при среднем его содержании  $1067 \text{ г/м}^3$  (россыпи Центральная, Вера и др.). Кроме того, в россыпи руч. Отрожный запасы куларита составляют около 6 тыс.т при среднем содержании  $1-1.5 \text{ кг/м}^3$  и золота более  $50 \text{ мг/м}^3$  (данные ГИРЕДМЕТ). Куларитовые концентраты Куларских россыпей содержат  $\Sigma TR_2O_3$  более 52%, в том числе индивидуальных редких земель:  $La_2O_3$  - 20.8%,  $Ce_2O_3$  - 42.68%,  $Nd_2O_3$  - 22.45%; содержание Eu 0.39% от суммы РЗЭ. Концентраты радиоактивны.

Проблема промышленной ценности куларитовых россыпей - прежде всего технологическая. Разработанная ГИРЕДМЕТом единая технологическая схема обогащения исходных песков и хвостов обогащения позволяет получать 95%-ный куларитовый концентрат при сквозном его извлечении 72%. Подсчитано, что при годовой производительности добычи песков на уровне 250 тыс.т попутно могут быть получены 540 т куларитового концентрата; при

вовлечении дополнительно в переработку хвостов обогащения с содержанием куларита  $1.5 \text{ кг/м}^3$  годовой объем редкоземельной продукции может быть увеличен в полтора раза.

Реальные перспективы выявления редкоземельных россыпей имеются и в Чай-Юрьинско-Берелехском районе, где в золотоносном аллювии р. Берелех известны участки с содержанием куларита до  $3-5 \text{ кг/м}^3$ .

Среди второстепенных по значению минеральных видов россыпей рудного сырья, выявленных в последнее время, незначительных по размерам, но определяющих общий минерагенический облик россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии, следует назвать также аллювиальные *титаноносные (ильменитовые) россыпи* Катэнского узла, которые связаны с габброноритами зонально построенного Тигринового массива в Сихотэ-Алиньской субпровинции Дальневосточной россыпной провинции.

Россыпная мегапровинция Северо-Востока Азии известна также *россыпями и россыпными проявлениями ювелирно-поделочного сырья*.

Проявление в различных ее частях мелового андезитового и позднекайнозойского (плиоцен-четвертичного) базальтоидного вулканизма определило формирование агатовых россыпей, которые, как известно, представляют собой главный промышленный тип месторождений этого вида ЮПК, поскольку в силу своих физико-химических свойств и размеров выделений агаты-халцедоны хорошо сохраняются в условиях выветривания, длительного переноса и пребывания в водно-аллювиальной среде (Киевленко, Сенкевич, 1983).

В рассматриваемой россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии промышленные россыпи агата известны в Верхояно-Колымской провинции (Средне-Колымская минерагеническая зона, Алазейский россыпной район и др.), в Чукотско-Корякской провинции (россыпи р. Кремьянки и Рывеевского золотоносного узла), а также в Амуро-Зейской минерагенической области Дальневосточной провинции (Нора-Селемджинский район).

Агатоносные россыпи бассейна рр. Норы и Селемджи связаны с обширными полями верхнемеловых базальтов и андезито-дацитов талданской свиты по восточному обрамлению Амуро-Зейской депрессии. Большинство коренных проявлений халцедона сопровождается элювиальными и склоновыми россыпями, которые, однако, не представляют промышленного интереса из-за низкого качества агатов. Важнейшее значение в формировании россыпей Нора-Селемджинского района сыграли не сами эффузивы, а промежуточные коллекторы - миоцен-нижнечетвертичные отложения бузулинской, сазанковской и белогорской свит. Главными геолого-промышленными типами россыпей агата-халцедона Нора-Селемджинского района являются современные аллювиальные русловые и косовые россыпи, расположенные в бассейне одноименных рек. Общая протяженность известных россыпей района составляет сотни километров, однако наиболее интересные в промышленном отношении залежи находятся в средней части бассейна р. Селемджа и ее притоков - рек Нора, Бурунда, Меун и др. (Кудайбергенов, 1990). Питание указанных россыпей осуществляется двумя путями. При непосредственном размыве андезит-базальтовых пород талданской свиты нижнего мела размеры гальки в россыпях обычно

составляют 2-3 см, редко до 15 см. Преобладают желто- и буро-окрашенные гальки, как результат их нахождения в водно-аллювиальной среде с повышенной железистостью; обычны сердолик, сардер, бастионные агаты, ониксы. Этот тип агатов отражает обстановку четвертичного литогенеза. При формировании россыпей за счет перемыва кайнозойских агатоносных отложений, образованных за счет перемыва кор выветривания каолинового типа, в которых происходит обесцвечивание миндалин, в них преобладает светлоокрашенная неокатанная галька халцедона и агатов - серо-голубая, бледно-зеленая, светло-желтая, медовая, черная, прозрачная, а также халцедоны-ониксы. Единичные крупные гальки достигают 20-22 см.

Б.Т.Кудайбергенов (1990) обратил внимание на то, что морфология галечных кос и распределение содержаний халцедона существенно меняются от сезона к сезону и, в особенности, после прохождения паводков. В связи с этим при поисках и разведке этих россыпей следует учитывать возможность их частичного уничтожения или наоборот восстановления в процессе изменения морфологии русла. С другой стороны, от сезона к сезону наблюдается частичное восстановление (возобновляемость) отработанных агатосодержащих галечных кос и отмелей, особенно после прохождения катастрофических паводков. Например, по данным ПО "Далькварцсамоцветы", ежегодная добыча с одной и той же площади кос и перекаатов в россыпи р. Бурунды составила в четыре последовательных года (1982-1985 гг.) соответственно 3242, 2282, 2515 и 3741 кг, причем каждый сезон сырье выбиралось с поверхности кос практически полностью. В 1985 г. добыча халцедона происходила трижды, и максимальная добыча соответствовала периоду после прохождения наибольшего летнего паводка.

Особого упоминания заслуживают также агатоносные россыпи Рывеевского золотоносного узла, где агаты служат предметом попутной добычи при отработке россыпей золота. Агаты Рывеевского района отличаются редкой голубовато-черной и синеватой окраской; среди них весьма часты концентрически построенные, полосчатые, "бастионные" и "пейзажные" агаты, обладающие высокой коллекционной ценностью.

Промышленный интерес представляют также *россыпи ювелирного сапфира* бассейна р. Кедровки в Северном Приморье (Metallogeny..., 2004), имеющие "базальтовое" происхождение, что сближает их со знаменитыми сапфировыми и корундовыми россыпями Австралии. Благородный корунд, в том числе ювелирные разновидности сапфира присутствуют в тяжелой фракции аллювия в виде зерен крупностью до 5 см; им сопутствуют шпинели, альмандин, циркон, ильменит, титаномагнетит, а также вольфрамит, касситерит и золото. Изучение щелочно-базальтовых вулканов Шкотовского плато показало, что корунды и сапфиры присутствуют также в элювии и склоновых отложениях, покрывающих склоны вулканов, в виде высвобожденных мегакристаллов размером до 3 см в диаметре (вместе с ильменитом, цирконом, санидином), в то время как лерцолитовые включения - оливин, хромдиопсид, энстатит, шпинель - представлены зернами размером 0.2-3 мм. Сапфиры из россыпей Приморья обладают высокими ювелирными качествами и уже используются как ограночное сырье.



Из других видов россыпей ЮПК следует отметить россыпи, ассоциирующие с породами ультрабазитового ряда, прежде всего валунные аллювиальные *россыпи поделочного нефрита и ювелирного родингита* верховьев рек Кыры и Мунилкан (Догдинский россыпной узел) на междуречье рек Догдо и Селленях, связанные с выходами альпинотипных ультрамафитов в зоне Мунилканского офиолитового террейна в осевой части хр. Черского (Тектоника..., 2001). Протяженность валунных россыпей, сложенных крупноглыбовым материалом от 0.5 до 2 м в поперечнике, достигает нескольких километров. Ценность россыпей определяется присутствием в составе глыб родингита (метасоматических пород гроссулярового, диопсид-гроссулярового и везувиан-хлорит-диопсидового состава), содержащих блоки высококачественного ювелирно-поделочного сырья - прозрачные и полупрозрачные разности яблочно-зеленого цвета.

Наряду с традиционными минеральными видами россыпей, занимающими прочное место в структуре минерально-сырьевой базы благородных, цветных и черных металлов и определяющими суммарный потенциал россыпей мегапровинции Северо-Востока Азии, выделяется еще одна группа россыпных месторождений, которые характерны исключительно для обширных ледово-лессовых равнин Субарктики, являвшихся главным ареалом обитания мамонтовой фауны. Это - остаточные *россыпи ископаемой мамонтовой кости* (ИМК), которые известны и эксплуатируются на протяжении более двух веков, причем в годы расцвета промысла из остаточных скоплений мамонтового бивня на бечевниках рек и ветровых морских осушках Северо-Востока Якутии добывалось в среднем 25 т сырья в год, а в последний период в конце XX в. за 8-10 лет было добыто около 50 т (Смирнов, 2004). При существующей градации месторождений ИМК, основанной на опыте добычных работ, здесь известны, наряду с мелкими объектами, крупные россыпи с запасами более 9 т и средние с запасами 5-9 т.

Основные скопления ИМК сосредоточены по побережьям Восточно-Арктических морей, а само их возникновение в значительной мере стимулировано развитием послеледниковой трансгрессии, в ходе которой создались условия для деградации материнских ледово-лессовых пород, содержащих остатки мамонтовой фауны. Поэтому, как показал А.М.Смирнов (2004), этот вид россыпей является неотъемлемым компонентом природной среды и сырьевого потенциала россыпей Восточно-Арктической шельфовой области (включая приморские равнины и островную сушу) и рассматривается нами в главе книги, посвященной минерагении современных шельфовых областей (глава 6).

Из россыпей биогенного сырья известны также *скопления янтаря* в палеогеновых отложениях Сахалина.

Несколько слов следует также сказать о минерагении древних ископаемых россыпей - реликтов палеообстановок, предшествовавших мезокайнозойскому этапу развития территории. Таковыми являются древние *метаморфизованные россыпи тяжелых минералов и алмазов*, отвечающие ископаемым типам обстановок доорогенного этапа.

В пределах мегапровинции можно выделить, по крайней мере, два типа таких кластогенных концентраций. Это: прибрежно-морские палеороссыпи в составе терригенных осадков позднепалеозойских-раннемезозойских комплек-

сов пассивной окраины Восточно-Сибирского кратона (миогеосинклинальных комплексов) и метаморфизованные россыпи докембрийского возраста в пределах древних террейнов, представляющих собой осколки структур древней консолидации (срединных массивов).

К россыпям первого типа относятся ископаемые прибрежно-морские россыпи алмазов в базальных конгломератах карнийского, норийского и ретского ярусов верхнего триаса Северного Верхоянья (Хараулахский кряж) и кряжа Чекановского, впервые установленные в 1980-е годы работами "Аэрогеологии", а в последние годы детально изученные С.А.Грахановым (Граханов, 2006, 2007; Россыпи..., 2007). Эти палеороссыпи представляют собой типичные концентрации литоральной и сублиторальной зон и образовались за счет источников, располагавшихся в Анабарском районе Сибирской платформы. К такому типу палеороссыпей следует отнести и описанные Г.Ю.Акимовым повышенные концентрации циркона в песчаниках и алевролитах норийского возраста на площади Тарынского золоторудного месторождения в Верхне-Индигирском районе, которые представляют собой литифицированные аналоги прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов современных пассивных шельфовых областей.

Второй тип ископаемых россыпей характерен для докембрийских террейнов (срединных массивов). Его представителями являются металлоносные песчаники в составе сякикениесской свиты нижнего венда Приколымского террейна (бассейн р. Столбовой). Согласно В.И.Шпикерману, эти кварцитоподобные песчаники насыщены рудными минералами, которые группируются в прослоях мощностью от 1-2 мм до 3-4 см, объединенные в слои мощностью до 15-20 м. Минерализация имеет рутил-мартит-цирконовый состав (ср. с рутилитами Южного Урала и Кокчетавского массива). Среди рудных минералов доминирует мартитизированный титаномагнетит, составляющий около 80% общего объема тяжелой фракции. Помимо гематита (мартита), магнетита, ильменита, рутила, малакона, присутствующих в виде зерен размером от 0.1 до 1.5 мм, характерны также турмалин, ильменорутит, а в качестве примеси касситерит, гранат, монацит, торит, сфен. Эпигенетические преобразования вендских пляжевых россыпей значительны. Участками они метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев. Однако в целом степень метаморфизма этих отложений значительно ниже, чем в подстилающих их рифейских породах.

В заключение следует подчеркнуть, что в настоящий период, когда богатейшие близповерхностные россыпные месторождения россыпной мегапровинции СВ Азии (главным образом, золота и олова), развитые в областях денудационного рельефа, в значительной мере отработаны, главный интерес представляют сформированные за их счет техногенные россыпи. Основные перспективы развития минерально-сырьевой базы россыпей стратегических и других видов сырья в пределах мегапровинции связаны с:

- расширением перспектив периконтинентальных областей, прежде всего, с восточноарктической шельфовой областью (ВАШ), где располагаются основные ресурсы россыпного золота и олова, а также россыпей ИМК;

- выявлением и освоением многопластовых погребенных россыпей внутригорных впадин (золото, олово);

- вовлечением в освоение россыпей нетрадиционных технологических типов, опробование и отработка которых предполагает применение рудных схем обогащения (олово);
- переоценкой техногенных россыпей благородных металлов (золото, металлы платиновой группы);
- изучением и освоением нетрадиционных минеральных типов россыпей и попутным извлечением ценных компонентов из комплексных россыпей.

#### 4.2.2. Россыпная мегапровинция Северо-Американских Кордильер

Протяженный пояс Северо-Американских Кордильер представляет собой одну из крупнейших полиминеральных россыпных мегапровинций орогенно-складчатых областей. Пространственное распределение и стиль ее россыпной металлоносности отражает тектоническую и морфоструктурную неоднородность пояса, которая сочетает в себе, с одной стороны, мегаэлементы продольной зональности - в виде Внешней мегазоны, сформированной на докембрийском основании Северо-Американской платформы, и Притихоокеанской мегазоны, представляющей собой сложный коллаж разновозрастных террейнов, завершивших развитие в конце мезозоя - начале кайнозоя, а с другой стороны, поперечную неоднородность в виде четырех разнородных сегментов (Аляскинский, Канадский, Американский и Мексиканский), говоря о которых, В.Е.Хаин отметил "...любопытно, их границы близко совпадают с государственными границами стран континента" (Хаин, 2001. С. 46). Продольная тектоническая зональность проявляется в региональной морфоструктуре в виде системы Скалистых гор на востоке и Береговых хребтов вдоль Тихоокеанского побережья, разделенных областью Внутренних плато и плоскогорий (Юкон, Стикин, Нечако-Фрейзер, Колумбийское, Колорадо), относительно выравненных (плато Колорадо) или имеющих клавишную морфоструктуру за счет чередования горстов и грабен (Провинция хребтов и бассейнов). Значительное место в строении поверхности Внутренних плато занимают вулканические плато.

Геоморфологический этап развития территории, начавшийся в позднем мезозое, ознаменован оформлением в общих чертах морфоструктурного плана, впоследствии существенно модифицированного начавшимися в олигоцене процессами тектоно-магматической активизации с развитием континентального рифтогенеза, вулканизма, включая излияния платобазальтов, вспышки которого охватили весь олигоцен, мио-плиоцен и даже четвертичное время. Развитие литоморфного рельефа протекало при существенном влиянии горно-долинных оледенений, криогенного морфолитогенеза на севере и аридного - на южном фланге пояса (Ананьев, Бредихин, 2008).

Минерагию россыпной мегапровинции мезозойд Северо-Американских Кордильер определяют, прежде всего, золото и минералы платиновой группы, которым сопутствуют редкие металлы, олово (в касситерите), хромшпинелиды, ювелирно-поделочные камни, связанные с

породами офиолитового комплекса (жадеит и нефрит) и с эффузивами среднего и кислого состава (благородный корунд и агаты).

Особенности тектоно-магматического развития территории определили сочетание в современном уровне среза разновозрастной и разнотипной россыпной минерализации. В качестве основных комплексов пород, с которыми ассоциирует россыпеобразующее оруденение, выступают:

а) постагреционные юрско-меловые гранитоиды, с которыми связано россыпеобразующее оруденение золото-кварцевой (при резко подчиненной роли касситерит-кварцевой) формации, локализованное в метаморфизованных терригенно-осадочных породах палеозойского возраста, слагающих наиболее древние террейны пояса;

б) ультрабазиты и зоны офиолитового меланжа в составе покровов преимущественно средне-юрского возраста - источники платинометаллических, хромитовых и нефритовых россыпей;

в) вулканогенно-плутогенные меловые и преимущественно эффузивные палеоген-неогеновые формации этапа позднемезозойской-раннекайнозойской тектоно-магматической активизации, особенно ярко проявившейся в Американском сегменте Кордильер; с этим этапом связано формирование низкотемпературных золоторудных и киноварных россыпеобразующих коренных источников, редкометаллических щелочных магматитов, агатоносных андезитов и корундоносных базальтов.

Сочетание типов россыпной минерализации и их относительная продуктивность в пределах мегапровинции неравномерны (рис. 4.40). В соответствии с делением пояса Северо-Американских Кордильер на несколько сегментов (Хаин, 2001) могут быть выделены следующие россыпные провинции: 1) россыпная провинция Юкон-Аляска, минерализацию которой определяют прежде всего богатейшие рудные и россыпные месторождения золота, группирующиеся в пределах занимающего осевую часть провинции протяженного пояса Аляска-Джуно (Константинов, 2006), при подчиненной роли россыпей ультрабазитовой ассоциации и олова; 2) россыпная провинция Северных Кордильер (Канадских Кордильер) с доминированием россыпей ультрабазитового ряда (МПГ, нефрит) при подчиненной роли золотоносных россыпей; 3) богатейшая полиминеральная (Au+RM+Cr+ЮПК) россыпная провинция Центральных (Американских) Кордильер; 4) Мексиканская провинция (Sn+Hg).

Безусловно, в качестве профилирующего типа россыпной минерализации мегапровинции в целом следует рассматривать *россыпи золота*, открытие и разработка которых на протяжении почти полутора веков во многом определяли освоение запада Северо-Американского континента. "Золотая лихорадка", охватившая сначала Калифорнию (1860-е годы), чуть позже Аляску, а затем и Территорию Юкон (1886-1920 годы), прежде всего, была связана с открытием и освоением россыпного золота, причем, несмотря на резко возросший потенциал золоторудных месторождений в ущерб в значительной мере отработанным россыпям (Константинов, 2002), во многих районах (например, Канадский Юкон) россыпи продолжают оставаться главным промышленным источником золота.

Общее число известных индивидуальных золотоносных россыпей в пределах мегапровинции значительно превышает 1000, а число образуемых ими россыпных узлов превосходит сотню. Большинство из них находится в двух разобренных провинциях - Юкон-Аляска и Центральных Кордильер (рис. 4.40). Э. Кобб (1973) только для шт. Аляска (США) называет цифру более 500 индивидуальных россыпей, которые группируются (по географическому и административному признаку) в 14 рудных районов и 64 площади<sup>7</sup>. Многие из них со временем приобрели значение важнейших золоторудных объектов. Например, район Юкон-Фербенкс, из россыпей которого уже добыто более 250 т золота, включает также такие крупные рудные месторождения, как Форт Нокс, Пого и др.

Большинство золотороссыпных и рудно-россыпных районов и узлов находятся в пределах Центрального пояса (или пояса Аляска-Джуно), сложенного метаморфизованными осадочными и метаморфическими породами докембрия-палеозоя и осадочными породами мезозоя, прорываемыми массивами юрских-раннемеловых постаккреционных гранитов и телами юрских ультрабазитов. В тектоническом отношении пояс соответствует древнейшим террейнам и включает, в том числе, Сьюардский и Юконский массивы. Он имеет протяженность до 2000 км при ширине до 600 км.

**Бассейн Верхнего Юкона** является важнейшим и в определенном смысле типовым россыпным районом россыпной мегапровинции Северо-Американских Кордильер. История его открытия в 1886 г. ознаменовала начало "золотой лихорадки" на севере Америки. За более, чем 120-летнюю историю разработки россыпей Юкона здесь было добыто более 16 млн. унций (практически более 500 т) неочищенного золота, что выдвигает эту провинцию в число бесспорных россыпных "гигантов" Мира (Henly, Adams, 1979). На фоне общего снижения добычи золота за последние два десятилетия его среднегодовая добыча по району составляла тем не менее около 120000 унций (более 3.7 т). На 1989 и 2001 годы приходились ее пики - соответственно 4.7 и 2.7 т. Сегодня в добыче россыпного золота, наряду с аллювиальными россыпями, важное место занимает переработка техногенных россыпей. Добыча золота осуществляется более чем 100 частными (обычно семейными) предприятиями с привлечением сезонных рабочих.

Позиция этого крупнейшего золотоносного россыпного района (субпровинции), целиком расположенного на Территории Юкон (Канада), заключающего более 10 индивидуальных россыпных полей (россыпных узлов), определяется его положением в области сочленения системы террейнов Канадского сегмента Северо-Американских Кордильер со структурами Северо-Американского кратона (рис. 4.41). Границей между ними служит Тинтина Трэнч - крупный правосторонний сдвиг северо-западного направления протяженностью более 450 км, представляющий собой северо-западное продолжение Рва Скалистых гор, вместе с которым образует структуру суммарной протяженностью более 1200 км. Наиболее крупными террейнами на Территории Юкон являются Юкон-Танана, террейн Кассиар (россыпной узел Атлин на территории БК), примыкающий с юго-востока, террейн Стикиния,

<sup>7</sup> На рис. 4.40 они указаны в обобщенном виде.



примыкающий с юга, и террейн Александер в береговой зоне. Ширина аккреционного пояса, становление которого произошло в интервале 160-120 млн. лет (Хаин, 2001), в пределах рассматриваемой территории достигает 100 км.

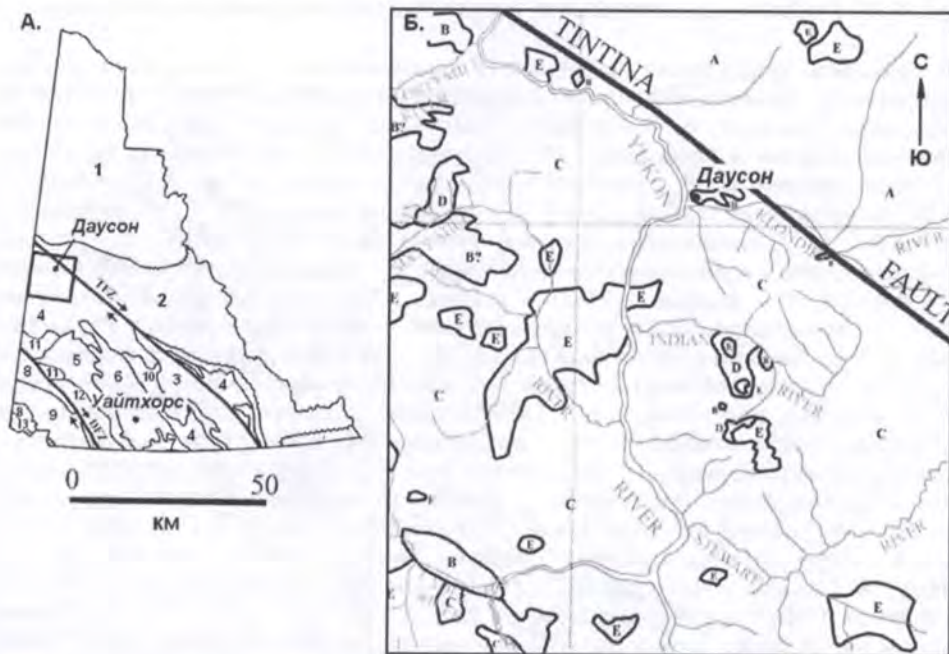
Основные золотоносные площади локализованы в пределах самых древних терреинов Юкон-Танана (россыпные узлы Клондайк Голд Филд, Западный Юкон, бассейн р. Стюард, Мэйо и др.) и Кассиор, которые входят в так называемое метаморфическое ядро Кордильер.

#### Рис. 4.40. Россыпные провинции и мегапровинции Северной Америки

1-9 - элементы тектонического строения: 1 - Канадский щит, 2 - Северо-Американская платформа, 3 - гренвилльский пояс, 4 - Иннуитская складчатая система, 5 - Аппалачская складчатая система, 6 - молодые платформы на палеозойском основании (Приатлантическая и Галф Кост), 7 - мезозойды Северо-Американских Кордильер, 8 - поля вулканитов, 9 - граниты тектонических структур 1-го и 2-го порядка; 10-19 - минеральные типы россыпей: 10 - золото, 11 - олово, 12 - редкие металлы, 13 - МПГ, 14 - комплексные тяжелых минералов, 15 - киноварь, 16 - хромит, 17 - драгоценные и поделочные камни, 18 - барит, 19 - янтарь; 20 - масштабы россыпей: а - крупные, б - рядовые; 21-22 - границы: 21 - россыпных мегапровинций (САП - Северо-Американской платформы, САК - Северо-Американских Кордильер, САА - Северо-Американская Атлантическая), 22 - главнейших россыпных провинций (а) (в случае их несовпадения с границами мегапровинций): Ю-А - Юкон-Аляска, СК - Северных Кордильер, ЦК - Центральных Кордильер, М - Мексиканская, А - Атабаска и субпровинций (б); 23 - главные россыпные районы и крупные россыпные узлы и их минерализация: 1 - п-в Сьюард (Au, Sn), 2 - бассейн рек Нуатак-Кобук (Ноатак-Селвик-Шонгак) (Au, нефрит), 3 - низовья р. Кусокуим (включая Гудныйс Бей) (Au, PGE), 4 - среднее течение р. Юкон (Юкон-Фербенкс) (Au), 5 - р-н Кенайского п-ова (Au), 6 - Юго-Восточная Аляска, 7 - верхнее течение р. Юкон (Клондайк, Индиан, Стюард, Мэйо, Ливинстоун и др.) (ТЮ) (Au), 8 - р-ны Атлин-Карибу (БК) (Au), 9 - бассейн р. Фрейзер (PGE), 10 - Орегон-Каскадные горы (Сг, Au), 11 - штатов Юта и Вайоминг (провинция Хребтов и Бассейнов) (RM, Au, нефрит, касситерит, корунд, агаты, барит), 12 - штатов Калифорния и Невада (хр. Сьерра-Невада) (Au, Hg, RM, Sn, корунд, агаты), 13 - Колорадо (Au), 14 - Северная Мексика (Au, Hg, Sn), 15 - Сан-Луис-Потоси (Sn, Hg).

Важнейшая золотоносная площадь Территории Юкон - Клондайк Голд Филд (КГФ) - занимает более 10 тыс. км<sup>2</sup>. Основная ее часть расположена между правыми притоками Юкона - рр. Стюард и Клондайк. Как и в большинстве других золотоносных районов Юкона, территория сложена метаосадочными и метавулканогенными породами от хлорит-биотитовой до гранатовой ступеней метаморфизма, прорванными юрскими постаккреционными гранитами. Золотое оруденение ассоциирует с метавулканитами клондайкской свиты и кварцевыми жилами. По данным Дж.Мортенсена, Дж.Найта и Г.Лови (Knight et al, 1999; Lowey, 2006), оно представлено следующими типами: а) вкрапленной рассеянной минерализацией в пиритизированных метаморфических сланцах; б) мезотермальными (200-350°C) кварцевыми жилами нижнемелового (91-89 млн. лет) возраста; в) низкотемпературными флюорит-кварцевыми жилами, ассоциирующими с порфиритовыми дайками и силами, предположительно, третичного возраста; г) эпитермальными кварцевыми жилами. При этом большинство исследователей предполагают, что к настоящему времени коренные источники золота в основном эродированы (?), поэтому положительный прогноз в отношении оруденения отрицателен. Слабо освещен в литературе вопрос и о промежуточных коллекторах - присутствующих в районе постаккреционных верхнемеловых и палеогеновых (?) конгломератах, слабо золотоносных.

Характерно, что на фоне громадных объемов добытого в районе россыпного золота опыт разработки коренных руд в районе весьма ограничен. В начале XX в. шахтами и карьером обрабатывались два небольших рудных



**Рис. 4.41. Тектоническая позиция золотоносного района Юкон и схема геологического строения Клондайк Голд Филд (КГФ).** (Knight et al., 1999)

А: Цифрами обозначены: 1 - Северо-Американская платформа, 2 - Сэлвин Бэйсин; 3-13 - террейны Канадских Кордильер: 3 - Кассиар, 4 - Юкон-Танана, 5 - Нислинг, 6 - Стикиния, 7 - Кэч Крик, 8 - Врангелия, 9 - Александер, 10 - Слайд Маунтин, 11 - Мак-Кинли, 12 - нерасчлененные метаморфиты, 13 - Чугач.

Б: Буквами обозначены комплексы пород: А - Северо-Американской платформы, В - террейна Слайд Маунтин, С - террейна Юкон-Танана, D - постаккреционные осадочные и вулканогенные породы, Е - постаккреционные плутоны.

объекта - Лоон Стар в верховьях руч. Виктория (добыто всего 40 кг золота) и Митчелл в районе Солomon Дом. В обоих случаях оруденение представлено серией субпараллельных кварцевых жил с борнитом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и арсенопиритом и содержанием золота от 1.4 до 48 г/т. Этот тип руд является доминирующим в питании россыпей КГФ. Именно он поставляет в россыпи р. Доминион Крик и ее притоков основную массу золота, имеющего пробу 820-900 (Froese et al., 2001).

Основная часть золотоносной провинции Юкона расположена в пределах одноименного плато, граничащего на северо-востоке с горами Селуин и Огилви, а на юго-западе с массивом гор Св. Илии в Береговом хребте, где расположены наиболее высокие гипсометрические отметки Канадских Кордильер (г. Логан - 5858 м). Плато Юкон, в свою очередь, хребтами-горстами подразделяется на плато Клондайк, Стюард, Левис, Клуанэ, Теслин и Нисутлин. Важнейшими элементами морфоструктуры района



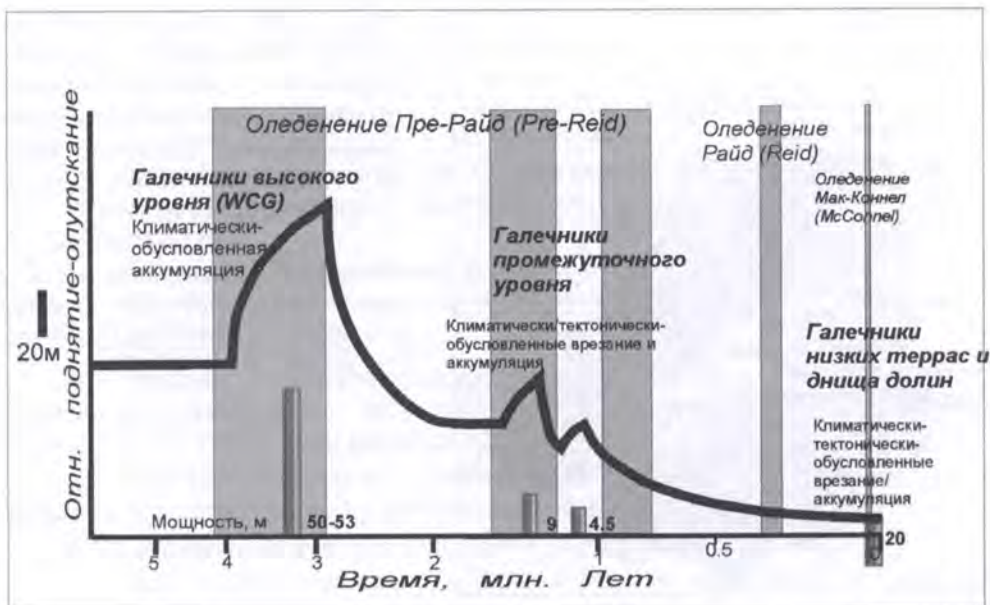
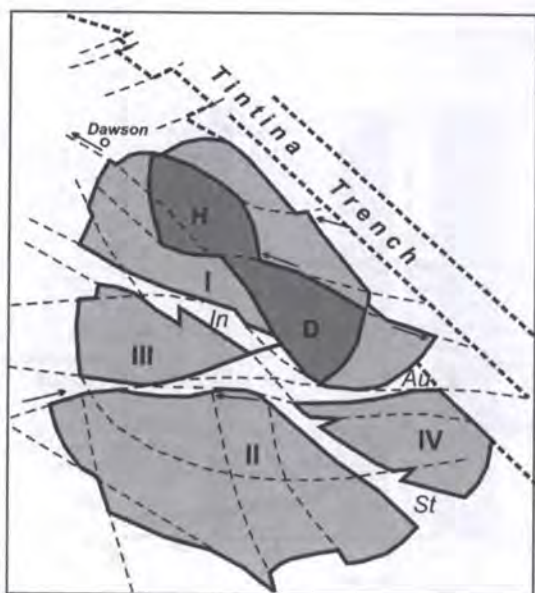


Рис. 4.42. Соотношение вертикальных движений и оледенений и их влияние на формирование золотосных галечников Клондайк Голд Филд (КГФ) (Lowey, 2006)

являются две крупные тектонические долины СЗ простирания, заложенные вдоль глубинных разломов сбросово-сдвигового характера, - Тинтина Трэнч и Шакуак Трэнч (по разлому Денали). Становление рельефа плато связано с имевшим место в первой половине кайнозоя этапом выравнивания, когда и началось массовое вскрытие россыпеобразующего оруденения. Однако важнейший с точки зрения формирования россыпей этап развития территории начался в середине кайнозоя и связан с активизацией горизонтальных и вертикальных движений в зоне Тинтина Трэнч (Duk-Rodkin et al., 2001) и с развитием покровных оледенений. Эти события были теснейшим образом связаны с начавшимся около 14 млн. лет назад ростом прибрежных хребтов Кордильер, создавшим мощный орографический барьер на пути воздушных масс с Тихого океана. На этот процесс наложилось глобальное похолодание в циркумполярной области около 5 млн. лет назад, в результате чего в наиболее высоких массивах, таких как горы Врангеля и Аляскинский хребет, а также горы Св. Илии, возникли мощные центры горно-долинного оледенения, продолжающие существовать и поныне.

События ледниковой истории оказали важнейшее влияние на формирование россыпей Юкона. Выделяются, по крайней мере, три крупных эпохи позднекайнозойского оледенения (рис. 4.42): 1) оледенение Пре-Рид, начавшееся 2.9 млн. лет назад, состоявшее из нескольких эпизодов; 2) среднечетвертичное оледенение Рид (311-190 тыс. лет), имевшее несколько меньшее распространение; 3) последнее, висконсинское, оледенение,



**Рис. 4.43.** Морфоструктура свода Клондайк, отражающая влияние позднекайнозойской активизацией тектонических движений по Тинтина Тренч (по данным реконструкции автора и А.Дюк-Родкин)

Римскими цифрами обозначены отдельные сектора свода; буквами - наиболее приподнятые блоки: H - Ханкер, D - Доминион.

известное как оледенение Мак-Коннелл (29-10.3 тыс. лет), самое ограниченное по площади. Все ледниковые события и, соответственно, события, имеющие отношение к формированию золотоносных россыпей, имеют абсолютные датировки, преимущественно основанные на тефрохронологическом методе. Важно подчеркнуть, что из десяти известных на Территории Юкон золотоносных районов восемь (Мэйо, Клуане, Ливингстон, Даусон Рэндч и др.) находятся в области бывшего распространения горно-долинного оледенения; однако из общей массы добытого золота более 85% приходится на внеледниковые области.

Одним из серьезных следствий покровного оледенения, в совокупности с тектоническими подвижками в зоне Тинтина Тренч, явились мощные долинные перестройки, которые весьма важны для понимания истории формирования золотоносных россыпей. Самым главным событием в этом процессе была кардинальная перестройка долины р. Юкон, произошедшая еще в конце плиоцена (Duk-Rodkin et al, 2001). Эти события нашли отражение и на сопредельных площадях, в частности в пределах главной морфоструктуры КГФ - свода Клондайк. По данным автора и А.Дюк-Родкин, развитие морфоструктуры свода Клондайк и, соответственно, расположенных в его пределах россыпей было тесно связано с развитием Тинтина Тренч (рис. 4.43). Выделяются три этапа активизации поднятия свода и усиления в его пределах сдвиговых движений (преимущественно левосторонних сдвигов): в раннем олигоцене (около 34 млн. лет назад), в позднем миоцене (14 млн. лет) и начиная с плиоцена (4 млн. лет и позже). По конфигурации долинной сети и распространению WCG удастся оценить среднюю скорость сдвиговых деформаций в позднем кайнозое, как скорость 0.13 мм/г.

Как было показано в работе (Duk-Rodkin et al., 2001), этот факт объясняет многие особенности строения древнейшей золотоносной толщи -

галечников White Channel Gravels (WCG), которые отлагались в условиях иной долинной сети, принадлежащей реке, ориентированной в южном направлении.

Именно WCG открывают перечень морфогенетических и промышленных типов россыпей, которые сегодня принято различать в пределах золотоносного района. Согласно У.Лебаржу, перечень включает:

1. "White Channel Gravels" (WCG) - россыпи древней долинной сети (al-prl), приуроченные к высокому эрозионно-аккумулятивному уровню (возраст  $N_2$ , древнее 3 Ma).

2. Аллювиальные долинные россыпи - большинство промышленных россыпей КГФ (возраст плейстоцен,  $Q_{I-III}$ ) и "ледниковые" россыпи в ледниковых районах (возраст  $Q_I$ ).

3. "Россыпи межледниковых долин" - al и al-prl россыпи, перекрытые моренными отложениями, например, "межледниковые галечники" районов Атлин, Карибу, Ливинстоун (возраст ( $Q_{II-III}$ )).

4. Ледниковые россыпи - флювиогляциальные россыпи в р-нах Атлин и Клеар Крик (возраст  $Q_{II}$  и  $Q_{III}$ , соответственно 200 и 29-10 тыс. лет);

5. Современные долинные россыпи - al, prl, col (возраст  $Q_{IV}$ ).

6. Техногенные россыпи - отвалы и хвосты мускульной и дражной отработки (Важнейшие... 1997; Природные..., 2000).

Золотоносность WCG известна еще с начала прошлого века, когда Р.Мак-Конелл описал их как "...компактную матрицу, состоящую из мелких, чистых, слабо изношенных и часто отчетливо угловатых зерен кварца, плотно сцементированных серицитовым цементом, с окатанной кварцевой галькой и угловатой галькой серицитовых сланцев, которая быстро крошится при оттаивании". Этим же автором было замечено, что плотик WCG обычно в большей степени разрушен, чем плотик долинных россыпей, а рудный пласт либо частично погружается в плотик, либо занимает надплотиковое положение (до 4-4.5 м над ним). Уже тогда было высказано предположение, что некоторая часть золота WCG была отложена *in situ* из циркулирующих в толще растворов, о чем говорят находки в россыпи 60-я миля галек и валунов, поверхность которых была частично покрыта тонкими неповрежденными дендритами золота.

Основные площади распространения золотоносных WCG сосредоточены на территории междуречья рек Клондайк и Юкона, в области свода Клондайк (долины рек Клондайк, Доминион, Хантер, Бонанца и др.), а также по левым притокам р. Юкона (60-я миля). В современном рельефе они занимают уровень высокой террасы (100-200 м) (рис. 4.44), однако, местами их подошва опускается до уровня дна современных долин (например, р. Клондайк), что говорит об их значительных позднейших деформациях. О значительных постседиментационных подвижках не только вертикального, но и горизонтального характера свидетельствуют также особенности распространения фрагментов WCG в пределах свода Клондайк. Для WCG характерны (рис. 4.45): 1) значительная мощность толщи (местами до 50 м и более), говорящая в пользу их принадлежности к констративной фазе аллювия; 2) ритмичность разреза, обусловленная чередованием прослоев галечников, гравелитов, разнозернистых песков и алевритов; 3) несовершенная

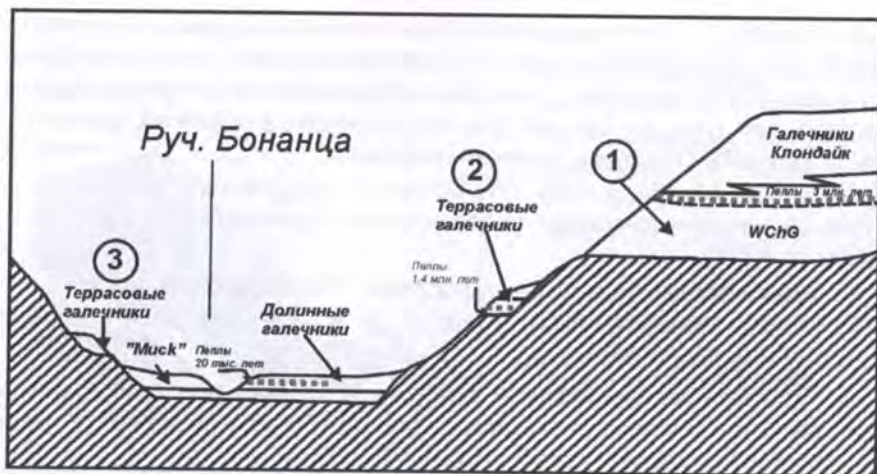


Рис. 4.44. Три комплекса золотосных галечников в долинах Клондайк Голд Филд (левый приток р. Клондайк - руч. Бонанца Крик)

Цифрами в кружках обозначены: 1 - галечники высокого уровня (Уайт Чаннел Грэвелс, верхнеплейстоценовые - Пре-Рид), 2 - галечники высоких террас (эоплейстоценовые), 3 - галечники низких террас и днища долины (средний-верхний плейстоцен и голоцен).

сортированность и доминирование плохо окатанного угловатого материала; 4) обратный по отношению к современной сети уклон подошвы галечников, что позволило высказать гипотезу о мощной перестройке долинной сети в верховьях Юкона, имевшей место после формирования WCG, в период позднеплейстоценового (Пре-Рид) оледенения.

Важнейшие аллювиальные россыпи, согласно приведенной выше классификации, располагаются на четырех площадях внеледниковой области - Индиан Ривер, Клондайк, левобережье Юкона (60-я миля, 40-я миля и др.), Стюард Ривер, которые в период с 1978 г. дали соответственно 26, 24, 22 и 12% всего добытого золота Юкона. Рис. 4.46 дает представление о строении и магнитостратиграфии этих россыпей, основанной на изучении пеплов, встречающихся в различных частях разреза, главными элементами которых (сверху вниз) являются современный аллювий и коллювий, верхнеплейстоценовые галечники свиты Доминион Крик, перекрытые лессовидно-льдыстыми образованиями "muck", представляющими собой аналог таковых в СВ Азии, и отделенные горизонтом палеопочв галечники свиты Доминион Крик, возраст которых лежит в интервале 1.7-0.78 млн. лет. Все три горизонта являются золотосными и обрабатываются. Характерно однако, что, в отличие от золотосных долин Северо-Востока Азии, пространственное взаимное положение разновозрастных врезов практически нигде не изучено, и картина их взаимоотношения описывается по приведенной простейшей схеме, хотя в процессе отработки россыпей выясняется наличие в днищах долин многочисленных переуглублений, остающихся после зачистки плотика.

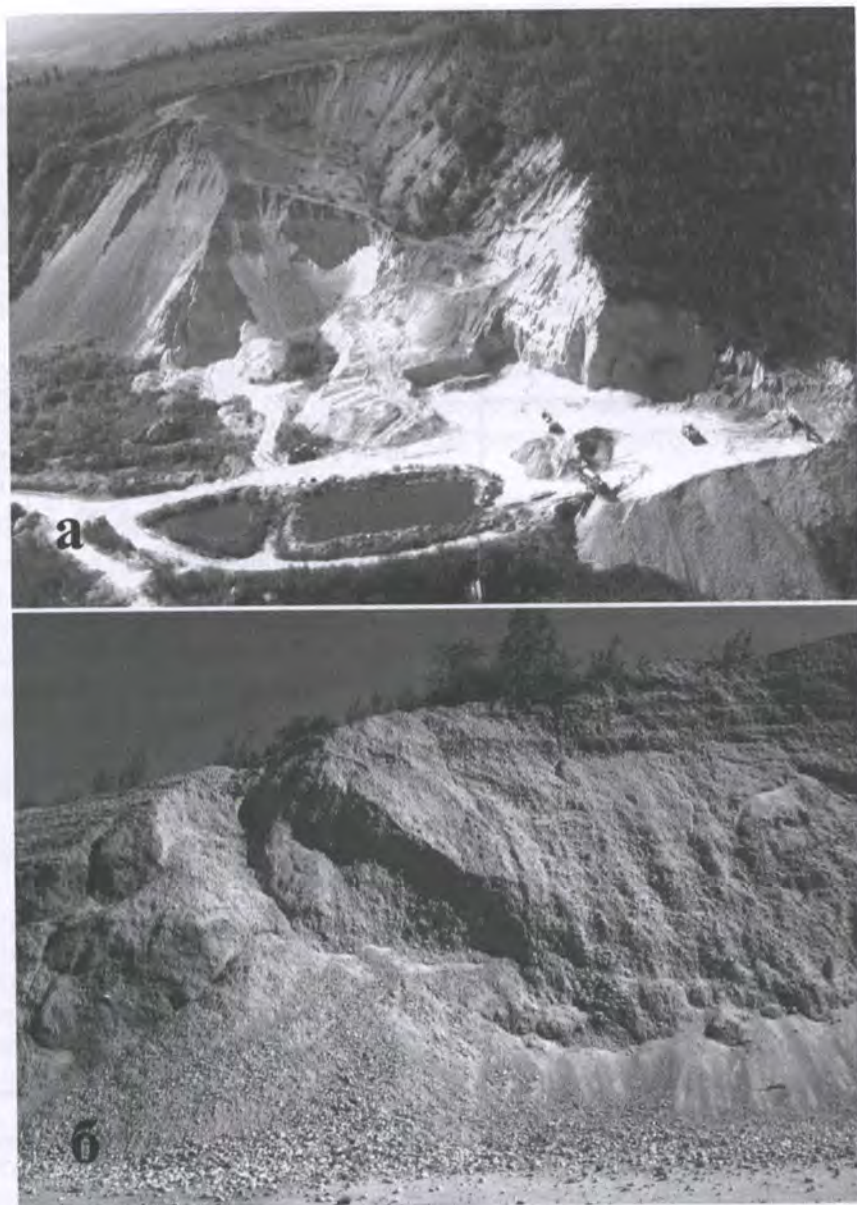


Рис. 4.45. Строение древних золотоносных россыпей Уайт Чаннел Грэвелс (White Channel Gravels, WCG) в районе нижнего течения р. Клондайк: а - общий вид карьера отработки, б - особенности литологии (фото В.А.Наумова)

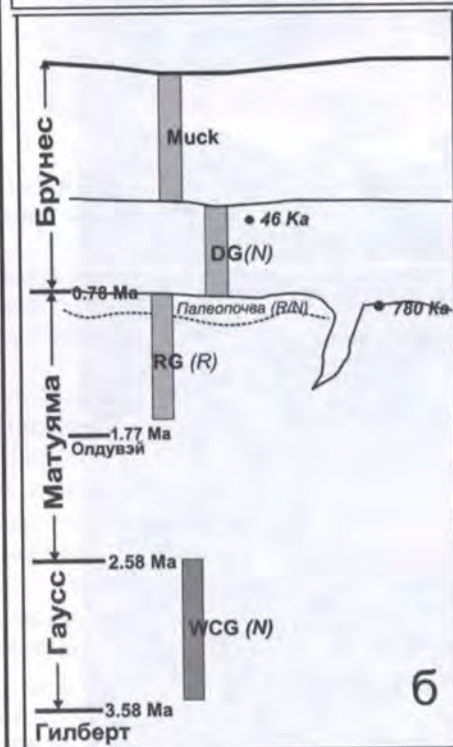
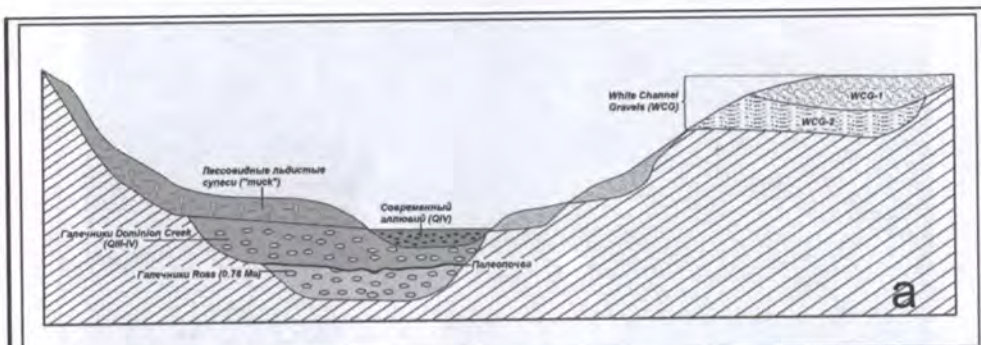


Рис. 4.46. Обобщенный разрез строения долинных аллювиальных россыпей золота во внеледниковой области (а) и их магнитостратиграфия (б) (Froese D.G. et al., 2001)

В россыпных узлах Мэйо, Клуане, Ливингстоун, Карибу, Атлин распространены также т.н. аллювиальные россыпи "межледниковых долин", которые в зависимости от возраста перекрывающих ледниковых отложений (Рид или Мак-Конелл), могут иметь нижнее-среднечетвертичный или верхнечетвертичный возраст. Подробное описание одной из таких разрабатываемых россыпей - руч. Отте-Крик в россыпном узле Атлин, расположенном в области активного оледенения Мак-Конелл, на восточном склоне Берегового хребта - приведено в работе (Levson, Bluth, 2001). Золотоносный пласт руч. Отте-Крик приурочен к аллювиальными галечниками мощностью 5-7 м со средним содержанием золота 0.5-2 г/м<sup>3</sup> и достаточно высоким содержанием золота самородкового класса (в среднем массой 4.5 г);

был также поднят самородок массой 900 г. Возраст золотоносного аллювия определен в весьма широких пределах (от 3.6 до 0.3 млн. лет), что в любом случае говорит о его принадлежности к древней (плиоцен-раннеплейстоценовой) долинной сети. Возраст же перекрывающих ледниковых образований соответствует позднему висконсину. Приводимые факты представляют особый интерес, поскольку они свидетельствуют о сохранности погребенных древних (дочетвертичных) россыпей непосредственно в долинах "эпицентра" горно-долинного оледенения.

Определенное промышленное значение имеют также флювиогляциальные россыпи, датируемые соответственно 200 и 29-10 тыс. лет. Их разработка ведется в россыпных полях Атлин и Клеар-Крик, однако в целом россыпной потенциал площадей, подвергавшихся оледенениям, изучен недостаточно и может быть существенно увеличен за счет погребенных россыпей, особенно сохранившихся в пределах переуглублений, локальных депрессий и структурных ловушек.

Сегодня важнейшим резервом территории являются огромные по запасам песков техногенные россыпи, сформированные за более чем вековую историю золотодобычи на территории Юкон, и, в частности, в районе Клондайк и 60-я миля. У.Лебарж подразделяет их на: 1) отвалы мускульной отработки в долинах ручьев и логах; 2) отвалы и хвосты гидравлической отработки террасовых россыпей; 3) отвалы и хвосты дражной отработки долинных россыпей в средних и крупных долинах (рис. 4.47); 4) отвалы механической отработки россыпей; 5) техногенные россыпи, возникшие как результат смешения нескольких перечисленных типов техногенных россыпей (Природные..., 2000).

Техногенные россыпи первого типа характерны для верховьев рек и для долин ручьев, которые были отработаны преимущественно ручным способом еще во времена "золотой лихорадки" при исходном содержании золота в аллювии до 30 г/м<sup>3</sup>. Из-за проблем, которые возникали у первых золотодобытчиков вследствие валунистости, мерзлого состояния пород и неровностей плотика, значительная доля золота уходила в отвалы, содержание золота в которых может достигать 3-4 г/м<sup>3</sup>. Техногенные россыпи, возникшие как результат гидравлической отработки террасовых россыпей, в том числе высоких уровней, например WCG с содержанием золота от 1 до 10 г/м<sup>3</sup>, морфологически представляют собой искусственно созданные конуса выноса песчано-гравийно-галечного состава с содержанием золота от 0.2 до 1 г/м<sup>3</sup> (см. рис. 4.45а). Техногенные россыпи дражных отвалов в крупных долинах (например, в долине р. Клондайка, а также на некоторых участках долин районов Мэйо и Клиркрик) характеризуются невысоким содержанием золота, однако значительные объемы накопленных масс при отсутствии мерзлоты и вскрыши, а также хорошая проходимость для транспорта делают их весьма привлекательным для отработки современными механизированными способами и повторной переработки с применением современных методов отработки и обогащения. Их особенностью является "обратная" стратификация пород: внизу залегают илистые образования, а поверх них песчано-валунно-галечные породы; такая последовательность способствует проседанию золота по вертикали.

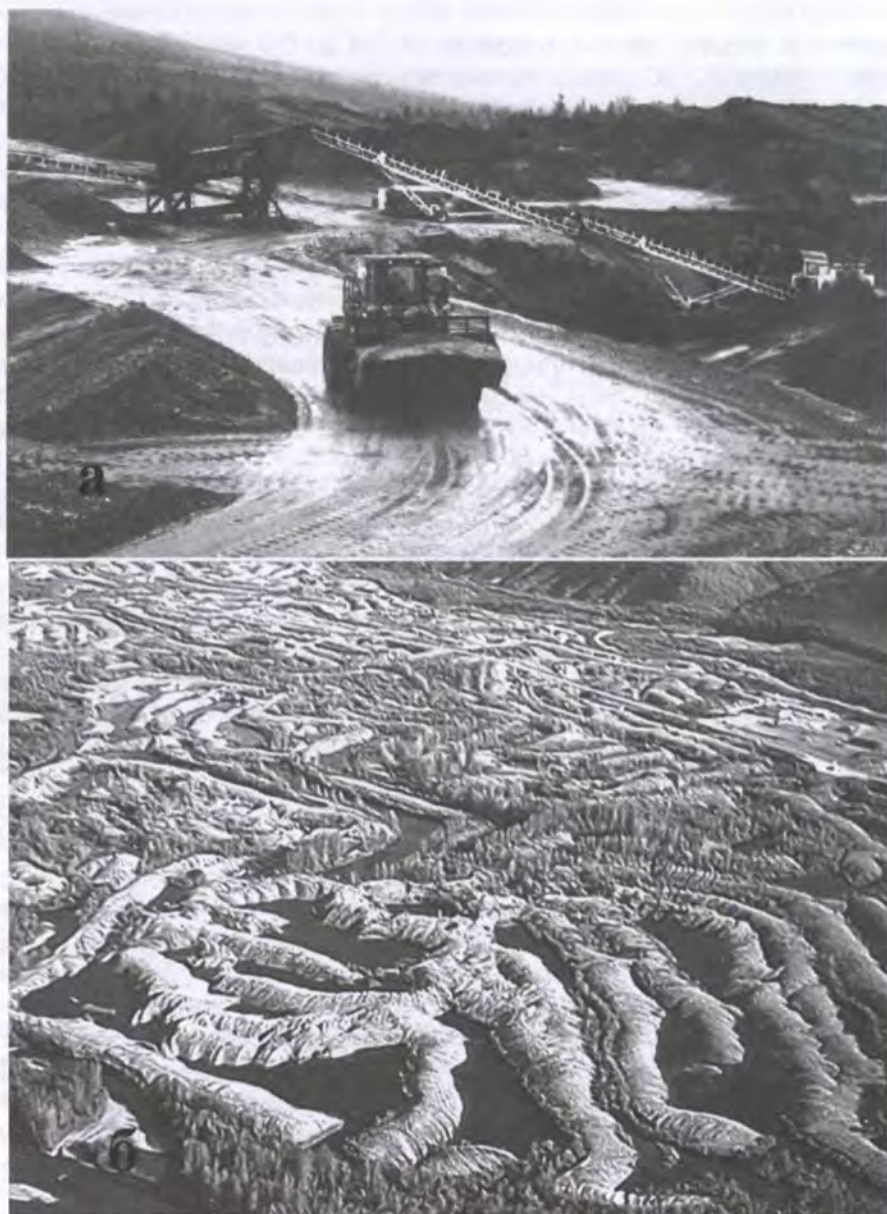


Рис. 4.47. Карьер гидравлической отработки аллювиальной россыпи р. Доминион Крик (КГФ) (а) и отвалы дражной отработки золотоносных россыпей в приустьевой части долине р. Клондайк (б) (фото автора)



Для многих техногенных россыпей Юкона характерно также присутствие валунных или сильноглинистых целиков, содержание золота в которых весьма неустойчиво и может оказаться непредсказуемо высоким. Эти целики представлены: а) ранее не выявленными палеоврезами, отделенными от основной россыпи выступами коренных пород; б) золотоносными галечниками, перекрытыми хвостами в процессе отработки гидравликами или драгами; в) "карманами" золотоносного аллювия в погружениях плотика; г) прибортовыми целиками; д) участками россыпей, залегающими ниже уровня водоносного горизонта. Именно эти "комбинированные" россыпи и являются главными объектами промышленной отработки в настоящее время.

В числе других золотоносных россыпных районов провинции Юкон-Аляска безусловного упоминания заслуживает **район п-ва Сьюард** на крайнем западе провинции, открытие россыпей которого произошло в 1860-е годы. Это второй по значению золотодобывающий район Аляски, на долю которого на начало 1960-х годов приходилось более 30% всего золота, добытого из россыпей Аляски (Cobb, 1973). Помимо собственно золотых россыпей, здесь известны россыпи золота со значительной примесью платиноидов (бассейн руч. Эльдорадо Крик), комплексные олово-золотые (с примесью шеелита, тантало-ниобатов и ураноторита) и киноварно-золотые, причем киноварь в россыпях присутствует в весьма крупных зернах размером до 1 см (р. Инмачук). Другая важная особенность района состоит в развитии в его северной части покровов и потоков молодых, третичных (?) и позднечетвертичных-голоценовых (?) базальтов, местами пересекающих долины и перекрывающих золотоносные пласты, как это имеет место в бассейне р. Инмачук Ривер (Cobb, 1973).

В южной части п-ва Сьюард расположен знаменитый **Номский район** с его прибрежно-морскими (литоральными) россыпями. Последние представлены отложениями современных пляжей, а также золотоносными галечниками т.н. "Третьего", "Промежуточного" и "Второго" пляжей, сформировавшимися в ходе развития трех трансгрессий - беринговской позднеплиоценовой, анвильской нижнеплейстоценовой и пелукской среднеплейстоценовой. Золотоносны также образования затопленных пляжей, расположенных в интервале глубин 11-24 м. Пляжевые россыпи окрестностей Нома - единственный в Мире крупный объект промышленной добычи золота из прибрежно-морских россыпей. По оценке Э.Кобба, приводимой А.И.Айнемером и Г.И.Коншиным (1982), на их долю приходится не менее четверти всего золота, добытого за всю историю из россыпей п-ва Сьюард (почти 200 т).

Древние золотоносные свиты представлены золотоносными галечниками и гравелитами (конгломератами) преимущественно плиоценового возраста. Помимо описанных выше верхнеплиоценовых WCG Клондайка, плиоценовые золотоносные конгломераты известны в других районах мегапровинции. На Аляске они также представлены плиоценовыми гравелитами месторождения Ливенгуд (Livengood), выполняющими погребенные долины с шириной днища более 350 м, заключающими золотоносную пачку мощностью 3-14 м, перекрытую торфами 25-35 м (Karl et al., 1988).

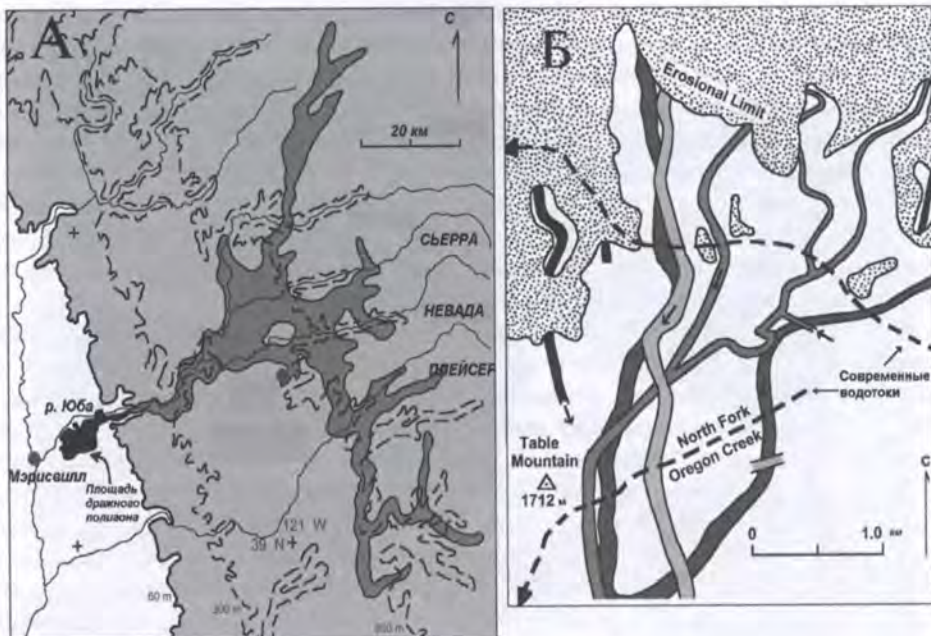


Рис. 4.48. Третичные золотоносные конгломераты бассейна р. Юба на западном склоне хр. Сьерра Невада, шт. Калифорния (по данным (Garnett, Basset, 2005))

А - Схема регионального распространения (темно-серым цветом показана площадь распространения конгломератов, черным - участок их дражной отработки); Б - положение погребенных золотоносных долин вблизи г. Невада Сити (положение участка показано на схеме А).

Третичные конгломераты широко распространены также в другом знаменитом золотоносном районе Северо-Американских Кордильер - в Калифорнии (Henley, Adams, 1979; Garnett, Basset, 2005), где они начали успешно обрабатываться еще во времена "золотой лихорадки" 1840-х годов и дали начало повторно перерабатываемым мощным техногенным россыпям. Район наиболее широкого развития конгломератов находится в бассейне р. Юба на западном склоне **хр. Сьерра Невада**. Их распространение контролируется системой древних погребенных долин, аллювий которых являлся главным поставщиком золота в россыпи современных (четвертичных) долин окрестностей Сакраменто (рис. 4.48). Р.Гарнетт и Н.Бассетт (2005) приводят пример распределения золота в разрезе по одной из буровых скважин в окрестностях Мэрисвилла, показывающий, что в разрезе констративной толщи конгломератов мощностью более 40 м отчетливо выделяются две золотоносные пачки (пласта) с максимумами концентрации золота (до 100-500 мг/м<sup>3</sup>) в нижней трети пластов, отвечающие двум различным фазам накопления галечной толщи.



**Рис. 4.49. Обобщенный разрез плиоцен-нижнечетвертичных конгломератов месторождения Нижний Олингхаус (Невада)**

В конфигурации палеодолин и распределении высот отчетливо выражено влияние активного разлома Пит Фолт (Robyn, 1994). Высота горизонталей указана в футах; стрелками показано направление палеотальвегов.

Несмотря на полуторавековую отработку, в районах старой золотодобычи по западному склону и вдоль подножья хр. Сьерра Невада, местами еще сохранились "целиковые" массивы древних золотоносных галечников мощностью до 45-60 м, нередко сцементированных кремнеземом и пиритом и превращенных в конгломераты. В некоторых районах, например, в старом золотодобывающем районе Уошо Канти (Washoe County), отработка золотоносных конгломератов продолжается и поныне. Примером может служить прииск Нижний Олингхаус (Lower Olinghouse) (Robyn, 1994), объектом эксплуатации которого являются датированные плиоценом-нижним плейстоценом крупнообломочные галечники и гравелиты аллювиально-пролювиальных конусов выноса, описание которых приводится ниже.

Россыпи локализованы в поле развития миоценовых вулканитов кислого-среднего состава, заключающих низкотемпературное оруденение, представленное золотоносными кварц-кальцитовыми жилами. Мощность золотоносной толщи, вместе с породами вскрыши составляет 20-45 м (рис. 4.49). Ее типовой разрез включает собственно рудную свиту (Mine unit), в свою очередь, состоящую из трех горизонтов, и толщу сопоставимых по мощности перекрывающих образований. В контуре промышленной россыпи последние имеют мощность 4-10 м и представлены (сверху вниз) современным почвенным слоем, делювиальными суглинками с обломками андезитов и подстилающими гравийниками и галечниками, т.н. "серо-зелеными галечниками", цвет которых определили хлорит-пирофилитовые продукты изменения вулканогенных пород. Толща "серо-зеленых галечников" в целом безрудна, но в ней встречаются повышенные концентрации золота, которые либо приурочены к прослоям крупногалечных конгломератов, либо залегают над выделяемым в средней части разреза горизонтом палеопочв, который служит, таким образом, ложным плотиком (false bedrock). Выше и ниже палеопочв отмечается интенсивное вторичное загипсование. Подошва "серо-зеленых галечников" неровная и отмечена эрозионными врезамы различной глубины. Наиболее глубокие из них, врезанные в кровлю рудной свиты на глубину до 12-14 м, выполнены т.н. "галечниками Южного бенча" (South Bench Gravels).

Рудная свита (Mine unit) залегает на глубине 5-20 м и сложена конгломератами, гравелитами и песками русловых и фановых фаций, глинистая матрица которых имеет красновато-коричневый цвет. Среди обломков присутствуют жильный кварц, андезит-дациты и базальты, преимущественно слабо измененные (около 80%). Отмечаются признаки вторичной силификации в виде опаловых кайм и выделений между обломками и на их поверхности. Генетически свита представляет собой высокоэнергетические фации руслового горного аллювия, в том числе аллювиальных конусов выноса, с невысоким содержанием глинистой составляющей. В составе свиты отчетливо различаются три горизонта, средний из которых наиболее грубообломочный. Плотиком россыпи являются выветрелые вулканиты (риолиты и их туфы) со сложным эрозионным рельефом, который, в свою очередь, обнаруживает связь с разломной тектоникой (рис. 4.49). В целом мощность свиты и ее золотоносность возрастают в палеодолинах и сокращаются вблизи палеоводоразделов.

Распределение золота в свите имеет четкий струйчатый и линзовидный характер: наиболее высокие его содержания характерны для фации русловых галечников и для косовой фации аллювия. Основная масса золота представлена фракцией - 4÷40 меш, хотя присутствует и класс 150-100 меш, и даже мелкие самородки. Пробность золота невысока (около 750), что отражает связь питающих россыпь коренных источников с низкотемпературным оруденением, составляющим особенность золоторудной минерализации в раннекайнозойских вулканитах Невады (Константинов, 2006).

Золотоносные россыпи т.н. Грэнайт Кантри в шт. **Монтана** начали интенсивно обрабатываться еще в конце 1860-х годов. Золотоносны различные типы отложений - от "древнего" коллювия, датируемого плиоценом, через террасовые галечники и разновозрастные (плиоцен-плейстоценовые) фангломераты до аллювия низких террас и современного днища долин. Все они в различные периоды интенсивно обрабатывались, и связанные с ними россыпи практически истощены (Loep et al., 1989). Особый интерес представляют склоновые (коллювиальные) россыпи, связанные с т.н. "древним" коллювием, развитым на СВ склонах хр. Биттеррут, вблизи г. Филлипсберг (Loep, 1989). Несмотря на интенсивную обработку в конце XIX века, на склонах Сапфир Маунтин сохранились целиковые площади в древнем коллювии и участки неотработанных аллювиальных россыпей в ряде малых долин. Россыпи размещаются на площади около 9 км<sup>2</sup> в долинах левых притоков р. Верх. Виллоу Креек (рис. 4.50) и ассоциируют с дайками, золото-кварцевыми и баритовыми жилами в связи с позднемеловым штоком гранодиоритов, прорывающим кристаллические породы среднепротерозойского возраста. Наиболее древние концентрации кластогенного золота связаны с террасовыми плиоцен-нижнеплейстоценовыми (?) галечниками мощностью от 1 до 10 м, слагающими высокую (отн. выс. 90-150 м) террасу реки. Подстилающие их собственно коллювиальные россыпи золота распространены по пологим склонам долин 1-го порядка, выполняя U-образные понижения коренного ложа, контролируемые системами трещин и разломов, и представляют собой системы линейных залежей шириной от первых метров до 50-60 м и мощностью залегающего вблизи поверхности рудного пласта 1.5-3.5 м.

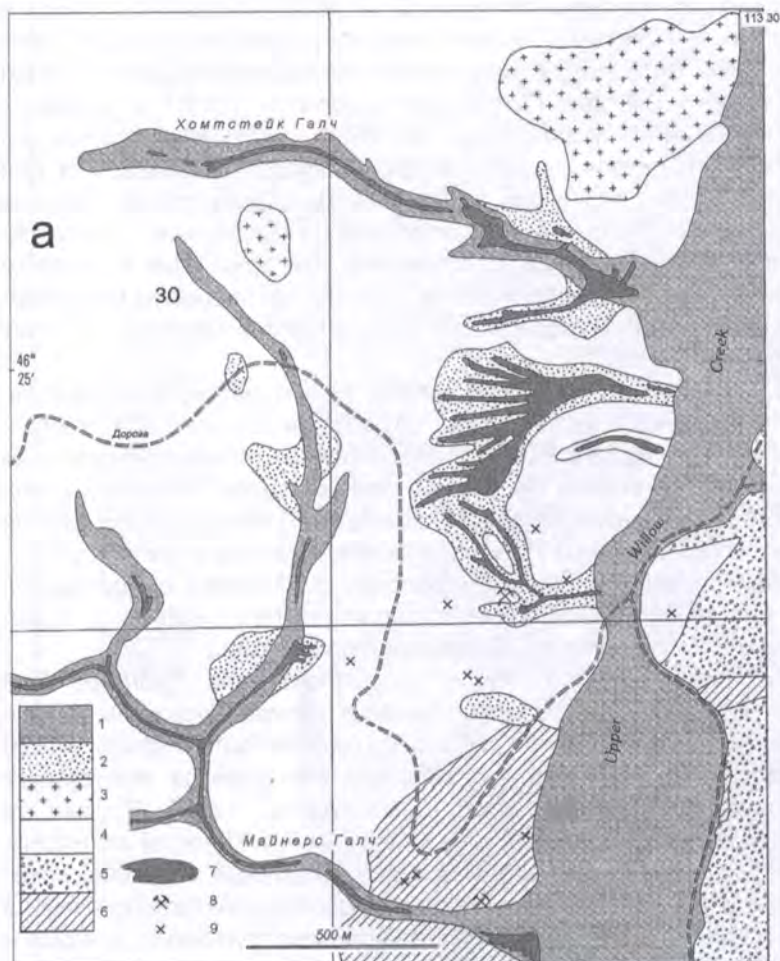
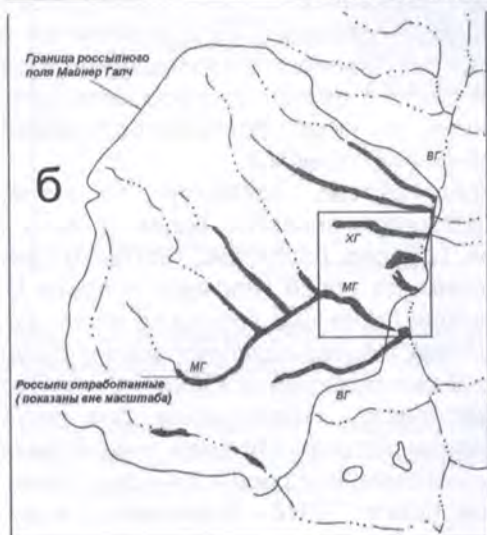


Рис. 4.50. Золотоносные россыпи района Грэнайт Кантри, шт. Монтана: а - схема размещения россыпей, б - генерализованная схема, иллюстрирующая позицию террасовых галечников, склоновых и аллювиальных россыпей (Loen, 1989)

а: 1 - аллювий ( $Q_{III-IV}$ ); 2 - коллювий ( $Q_{III-IV}$ ); 3 - террасовые отложения ( $N_2-Q_{III}$ ); 4 - фангломераты ( $N-Q_{III}$ ); 5 - гранодиориты ( $K_2$ ); 6 - среднепротерозойские осадочные породы; 7 - участки отработанных россыпей (по состоянию на 1989 г.); 8 - разведочные выработки; 9 - отдельные старательские горные выработки.



Россыпи сложены щебнем и дресвой в глинистом заполнителе, в составе которого важное место занимает белая глина, представляющая собой выветрелый пепловый материал. В обломочной части преобладают обломки кварц-полевошпатового состава (70%), гранодиоритов (20%) и жильного кварца (10%). Линейная морфология залежей указывает также на определенную роль процессов "линейной солифлюкции", характерных для эрозионных ложбин самых верховьев долинных форм (gully erosion). Другие склоновые (по сути остаточные элювиально-склоновые) россыпи располагаются вне видимой связи с современными долинами в области междуречий; в их формировании принимали участие как процессы массового склонового смещения, так и остаточная концентрация металла за счет делювиального смыва.

Второе по значению место, после золота, имеют россыпи минералов, ассоциирующих с коренными источниками двух типов - с ультрабазитами и зонами серпентинитового меланжа офиолитовых поясов (платинометалльные и нефритовые) и с расслоенными массивами ультрабазитов Тагильского типа (район Гудньюс Бэй) (платинометалльные, хромитовые). Известно два района развития крупных промышленных россыпей минералов платиновой группы - район Гудньюс-Бэй на западе Аляске и бассейн р. Фрейзер в Британской Колумбии (см. рис. 4.40). Россыпные проявления МПГ известны также практически вблизи всех офиолитовых меланжей провинции.

Знаменитые *платиновые россыпи* россыпного узла *Гудньюс Бэй* расположены на западной Аляске на побережье залива Кускокуим в юго-западных отрогах одноименного хребта. Россыпи района были открыты в 1926 г. и уже на следующий год начали обрабатываться сначала мускульным способом, а позже драглайнами и драгами (Mertie, 1976). Россыпная минерализация связана с ультрабазитовым массивом Рэд Маунтин площадью около 16 км<sup>2</sup>, прорывающим верхнепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы (рис. 4.51). Восточные склоны сложенного перидотитами и дунитами массива дренируются р. Сэлмон и ее правыми притоками, которые и заключают основные россыпи МПГ. Слабо металлоносны также дренирующие западный склон массива мелкие распадки, впадающие непосредственно в море. Расположенный восточнее массив гранодиоритов-адамеллитов является источником золота, присутствующего в платиновых россыпях узла. Возраст обоих массивов и связанной с ними россыпеобразующей минерализации оценивается как мезозой-ранний кайнозой.

Россыпное месторождение представлено системой россыпей, приуроченных к долине р. Сэлмон общей протяженностью более 16 км и к долинам ее правых притоков - руч. Клара, Боулдер, Лэст Шанс, Платинум Крик и др. Россыпи боковых притоков представляют собой типичные россыпи V-образных малых долин, заключают один пласт и весьма просты по строению. В россыпи же р. Сэлмон отчетливо различаются две разновозрастные струи (россыпи), одна из которых приурочена к днищу современной долины, а другая прослеживается в пределах левого (восточного) террасовала. Эта струя представляет собой россыпь древней долины, которая в нижнем течении реки резко поворачивает на юг и расходится с современной долиной на расстояние до 2 и более километров. Дж.Мертье (Mertie, 1976) приводит данные,

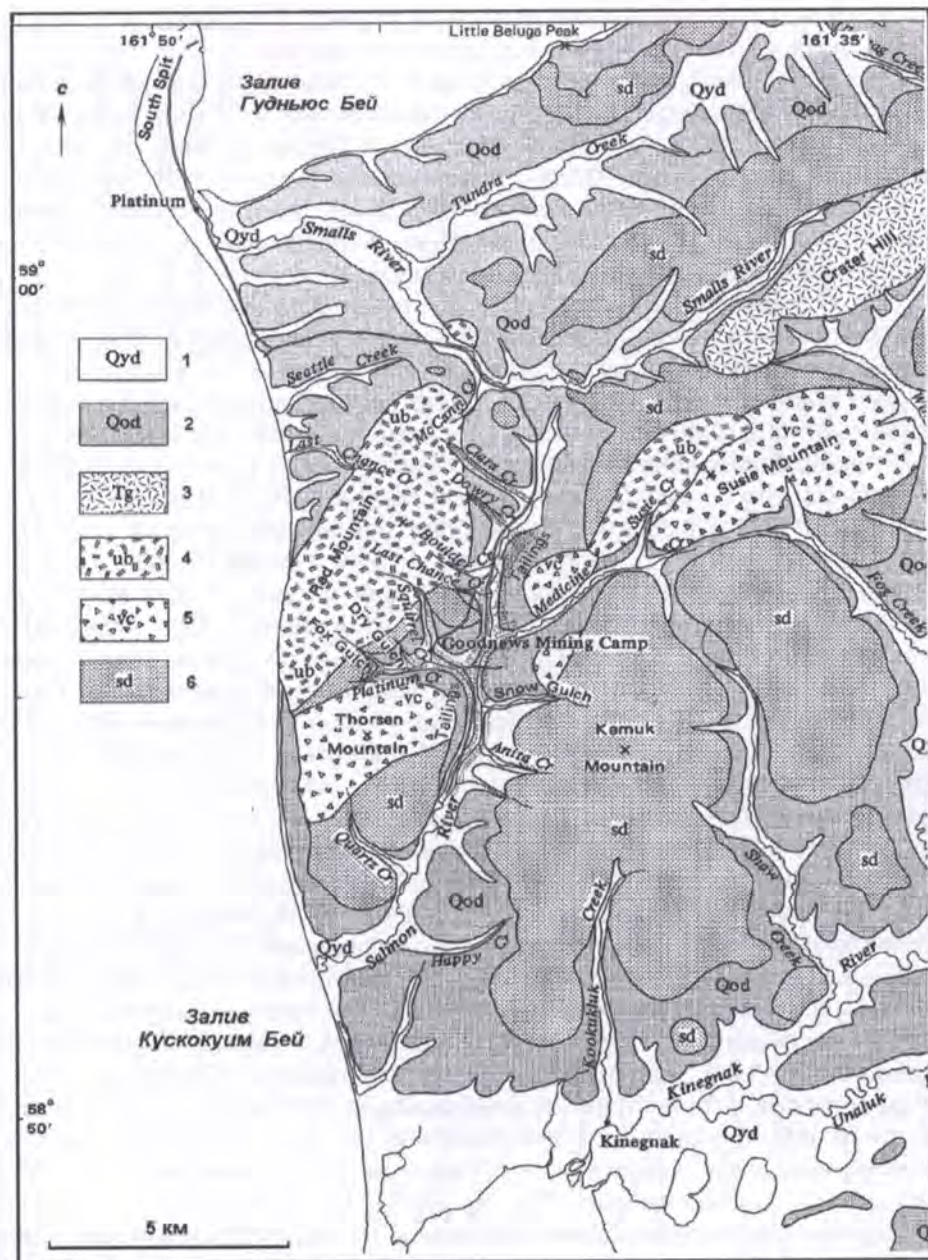


Рис. 4.51. Геологическое строение района платинометалльных россыпей Гудный Бей, Аляска (Mertie, 1976)

1-2 - четвертичные осадки: 1 - "молодые" аллювий, морские и золотые отложения ( $Q_{III-IV}$ ); 2 - "древний" аллювий и флювиогляциальные отложения ( $Q_{II-III}$ ); 3 - граниты; 4 - ультрабазиты; 5-6 - верхнепалеозойские породы: 5 - вулканиты, 6 - граувакки, аргиллиты, сланцы и их метаморфические эквиваленты.

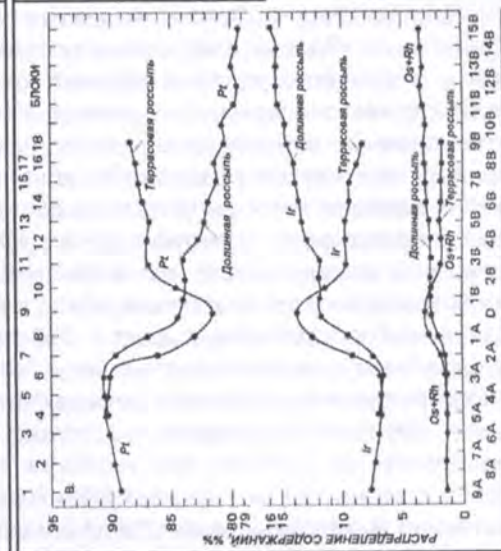
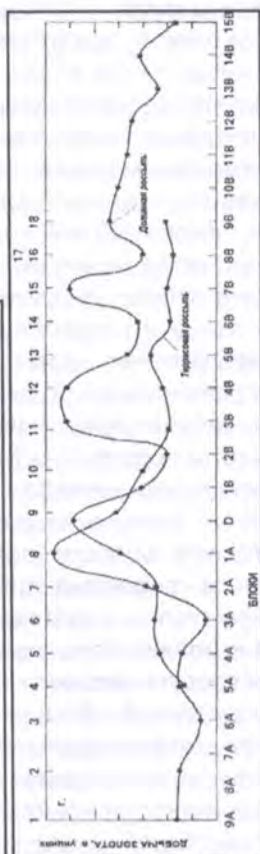
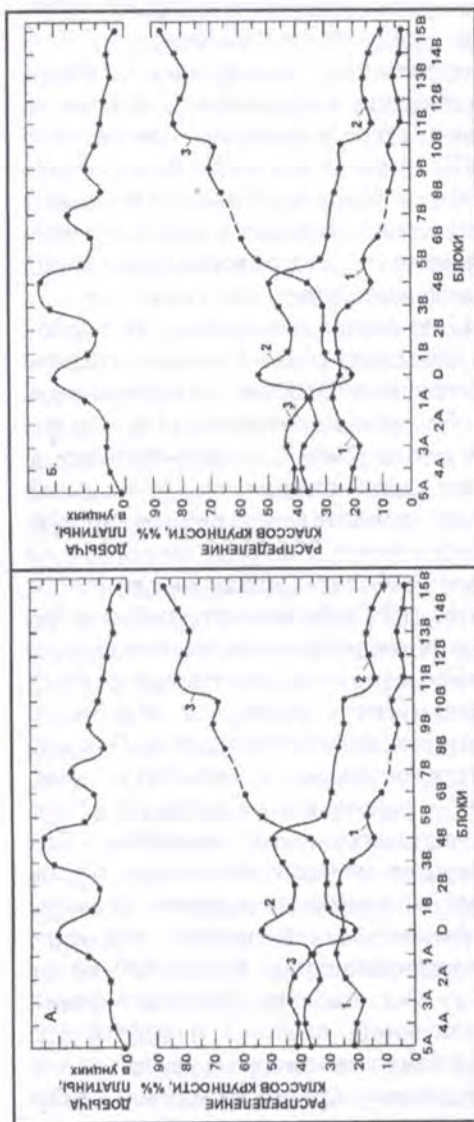
указывающие на ее нижнеплейстоценовый возраст, в то время как долинная россыпь датируется поздним плейстоценом-голоценом.

Основная часть россыпей бассейна р. Сэлмон уже отработана, и на их месте сформировались протяженные техногенные россыпи, являвшиеся объектом повторной переработки. Местами в бортах долины сохранились также целиковые россыпи. В силу значительной мощности перекрывающих осадков остался неотработанным также нижний отрезок россыпи древней долины р. Сэлмон Ривер. Неясны также перспективы ее затопленного продолжения, находящегося ниже уровня моря.

По составу россыпи Гудньюс Бэй относятся к иридисто-платиновому типу. Платинометалльная минерализация в россыпях представлена главным образом изоферроплатиной с примесью (включениями) родия, палладия, в меньшей степени иридия и осмия; из других сплавов присутствуют иридоосмин и осмирид. Постоянную примесь составляют также хромит и золото. Соотношение благородных металлов в извлекаемых из россыпи концентратах в среднем по месторождению составляет Pt:Ir:Os:Ru:Rh:Pd:Au = 82.25:11.32:2.15:0.17:0.38:2.43, однако оно сильно варьирует в отдельных россыпях и струях и по простиранию россыпи Сэлмон Ривер. Наиболее высокое содержание платины характерно для россыпи Клара Крик и для террасовой россыпи Сэлмон Ривер (отношение Pt/Ir составляет соответственно 0.91 и 0.89-0-87), а наименьшее - для ручьев, дренирующих восточный фланг дунитового массива, закономерно снижаясь в южном направлении от 0.78 (Боулдер Крик) до 0.63-0.5 (Платинум Крик), т.е. практически вдвое. Выполненный Дж.Мертье детальный анализ распределения в продольном разрезе россыпи содержания МПГ, крупности концентратов и соотношения в них индивидуальных металлов платиновой группы (рис. 4.52) представляет уникальный материал, характеризующий различные типы минеральной зональности платинометалльных россыпей. Наиболее отчетливо проявлена отраженная минеральная зональность, обусловленная различными исходными соотношениями Pt и других металлов в коренных рудах. В пределах россыпного месторождения в целом можно выделить три зоны с различным соотношением полезных компонентов: а) верхнюю часть россыпи Платинум Крик, характеризующуюся сопоставимыми содержаниями Pt и Ir, достаточно высокими содержаниями Os и Ru (до 10% от суммы металлов в концентрате) и минимальным содержанием Au (< 0.5%); б) участок от руч. Боулдер Крик включительно до устья руч. Платинум Крик, характеризующийся достаточно стабильным соотношением Pt/Ir = 1-2, умеренными содержаниями Os и Ru (<10%) и (0.5%); в) зона, характеризующаяся резким доминированием Pt над остальными металлами (Pt/Ir до 15) и относительно высокими содержаниями Au (до 3-3.7%). В магистральной долине по простиранию россыпи и при сравнении ее разновозрастных струй этот тип минеральной зональности несколько затухает под влиянием миграционной зональности. Например, с удалением от области подпитки россыпи, которая с юга ограничена долиной руч. Платинум Крик (на графиках этот участок соответствует блоку D - "Дискавери"), содержание Pt в террасовой россыпи постепенно растет, а Ir, Os и Ru, напротив, снижается; для долинной россыпи характерна обратная тенденция



Рис. 4.52. Распределение основных характеристик рудных концентратов в промышленных залежах (струях, ray streaks) по блокам в продольном разрезе россыпи Гуднюс Бэй (Mertie, 1976)



А - суммарный выход концентрата (в унциях) (верхняя кривая) и содержание классов в нем крупности <0.33 мм (кривая 1), 0.42-0.83 мм (кривая 2) и >4.2 мм (кривая 3) в долиновой россыпи; Б - то же, в террасовой (бенчевой) россыпи; В - распределение (в %) содержания МПГ (Pt, Ir, Os+Ru) в долиновой и террасовой россыпях; Г - суммарный выход золота из долиновой и террасовой россыпей.  
 Буквами на оси X обозначены участки (блоки) россыпи Салмон Ривер: D - блок Дискавери, расположенный при впадении руч. Фокс Галч Крик, А - блоки, расположенные выше по течению (область подпитки россыпи со склонов массива Рэд Маунтин), В - блоки, расположенные ниже по течению (вне области подпитки).

(рис. 4.52В). Содержание Au вниз по течению в террасовой россыпи снижаются практически в 2 раза быстрее, чем в долинной россыпи (рис. 4.52Г). Особенно отчетливо миграционная зональность "в чистом виде", обусловленная неодинаковой плотностью, хрупкостью, ковкостью индивидуальных МПГ и золота, проявляется на нижнем участке россыпи за пределами массива.

Дж.Мертье высказал предположение, что вскрытие дунитового массива произошло в начале плиоцена, около 5 млн. лет назад (Mertie, 1976). Исходя из предполагаемой геометрии массива, близкой к эллипсоиду, он рассчитал, что глубина его среза за этот период составила около 1-1.5 км, а возможный эродированный объем - около 5.8 км<sup>3</sup> при среднем содержании в нем МПГ, учитывая рассеянный характер минерализации, 0.05 г на 1 м<sup>3</sup> породы.

Россыпи МПГ другого платиноносного района - бассейна р. Фрейзер в ее среднем течении - также относятся к иридисто-платиновому типу и характеризуются абсолютным доминированием в рудных песках изоферроплатины при подчиненной роли осмирида и иридосмина. Основные промышленные месторождения представлены аллювиальными долинными и террасовыми россыпями; концентрации МПГ встречаются также в склоновых образованиях и коллювиальных шлейфах. Важнейшую особенность бассейна р. Фрейзер составляет его положение в области внутреннего плато Нечако-Фрейзер, находившегося в области развития мощного горно-покровного оледенения, фактически перекрывавшего всю поверхность плато, за исключением островных гор - нунатаков. Участие ледниковых и водно-ледниковых осадков в строении россыпей позволяет рассматривать россыпи бассейна Фрейзера как продукт ледового литогенеза. Вообще, золотоносные и платиноносные россыпи осевой области Северо-Американских Кордильер, составными элементами которой являются плато Юкон и Нечако-Фрейзер, а также Колумбийские горы, могут служить доказательством того, что ледовый литогенез при определенных условиях не препятствует формированию россыпей.

Крупнейшим районом развития *хромитовых* россыпей является побережье шт. Орегон, входящее в состав террейна Берегового хребта и гор Кламат, в пределах которых размываются выведенные на поверхность в результате тектонического скучивания и эксгумации серпентинизированные ультраосновные породы эоценового офиолитового комплекса основания террейна, перекрытые осадками эоцен-нижнемиоценового возраста. Помимо хромшпинелидов, которым устойчиво сопутствуют ильменит, магнетит, оливин, россыпи содержат постоянную примесь МПГ и золото в количестве до 2.5 г/т, местами извлекавшиеся из россыпей старательским способом. Его источником являются кварцевые жилы, секущие меловую формацию Мертил Каскадных Гор. Известные более 130 лет хромитовые россыпи Орегона представлены преимущественно "черными" пляжевыми песками, распространенными в полосе побережья протяженностью более 120 км от залива Кус-Бэй на севере до устья р. Рог на юге. Первоначально представлявшие интерес как источник получения платины и золота эти россыпи с конца 1930-х - начала 1940-х годов начали интенсивно изучаться как собственно хромитовые месторождения с высоким (> 3%) содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

С альпинотипными гипербазитами в пределах россыпной мегапровинции Северо-Американских Кордильер связаны также богатые россыпи нефрита и жадеита. Это типичные россыпи областей ледового литогенеза. Выделяются два наиболее перспективных района развития нефритовых россыпей: на Аляске, в долине р. Кобук, и в Центральном секторе мегапровинции, в шт. Вайоминг (см. рис. 4.40). Россыпи бассейна впадающей в залив Коцебу р. Кобук, в том числе россыпь Жадовые Холмы, а также соседней р. Шангнак связаны с офиолитовым поясом хр. Брукса; они имеют преимущественно ледниковое и аллювиальное происхождение и, как это типично для районов горно-долинного оледенения, сложены преимущественно валунным материалом и достаточно протяженны. Наряду с валунным материалом, в них встречаются также глыбы-будины массой 100-600 кг (была найдена также глыба массой более 20 т).

Нефритовые россыпи шт. Вайоминг, наиболее крупные из которых расположены юго-восточнее Йеллоустонского парка на склонах хр. Уинд Ривер и в бассейне р. Корт-Платт (Киевленко, Сенкевич, 1983), также представлены валунными аллювиальными и ледниковыми россыпями, причем находки эратических валунов и глыб нефрита, среди которых типичны обломки массой от 10 до нескольких сотен килограмм, рассеяны на громадной площади. Поверхность глыб и валунов гладкая, отполированная, а также имеет следы ледниковой штриховки. В пустыне Ред Дезерт, находящейся в центральной части нефритоносного района, они несут следы золотой обработки и пустынного выветривания, за счет чего приобрели треугольную форму ветрогранников и оказались покрыты коркой бурого пустынного загара. Россыпи района отличаются более высоким качеством ювелирно-поделочного сырья, по сравнению с коренными месторождениями того же района, и на протяжении длительного времени отрабатываются старательским способом. Аллювиальные россыпи жадеита, сформировавшиеся за счет размыва жадеитоносного серпентинитового меланжа офиолитовых комплексов эоценового возраста, известны также в Калифорнии (месторождение Клер-Крик).

*Россыпная оловоносность* в целом не характерна для рассматриваемой россыпной мегапровинции. Наиболее компактно расположенные небольшие аллювиальные россыпи и россыпные проявления находятся в пределах п-ова Сьюард на Аляске, где они ассоциируют с зонами экзо- и эндоконтакта гранитных массивов, прорывающих скарированные палеозойские известняки. Касситерит присутствует также во многих золотоносных россыпях полуострова. Принадлежность полуострова к жесткому Чукотско-Сьюардскому массиву наложила отпечаток на характер оловянной россыпеобразующей минерализации, придав ей комплексный характер. В большинстве россыпей и россыпных проявлений касситериту сопутствуют вольфрамит, шеелит, турмалин, ксенотим, циркон, ураноторит; установлены также колумбит и танталит. Наиболее интересные в промышленном отношении россыпи сосредоточены в районе Эйр Маунтин и на южном побережье, в районе Лост Ривер, где в конце 1940-х годов из россыпей было добыто около 350 т олова (Cobb, 1973).

Заслуживают внимания также сведения о том, что концентрации касситерита в ассоциации с турмалином установлены в палеозойских конгломератах района Романофф Маунтин на северо-западе Аляски (Cobb, 1973).

Оловянные россыпи, ассоциирующие с источниками касситерит-силикатной формации, известны в округе Мэйо на Юконе. Некоторые из них, с высоким содержанием касситерита - до нескольких кг/м<sup>3</sup> (руч. Клиэр Крик, Хаггарт и др.) - в отдельные периоды обрабатывались. Касситерит составляет также характерную примесь в золотоносных россыпях этой площади.

На Мексиканском фланге орогенно-складчатого пояса, в районе Сан-Луис-Потоси (Геология..., 1969), небольшие долинные оловянные россыпи и россыпи конусов выноса, ассоциирующие с коренными источниками касситерит-силикатно-сульфидной формации, характеризуются типичными чертами россыпей аридных областей - приуроченностью к фациям временных водотоков и сухих русел, слабой сортированностью, невыдержанной мощностью рудного пласта. Характерно, что россыпи имеют комплексный состав и, помимо касситерита, содержат также золото, киноварь, шеелит, вольфрамит; при этом содержание всех полезных компонентов заметно возрастает от конусов выноса к россыпям сухих русел.

*Редкометалльная россыпная минерализация* в пределах мегапровинции Северо-Американских Кордильер представлена комплексными россыпями тантало-ниобатов в связи с молодыми гранитными батолитами мелового возраста (120-100 млн. лет), наиболее известными представителями которых являются существенно эвксенитовые (с примесью других тантало-ниобатов, монацита и торита) россыпи батолита Айдахо, а среди них - интенсивно обрабатывавшиеся в 1950-х годов россыпные месторождения долин Бэр Велли, Стенли, Виктор и др.

Материнский массив Айдахо площадью около 49 тыс. км<sup>2</sup> представляет собой многофазный плутон, в строении которого принимают участие гранодиориты, кварцевые монцониты, тоналиты, кварцевые диориты, кварцевые габбро. Плутон прорывает докембрийские и палео-мезозойские породы и перекрыт эффузивными преимущественно базальтовыми породами эоценового, миоценового (базальты р. Колумбия), плиоценового и четвертичного (базальты Снейк) возраста. Район представляет собой вулканическое плато с отметками 1500-1800 м. Характер распределения редкометалльного оруденения в гранитоидах неясен; предполагается, что поступление монацита осуществлялось из кварцевых монцонитов, а основным источником поступления эвксенита, других тантало-ниобатов и торита являлись пегматитовые жилы в связи со штоком кварцевых диоритов в южной части массива, что определяет отчетливую отраженную минеральную зональность россыпей района. Породы массива сильно преобразованы выветриванием, что делает порой невозможным определение характера субстрата.

Предполагается, что первоначальное обогащение рудными минералами произошло в коре выветривания, а их переотложение и концентрация в аллювии - в позднем плейстоцене, в ранневисконсинское время. В результате содержание россыпеобразующих минералов в аллювиальных россыпях многократно превышает их концентрации в материнских породах, например, содержание монацита в россыпях достигает в среднем 6 кг/м<sup>3</sup> против 180 г/м<sup>3</sup> в коренных породах, а торита - 300 г/м<sup>3</sup> против 3 г/м<sup>3</sup>. Максимальные содержания эвксенита в россыпях составляют 2 кг/м<sup>3</sup> против 30 г/м<sup>3</sup> в коре

выветривания кварцевых диоритов. В целом же россыпи имеют комплексный колумбит-монацит-эвксенитовый состав при соотношении 1:3:6.

Наиболее крупная долинная россыпь р. Бэр-Велли, обрабатывавшаяся дражным способом во второй половине 1950-х годов, характеризовалась содержаниями эвксенита - 600, монацита - 300, колумбита - 300, циркона - 30 г/м<sup>3</sup>. Значительную часть шлиховых концентратов редкометалльных россыпей составляют также гранат и магнетит; присутствует торит. Россыпи невелики по масштабам; запасы  $\Sigma TR_2O_3$  в эвксените и монаците были оценены в 147 тыс.т, а Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> соответственно 8 и 2 тыс.т (Месторождения..., 1980).

Район массива Айдахо интересен также тем, что он был подвержен ранневисконсинскому и поздневисконсинскому позднечетвертичным горно-долинным оледенениям, отрицательно повлиявшим на сохранность россыпей. Установлено, что содержание в аллювии суммы рудных минералов за пределами распространения ледников может достигать 19 кг/м<sup>3</sup>, в то время как в районах развития поздневисконсинского оледенения оно снижается до 12 кг/м<sup>3</sup> в аллювии и до 6 кг/м<sup>3</sup> в самих моренах.

В россыпях района отчетливо проявлена также миграционная минеральная зональность, отражающая различную способность минералов сохраняться в процессе транспортировки. Например, установлено, что содержание монацита в аллювии уменьшается в 2 раза на расстоянии 1.6 км от источника питания, а содержание эвксенита - на расстоянии менее 1 км. Вместе с тем, по сравнению с другими тантало-ниобатами эвксенит обнаруживает большую устойчивость при транспортировке: он сохраняется в промышленных концентрациях на расстоянии до 24 км от источника поступления, в то время как колумбит-танталит истирается на расстоянии около 5 км.

Комплексные редкометалльные россыпи сходного состава (эвксенит, колумбит-танталит, микролит) в связи с молодыми интрузиями гранитоидов известны также в шт. Нью-Мексико, а пироклоровые аллювиальные россыпи - в бассейне р. Колумбии в Канадской части Кордильер.

В шт. Вайоминг по краю ларамийского куполовидного поднятия вдоль зоны Мак-Корт-Торонг (см. рис. 4.40) простирается полоса развития меловых песчаников с комплексной *титано-циркониевой минерализацией*. Рудные пески с содержанием тяжелой фракции около 3%, в составе которой около 15-80% составляет циркон, концентрируются в прослой мощностью до 2.5 м и длиной до 700 м, образуя в целом зону протяженностью в 70 км (Беляев и др., 1996).

Палеогеновый эффузивный комплекс смешанного состава, включающий также интрузии гранитов и монзонитов, занимающий территорию шт. Монтана, Юта, Орегон, выступает также в качестве россыпеобразующего оруднения для *россыпей ювелирно-поделочных камней*. Среди них прежде всего надо отметить многочисленные аллювиальные долинны *россыпи благородного корунда* (сапфира и рубина), представление о строении которых может дать россыпь руч. Сапфир-Галч. Ее протяженность 1.5 км при ширине от 10 до 60 м и мощности слоя сапфиросных галечников 2.4-3 м. Крупная террасовая россыпь длиной более 25 км, одна из наиболее протяженных, известна в

верховьях р. Миссури, однако источник этой россыпи не установлен и предположительно связывается с меловыми базальтами и туфами.

Миндалекаменные андезитовые порфиры шт. Орегон, Юта и Калифорния сопровождаются богатыми *агатовыми россыпями* преимущественно аллювиального генезиса. Таковы, например, крупные аллювиальные (долинные и террасовые) россыпи агата бассейна р. Йеллоустон, из которых в полосе протяженностью около 500 км было добыто несколько тысяч тонн сердолика, сардера, мохового и ленточного агата (Киевленко, Сенкевич, 1983). Среди агатовых россыпей Западного побережья известны и древние россыпи, которые в различные годы успешно эксплуатировались (шт. Орегон).

По восточному и северному обрамлению россыпной мегапровинции Северо-Американских Кордильер, в области передового прогиба, заложенного на структурах Северо-Американской платформы и молодых плит, простирающегося от Аляски до Мексики, известны *россыпи янтаря*, формирование которых началось в конце раннего мела и закончилось в олигоцене (Трофимов 1974). Проявления россыпного янтаря в пределах собственно Северо-Американской мегапровинции известны в Британской Колумбии, в шт. Вашингтон (вашингтонский ретинит), Юта, Аризона, Калифорния, а также в Мексике. На большей части территории преобладают первичные месторождения и проявления мелового возраста, ассоциирующие с буроугольными месторождениями турона-маастрихта, с которыми связаны наиболее ценные скопления янтаря, в то время как вторичные морские россыпи балтийского типа неизвестны.

В Мексиканском секторе мегапровинции, на юге Мексики и в Гватемале, напротив, преобладают вторичные россыпи янтаря (симетита), которые приурочены к известковистым песчаникам и сланцам верхнеолигоценового возраста. Ареал распространения мексиканского янтаря охватывает также территорию п-ва Юкатан, которая в тектоническом отношении отвечает южному флангу Северо-Американской плиты. Россыпи разрабатывались местными жителями задолго до прихода испанцев.

#### **4.2.3. Россыпная минерагения мезозойд Восточной и Юго-Восточной Азии**

Гетерогенная в тектоническом и геоморфологическом отношении область орогенно-складчатых сооружений мезозойд Юго-Восточной Азии, обрамляющих с юга жесткие массивы Туранской и Северо-Китайской платформ, простирающаяся в пределы Индокитая вплоть до своего островного окончания в пределах Зондского архипелага представляет собой одну из интереснейших в минерагеническом отношении часть Восточной и Юго-Восточной Азии. Россыпная минерализация этой территории представлена крупнейшими россыпными месторождениями, прежде всего, олова, в меньшей мере золота, а также россыпями алмазов, ювелирных и поделочных камней (см. рис. 4.1). Вместе с тем, в целом россыпной потенциал этой части Азии распределен крайне неравномерно и, по-видимому, остается

недостаточно изученным, особенно в западной части, в частности, в пределах Тибетского нагорья и примыкающей к нему с севера Таримской плиты. С учетом тектонической и орографической неоднородности этой части Азии, в ней можно выделить две крупнейшие россыпные мегапровинции, сильно различающиеся по своему потенциалу: Китайскую с россыпными провинциями - Северо-, Южно- и Восточно-Китайская - и мегапровинцию Юго-Восточной Азии с россыпными провинциями: восточная - Лаос-Вьетнамская, и западная - Бирмано-Малазийская (Бирмано-Малазийско-Индонезийская).

Особенности россыпной минерагении рассматриваемых двух мегапровинций целесообразно анализировать совместно, во-первых, потому что область развития наиболее богатых россыпей (что хорошо видно на примере олова) образует единый ареал, охватывающий южные провинции Китая и страны Юго-Восточной Азии и характеризующийся многими повторяющимися чертами россыпеобразования. Другая причина заключается в том, что размещение россыпной минерализации на территории Восточной и Юго-Восточной Азии обладает отчетливой асимметрией, будучи резко смещено к ее южному и юго-восточному флангам. Особенно хорошо минерагеническая общность проступает в размещении россыпей олова, которые группируются в пределах единого крупнейшего металлогенического пояса, протягивающегося вдоль берегов Южно-Китайского моря от Тайванского пролива на севере.

В строении территории принимают участие три основных типа тектонических структур:

1. Сооружения палеотетической области мезозоид Центральной и Восточной Азии: уходящая своими корнями в палеозой орогенно-покровно-складчатая Куньлунь-Цинлиньская (Тибетская) система и ее юго-восточное продолжение - раннекиммерийские сооружения Юньнань-Малазийской (Западно- и Восточно-Бирманский пояс) и Лаосско-Вьетнамской систем, разделяющие и обрамляющие жесткие блоки Тибетского (на западе) и Индосинийского, Шонского и Северо-Вьетнамского массивов (на востоке).

2. Фрагменты древних кратонов - Таримская и Сино-Корейская платформы на севере и Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы) на юге.

3. Примыкающая к последним с востока простирающаяся вдоль края континента Катазиатская палеозойско-киммерийская складчатая система. Указанные элементы находят четкое отражение в морфоструктуре поверхности, заложение основных элементов которой началось еще в перми-триасе (Геоморфологические..., 2006).

Важнейшую роль в становлении тектонической и орографической структуры, равно как и в формировании россыпеобразующих рудных формаций сыграла мощная тектоно-магматическая и орогенная активизация (Щеглов, 1968, 1976), охватившая восточный фланг Азиатского континента в ранней юре и явившаяся отголоском киммерийского тектогенеза в соседних областях. Впервые она была выделена и описана как тектоника "Дива" Чен Го-да (1965), который обратил внимание на специфический магматизм и рельеф территорий Юго-Восточного Китая, переживших эти процессы.

Становление основной россыпеобразующей минерализации преимущественно оловянного, (вольфрам)-оловянного, золотого и

киноварного профиля связано главным образом с заключительными фазами индосинийского-герцинского и триасового магматизма и многофазным магматизмом яньшанского тектоно-магматического цикла (поздний триас - ранняя юра-мел), прорывающего как осадочный чехол платформ, в составе которого важное место занимают карбонатные породы, так и палеозойско-мезозойские комплексы Катазиатской системы. К яньшанскому циклу относится и образование алмазоносных кимберлитов. В складчатых поясах мезозоид россыпеобразующее оруденение ассоциирует также с молодым мел-палеогеновым преимущественно гранитоидным магматизмом. Недостаточно определенным остается возраст россыпеобразующей кимберлитовой формации, которая, согласно различным данным, имеет либо палеозойский (каледонский или герцинский) возраст, либо ассоциирует с ранней фазой яньшанского тектоно-магматического цикла (Зинчук и др., 2007. Т. 2).

Роль регионально развитых кристаллических пород докембрийских и раннепалеозойских россыпеобразующих геологических формаций проявляется только в формировании комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов, в питании которых они участвуют наряду с яньшанскими и альпийскими гранитами; причем соотношение различных типов пород в области питания, как было показано О.К.Тареевой (Минералогия..., 1992), определяет значительные вариации состава комплексных россыпей, развитых по берегам морей, омывающих Восточную и Юго-Восточную Азию, и многообразии их минеральных типов. Именно на примере Китая и прилегающей островной суши китайскими учеными (Ван Чжиси, Лю Цичжун, 1988; Тан Циксин, Ли Рихуи, 1996) были изучены и количественно оценены соотношение и размеры площадей, сложенных различными комбинациями пород метаморфических и интрузивных серий, а также их влияние на возможную продуктивность и масштабы прибрежно-морских россыпей.

Тектоно-магматическая активизация определила такие важные черты морфоструктуры и рельефа территории, как возникновение "наложенных терригенных впадин" (по А.Д.Щеглову), выполненных континентальными угленосными осадками, часто грубообломочного состава, а также своеобразный рельеф "возрожденных" глыбово-блоковых гор, а в области развития карстующих пород своеобразных останцовых междуречий с воздымающимися массивами гранитоидов яньшанского комплекса (т.н. "область гранитных куполов").

Важной особенностью территории Восточной и Юго-Восточной Азии является хорошая сохранность нескольких поверхностей выравнивания, из которых более древние - верхнемеловая и эоценовая - трактуются как цикловые, а более молодые - миоценовая, плиоценовая и четвертичные, также фиксируемые латеритами, - как поверхности незавершенного развития. Из них важнейшее значение имеет региональный эоцен-олигоценый пенеппен, срезающий разнотипную (Au, Sn, Hg, ЮПК) россыпеобразующую минерализацию, в том числе и связанную с массивами последнего, палеогенового, интрузивного цикла. Часть этого пенеппена впоследствии была опущена ниже уровня моря и погребена под неоген-четвертичными континентальными и морскими осадками (пенеппен Сунга).



Эпохи позднекайнозойского корообразования отчетливо датируются по их корреляции с морскими трансгрессиями и датируются как: плиоцен-раннеплейстоценовая (отвечающая калабрию), ранне-среднеплейстоценовая (палеотиррен-сицилий), средне-позднеплейстоценовая (тиррен) и позднеплейстоценовая (неотиррен-эвтиррен) (Четвертичная..., 1991). Выравнивание шло на фоне общего воздымания территории и дифференциации ее поверхности параллельно с мощным базальтовым вулканизмом, проявившимся в позднем кайнозое, в результате чего коры выветривания с приуроченными к ним бокситами чередуются с толщами вулканогенно-осадочных пород (Новиков, 2000).

Первая фаза кайнозойского вулканизма, отмеченная излияниями трахитов и накоплением субщелочных туфитов (западное Бакбо), приходится на середину-конец палеогена и синхронна щелочно-гранитному магматизму комплексов Чодон, Шонгчу-Бантьянг, однако особенно выразительным был проявившийся на значительных площадях Камбоджи, Южного Лаоса и Вьетнама позднекайнозойский базальтоидный вулканизм, в развитии которого отмечаются несколько фаз, датируемых 2.3-2.4, 1.24-1.31 млн. лет и голоценом (Ле Конг Хай, 1999). Ареалы позднекайнозойского вулканизма в виде щелочных платобазальтов трещинного типа и в виде сложенных щелочными базальтами и риолитами вулканов центрального типа, группируются в ряды субмеридионального направления и приурочены как к структурам Индосинийского массива, так и к обрамляющим его складчатым поясам.

Вся мегапровинция располагается в области тропического и субтропического морфолитогенеза, что определило отмеченные выше практически не прерывающиеся на протяжении всего кайнозоя процессы латеритного корообразования, а также многие другие черты россыпеобразования, свойственные тропическим областям. Среди них следует отметить относительно сокращенную мощность аллювия в долинах, что при прочих равных условиях отличает тропическую область от областей перигляциального и аридного россыпеобразования (Белоусов, Спорыхина, 1994), а на участках развития карбонатных пород - мощного тропического карста, придающего россыпям специфические черты (Геология..., 1969; Патык-Кара, Спорыхина, 2004).

Важнейшее влияние на формирование и размещение россыпей Индокитая и прибрежной области Южного Китая оказали позднекайнозойские колебания уровня моря, вызвавшие мощную перестройку долинных систем, значительная часть которых в настоящее время находится в затопленном состоянии. Наиболее выразительно эти процессы проявились на островах и шельфе Зондского архипелага, в частности, на шельфе Сунга (между о-вами Суматра и Калимантан), знаменитом затопленными оловянными россыпями (см. главу 7). В северной части Зондского шельфа раннеплейстоценовая регрессия вызвала понижение уровня моря до отметок -110 ÷ -140 м, а позднеплейстоценовая регрессия обусловила формирование сети долин, днища которых на шельфе Сунга ныне лежат ниже уровня моря, на отметках от -140 до -230 м.

Минерагенический профиль россыпной минерализации мегапровинции Юго-Восточной Азии определяют олово (в касситерите), в меньшей степени киноварь и вольфрам, золото, алмазы, камнецветное сырье, а с учетом

шельфа прилегающих морей также минералы комплексных прибрежно-морских россыпей (ильменит, циркон, рутил и др.).

*Оловянные (касситеритовые) россыпи* безусловно можно рассматривать как "визитную карточку" этой россыпной мегапровинции. Районы их распространения группируются в виде полосы протяженностью более 4000 км, занимающей подвергшиеся мезозойской тектономагматической активизации восточный фланг Южно-Китайской платформы и прилегающую область каледонид Катазии на севере и складчатую область мезозойской Индокитая на юге, с входящими в их состав Северо-Вьетнамским и Индосинийским массивами, обрамленными Бирмано-Малайской и Северо-Вьетнамской складчатыми зонами (Геология..., 1969). Юго-западным флангом этой полосы, ширина которой превышает 600-700 км, является Индонезийско-Бирмано-Малайский оловоносный пояс, в пределах которого располагаются крупнейшие районы добычи олова из россыпей, в том числе из погребенных и затопленных шельфовых.

Россыпеобразующее оловянное оруденение региона ассоциирует с разновозрастным мезозойским гранитным магматизмом. Первый комплекс (катазиатский) имеет поздне триасовый (граниты серии Бан-Санг в районе Гэцзю и комплекса Пиа-Оак в Северном Вьетнаме) и юрский возраст (граниты Купошань района Пингуи) и распространен в основном в пределах жестких блоков Южно-Китайской платформы и Северо-Вьетнамского массива, хотя оловоносные граниты этого возраста известны и в Индонезийском поясе, на о-вах Синкеп и Биллитон.

Более молодое оловянное оруденение связано с гранитами мелового - палеогенового возраста (преимущественно в Бирмано-Малайском поясе). Проявления коренной оловоносности, ставшие источниками россыпного касситерита, связанные с датируемыми мел-палеогеном гранитоидными комплексами Пиа Оак, Сонгчу-Бан Чиенг и Део Ка, известны также в Северном Вьетнаме.

Многочисленные россыпи олова на территории провинции отрабатываются в течение многих десятилетий в Южном Китае (провинции Юньнань, Гуанси, Гуандун, Хунань), в Северном Вьетнаме, на севере Лаоса, в Бирме (Мьянма), Малайзии, на островах и шельфе Индонезии. В отдельных случаях, в пределах россыпных узлов Катазиатской зоны, они имеют комплексный характер за счет присутствия вольфрамита, монацита, циркона, иногда тантало-ниобатов. Основываясь на литературных данных (Van Overeem, 1960; Геология..., 1965; 1965; Геология..., 1969; Aleva, 1973; Batchelor, 1979; Белоусов и др., 1988; Федорчук, 1999; Патык-Кара, Спорыхина, 2004; Garnett, Bassett, 2005) и собственных наблюдениях автора, следует выделить следующие основные черты минерагении оловянных россыпей, рассматриваемой россыпной мегапровинции.

Первая особенность состоит в том, что северный фланг мегапровинции (административные провинции Юньнань, Гуанси, Гуандун, Хунань) и северная часть Вьетнама принадлежат к одной из самых крупных карстовых провинций Мира, с присущими последним особенностями морфолитогенеза, в частности широким распространением башенного и конического карста (Цыкин, 1984). Здесь находятся такие старейшие районы добычи олова из россыпей, как

Гэцзю в пределах Юньаньского известнякового нагорья и районы так называемой области гранитных куполов - Фухочжун, Пиньгуи - и другие, россыпные месторождения которых на протяжении нескольких десятилетий являлись основным поставщиком олова в Китае, при среднем соотношении их запасов к запасам коренных руд по провинции в целом 1:2 (Федорчук, 1999). Коренное оруденение, представленное различными типами руд, локализовано как в самих гранитах (пегматиты, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы с касситеритом и вольфрамитом), так и во вмещающих карбонатных породах, в различной степени мраморизованных, где оруденение представлено скарновым и сульфидным типами. Оловоносные провинции Северного Вьетнама (Каобанг, Лонгшон и др.) также относятся к числу наиболее известных ареалов развития карстовых оловоносных россыпей, которые не только представляют собой богатые промышленные месторождения, но, как правило, по своим масштабам резко превосходят другие известные рудные объекты. К этой же области относятся россыпи Северного Лаоса (месторождение Нам-Патен и др.), фактически образующие с месторождениями Пиа-Оак Северного Вьетнама единый россыпной оловоносный район.

Карстовый морфолитогенез в сочетании с латеритным выветриванием определил важнейшие черты строения и состава металлоносных отложений и морфологии оловоносных россыпей. Наиболее распространенными среди них являются: 1) полигенные, преимущественно коллювиально-аллювиальные (коллювиально-озерные) россыпи карстовых котловин и депрессий, располагающиеся в пределах древней поверхности выравнивания и ассоциирующие с реликтовой долинной сетью; 2) полигенные (коллювиальные, инфлювиальные) россыпи подземных карстовых пустот, колодцев, как реликтовые, так и включенные в систему действующего стока; 3) полигенные (коллювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные) россыпи структурно-карстовых депрессий, в том числе тектонических уступов; 4) россыпи подземных карстовых долин и озер; 5) россыпи эрозионно-карстовых долин с чередованием поверхностного и подземного стока, в том числе россыпи слепых долин, "каскады россыпей"; 6) россыпи открытых карстовых долин, в которых карстовые процессы практически прекратились.

Однако, как будет показано ниже, в пределах россыпных полей эти генетические типы россыпей чаще всего пространственно совмещены, формируя полигенетичные залежи сложной морфологии, поэтому особенности россыпной формации рассматриваемых областей в гораздо большей степени определяются сочетанием своеобразных морфогенетических типов россыпей, отражающих особенности карстового морфолитогенеза (Белоусов и др., 1988; Патык-Кара, Спорыхина, 2004).

Для карстового морфолитогенеза характерно широкое развитие разнообразных по морфологии структурно-седиментационных ловушек (traps), порогов (thresholds), способствующих концентрации россыпеобразующих минералов и определяющих морфологию россыпей в целом, локализацию и параметры уникально богатых залежей мощность рудного пласта которых достигает нескольких десятков (месторождение Тин Тук), до 100 м и более (месторождения Нам Кеп, Пейменьша).

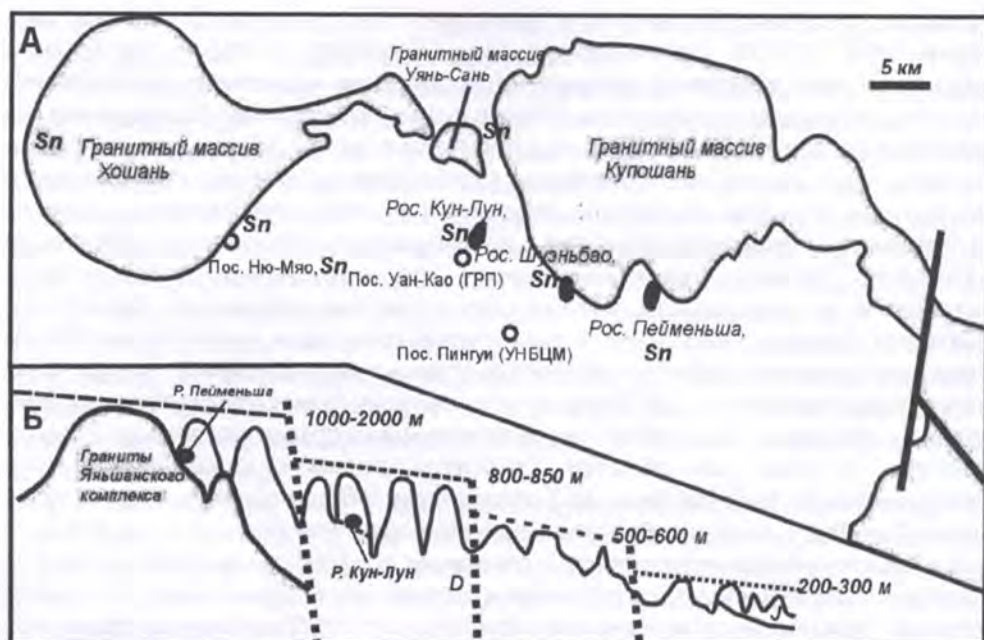
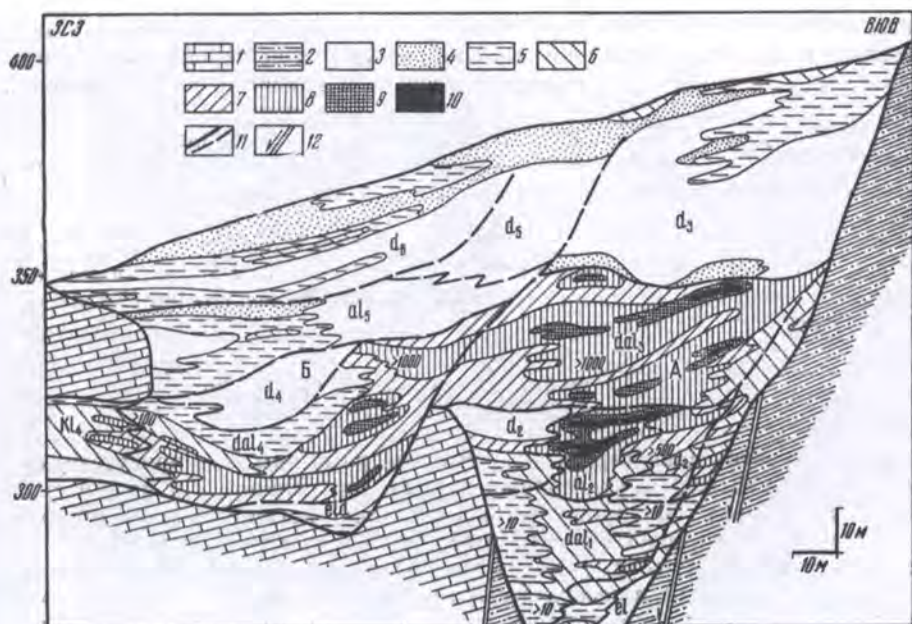


Рис. 4.53. Размещение карстовых оловоносных россыпей района Пиньгуи (провинция Гуанси, Южный Китай): А - схема, Б - обобщенный геоморфологический профиль

В качестве примеров рассмотрим оловоносные россыпи **района Пиньгуи** в провинции Гуанси в Китае и россыпи Северного Вьетнама. Район Пиньгуи, как и другие оловоносные районы области гранитных куполов яньшанского комплекса, в тектоническом отношении располагается в выделенной Чен Го-да области тектоно-магматической активизации "Дива", с характерными для нее процессами мезозойской и неотектонической активизации. Последние обусловили преимущественное воздымание гранитных куполов массивов Гупошань, Фошань и др., интенсивное развитие карстовых процессов в известняках девона и создали контрастный среднегорный ярусный рельеф, ступени которого отражают различную амплитуду неотектонического поднятия (рис. 4.53). Наиболее высокий из этих ярусов (гранитные купола) имеет отметки 1000-1200 м, два средних, с преимущественным развитием башенного карста - 800-850 м и 500-600 м, нижний (холмистый) - 200-300 м. В пределах нижнего яруса рельефа сохранились фрагменты юрских угленосных отложений, выполнявших впадины типа "Дива". Основные оловоносные россыпи (группа Синьлу, Шуеньбао, Нью-мяо, Кун-Лун, Нан-Лун) залегают в области экзоконтакта гранитных куполов и испытали на себе влияние карстовых процессов. В геоморфологическом отношении они приурочены преимущественно ко второму ярусу рельефа.



**Рис. 4.54.** Полигенная склонно-аллювиально-карстовая россыпь олова Пейменьша, рудное поле Синьлу в районе Пиньгуи, Южный Китай (по данным Минерального Бюро Пиньгуи, интерпретация автора) (Патык-Кара, 1991)

1 - средний девон, известняки; 2 - то же, терригенные породы; 3-10 - оловоносные отложения с содержанием олова: 3 - практически неоловоносные, 4 -  $<10$ , 5 - 10-100, 6 - 100-500, 7 - 500-1000  $г/м^3$ ; 8 - 1-5, 9 - 5-10, 10 -  $>10$   $кг/м^3$ ; 11 - границы: а - основных комплексов осадков, б - фациальных; 12 - разломы. А и Б - основные генерации оловоносных отложений (см. описание в тексте).

Наиболее крупной из них и сложной по строению является россыпь Пейменьша в рудной группе Синьлу у южной границы массива Гупошань. При протяженности всего 1500 м и ширине от 16 до 250 м россыпь имеет мощность до 82 м и характеризуется средним содержанием олова более 1  $кг/м^3$ . Россыпь отрабатывалась на протяжении более 100 лет и продолжает отрабатываться в настоящее время, в том числе подземным способом. По своему типу это сложное полигенетичное образование, залегающее в структурно-карстовой ловушке, которой служит активный тектонический уступ (ТУ), развивающийся по зоне активного разлома в обрамлении продолжающего воздыматься гранитного купола (Патык-Кара, 1991). Именно на этих участках мощность оловоносных отложений максимальная и достигает 115 м и более. Из рис. 4.54 видно, что россыпь содержит две крупные генерации оловоносных отложений, из которых первая (А) представляет собой россыпь ТУ, а вторая (Б) - собственно карстовую россыпь, в которой выделяются подземная и

поверхностная части. Ранее мы отмечали, что в составе россыпи ТУ (комплекс А) удается выделить, по крайней мере, три генерации оловоносных отложений. Самая древняя из них ( $dal_1$ ) выполняет наиболее глубокую часть депрессии; залегающая выше аллювиальная пачка ( $al_2$ ) с весьма высокими содержаниями олова ( $>10\text{кг/м}^3$ ) в отдельных прослоях и фациально замещающие ее склоновые образования ( $d_2$ ) завершают выполнение депрессии. Венчает разрез этой части россыпи мощная толща склоново-аллювиальных образований третьего этапа ( $dal_3$ ), также с промышленными содержаниями олова, и практически неоловоносный склоновый чехол ( $d_3$ ).

Разрез собственно карстовой россыпи (генерация Б) начинается с выполнения эрозионно-карстовой, частично подземной, долины аллювиально-склоновыми ( $dal_4$ ) и озерно-карстовыми ( $kl_4$ ) осадками четвертого цикла, образовавшимися частично за счет перетолжения образований третьего цикла. На них с размывом залегают слабо оловоносный аллювий пятого цикла ( $al_5$ ), в свою очередь перекрытый близповерхностной россыпью в осадках современного склонового шлейфа ( $d_5$ ) и аллювия. Точная датировка россыпи не производилась, однако предполагается, что ее формирование началось, по-видимому, еще в неогене или даже в конце палеогена.

Помимо описанного типа россыпей, в районе известны также промышленные россыпи олова, созданные исключительно подземными реками, протекающими в карстовых каналах. Их примером является россыпь Кун-Лун, сформировавшаяся на подземном участке реки, пересекающей субмеридиональный разлом в южном обрамлении сателлитного гранитного массива Уань-Сань. Россыпь располагается на глубине 230-240 м от поверхности и на высоте 120-150 м над дном современной долины ручья и отрабатывается горизонтальной выработкой. Она приурочена к контакту подстилающих карбонатных пород верхнего девона и вышележащих пород. В продольном сечении россыпи хорошо выражены три ступени, обусловленные пересечением подземной рекой зоны активного разлома.

В забое подземной выработки хорошо выражено строение рудного пласта. Верхнюю часть разреза составляет косослоистая пачка мощностью 2-2.5 м, состоящая из переслаивания красных "жирных" глин и песчано-гравийного материала с примесью мелкой гальки. Этот горизонт представляет собой бедные руды с содержанием олова не более  $200-500\text{ г/м}^3$ . Ниже залегают пачка гравийно-галечного материала, сцементированного карбонатно-глинистым материалом, мощностью 5-8 м, представляющая собой горизонт богатых руд с содержанием олова от 3-7 до  $10\text{ кг/м}^3$ . Несмотря на значительную цементацию, россыпь отрабатывается гидравлическим способом. Материал россыпи хорошо окатан (II-IV класс), имеется галька, в составе которой присутствуют граниты, что в сочетании с незначительной удаленностью от первоисточника, позволяет судить о высокой транспортирующей силе подводной реки. Более 60-80% касситерита, заключенного в основном в песчано-глинистом цементе, относится к классу крупности  $-1+0.074\text{ мм}$ ; встречаются также зерна касситерита крупностью 1 мм и более.

Самые значительные оловоносные россыпи Северного Вьетнама и Лаоса относятся к двум типам: россыпи открытых эрозионно-карстовых долин



**Рис. 4.55. Фрагменты долинной аллювиально-карстовой россыпи Тин Тук (Северный Вьетнам): слева - участок россыпи на "отрытом" участке долины, справа - экскаваторная отработка россыпи (фото Л.В.Спорыхиной)**

(м-ния Чау Кыонг, Бан Ко, Хуон Фай, Нгуэнь Бинь и др.) и россыпи эрозионно-карстовых долин с чередованием поверхностного и подземного стока, в том числе россыпи слепых долин (месторождения Тин Тук, Нам Кеп, Тхай Лак в районе Пиа Оак и др.) (Патык-Кара, Спорыхина, 2004).

Примером россыпей первой группы служит россыпь Чау Кыонг в долине р. Кон, имеющая сложное многопластовое строение с резкими колебаниями содержаний полезного компонента и мощности рудных горизонтов. Она залегает на очень неровном плотике с глубокими (60-75 м) карстовыми западинами, что обуславливает колебания мощности рыхлых отложений от 10 до 100 м и соответственно мощности рудного пласта, в котором выделяется несколько обогащенных горизонтов.

Классическим примером россыпей второй группы является месторождение Тин Тук-Нам Кеп, одна из крупнейших в рассматриваемом россыпном районе (рис. 4.55). Россыпь общей протяженностью около 8.5 км залегает в долине четковидного строения, состоящей из 2-х расширений, разделенных безрудным участком V-образной формы. Рудный пласт имеет простое строение, занимая все днище долины и подавляющую часть разреза

рыхлых отложений; его мощность составляет от 25-60 м (Тин Тук) до 100 м и более на участке Нам Кеп. Продуктивные отложения представлены суглинистым материалом с галькой, гравием и валунами, с линзами и прослоями пестрых глин. Обломочный материал заметно окатан, но лишен слоистости, хотя крутое наклонное залегание линз глин в восточной части впадины Тин Тук заставляет предполагать в ней признаки "косых пластов", свойственных карстовым россыпям. Содержания касситерит в залежи Тин Тук в среднем  $1 \text{ кг/м}^3$ , нередко до  $15 \text{ кг/м}^3$ , а в известных "иловых ямах" до многих десятков  $\text{кг/м}^3$ ; в качестве попутного компонента присутствует вольфрамит, содержание которого составляет от 10 до  $950 \text{ г/м}^3$ .

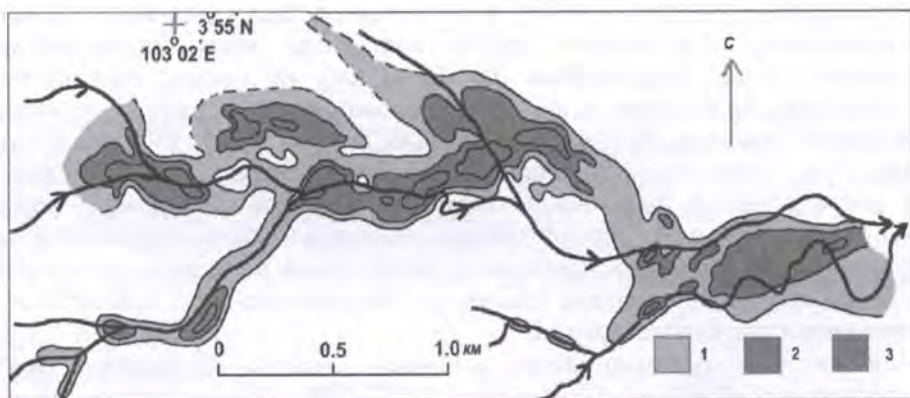
Среди аллювиальных россыпей карстовых областей ЮВ Азии, приуроченных к сложным долинам с чередованием поверхностного и подземного стока, наблюдается своеобразный морфологический тип, выделенный Л.В.Спорыхиной с соавторами в качестве "каскадов россыпей", или "россыпных каскадов" (Важнейшие..., 1997) (см. рис. 1.10). Эти россыпи формируются в условиях дифференцированного поднятия территорий, характеризующихся чередованием массивов карстующихся и некарстующихся пород. Они занимают достаточно протяженные (10-15 км) участки карстовых долин со ступенчатым продольным профилем и представляют собой серию нескольких (обычно 4-5) изолированных залежей протяженностью 0.7-5 км каждая, разделенных "безрудными" отрезками поверхностных водотоков или участками подземного стока, протяженностью 0.5-2.5 км. Перепад высот, разделяющих продуктивные залежи на разных ступенях продольного сечения долин, составляет от 20 до 120 м, а суммарный перепад высот в пределах россыпного каскада колеблется от 120 (каскады рек Кон, Лиен Хоп) до 300 м (каскад рек Тин Тук-Нгуен Бинь). В карстовых долинах с поверхностным стоком промышленные залежи каскадов обычно объединены бедными шлиховыми шлейфами. В случаях, когда залежи россыпных каскадов полностью изолированы друг от друга в современном рельефе и соединяются участками подземных долин, в последних, по-видимому, могут находиться подземные аллювиально-карстовые россыпи, подобные описанной выше россыпи Кун-Лун.

Согласно Л.В.Спорыхиной с соавторами (Важнейшие..., 1997), "каскады россыпей" следует рассматривать как результат достаточно длительной эволюции россыпей в условиях прогрессирующей эрозии карстовых массивов.

Своеобразным типом оловоносных россыпей в районе являются залегающие в пределах карстовых полостей лимонит-касситеритовые залежи (месторождение Фонг-Тау), представляющие остаточные россыпи зоны окисления касситерит-сульфидных месторождений.

Другим типовым районом развития оловоносных россыпей является Индозийско-Бирманско-Малазийская провинция в пределах одноименного складчатого пояса мезозойд, в число которых входят оловоносные районы бассейна **р. Кинта** (рис. 4.56) и прилегающих районов шт. Перак, Селангор, Паханг в Малайзии, **районы Пилок, Ратбури и о. Пукет** в Таиланде, о-ва Синкеп, Банка, Биллитон и др. и прилегающий шельф в Индонезии. В питании россыпей принимают участие редкометалльные сиенит-граниты и связанные с ними грейзены и пегматиты, которые являются источником попутной





**Рис. 4.56.** План аллювиальной оловоносной россыпи Букит Пало (Bukit Paloh), по данным разведочного бурения, Западная Малайзия (Garnett, Bassett, 2005)

1-3 - содержания касситерита: 1 - низкие, 2 - средние, 3 - высокие.

редкометалльной мигерализации (тантало-ниобаты и монацит) в большинстве оловянных россыпей провинции.

Характерной особенностью провинции является широкий генетический ряд континентальных и шельфовых россыпей (Van Overeem, 1960; Геология..., 1965; Aleva, 1973; Gartnett, Bassett, 2005) - от россыпей кор выветривания, через различные морфогенетические типы аллювиальных россыпей, включая залегающие ниже уровня моря, в том числе погребенные, до россыпей прибрежно-морского генезиса. Эксплуатация этих россыпей началась еще в начале XVIII века и вплоть до настоящего времени не снижает своей роли в суммарной добыче олова в регионе. Прибрежный шельф Малайзии и островов Индонезии является единственным в мире районом, где осуществляется широкомасштабная эксплуатация морских (залегающих в пределах акваторий) россыпных месторождений олова.

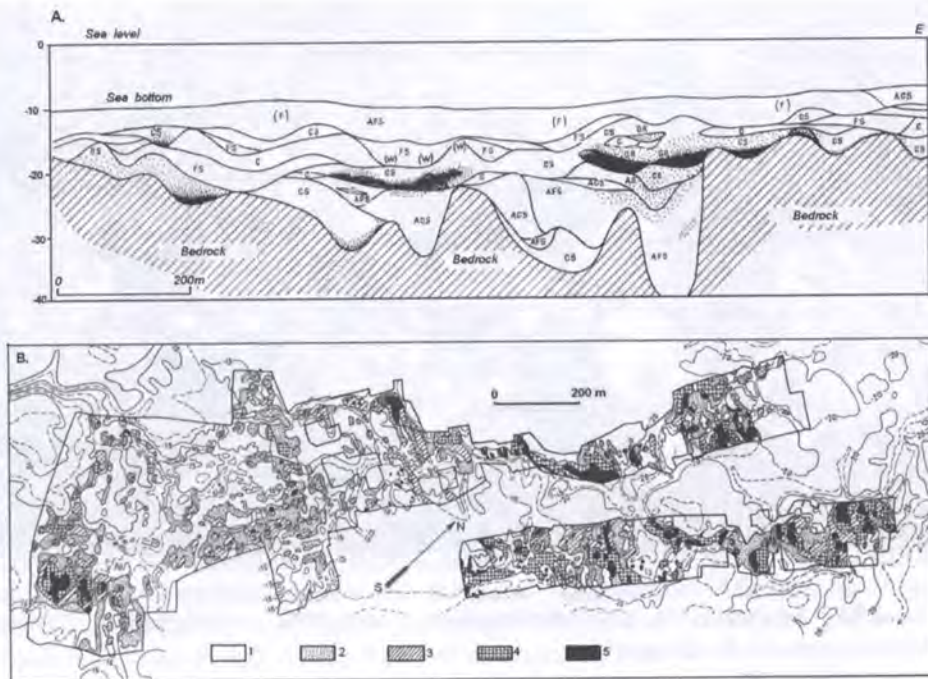
Различные морфогенетические типы оловоносных россыпей провинции играли и продолжают играть настолько важную роль, что их местные названия приобрели значение как определение морфогенетического и промышленного типа россыпных месторождений.

Таковы, в частности, "слои Гопенга" - развитые в бассейне р. Кинта своеобразные элювиальные россыпи, представляющие собой мощные (до 60 м) оловоносные толщи несортированной глины с включениями песка, гравия и валунов, обработка которых часто ведется вместе с подстилающими рудными телами. Столь же характерны близповерхностные остаточные элювиальные и склоновые концентрации касситерита, среди которых, согласно Ван Овериму (Van Overeem, 1960), выделяются два морфогенетических типа: "кулит" ("тет-си-кой") и "крикил". Россыпи "кулит", характерные для водоразделов, в отечественной литературе описанные

Г.Б.Жилинским (Геология..., 1965), в настоящее время в значительной мере выработанные, представляли собой залегающие непосредственно под почвенным слоем маломощные (до 10-40 см), но сильно обогащенные касситеритом образования, сцементированные оксидами железа, вплоть до образования крупных плитообразных глыб массой до 1 т. Концентрация касситерита, в том числе оруденелых брекчий, происходила исключительно за счет растворения и вымывания глинистых и песчаных частиц. Россыпи "крикил" представляют собой элювиально-склоновые (делювиальные) образования, остаточная концентрация касситерита в которых происходила под влиянием поверхностного смыва, но без сколько-либо существенного перемещения рудного материала.

Важнейшее промышленное значение имели и продолжают иметь распространенные на значительной площади аллювиальные россыпи. Зона их сплошного развития занимает огромные площади и может с небольшими перерывами протягиваться на сотни километров, как это имеет место на западных склонах Главного хребта Малайзии. Основное значение среди них принадлежит россыпям древних долин двух типов, среди которых различаются россыпи "какса-каранг" на суше и "меньянг", преимущественно на шельфе (Van Overgeet, 1960; Геология..., 1965; Osberger, 1968). Россыпи "какса-каранг" - это типичные приплотиковые долинные, реже террасовые россыпи с мощностью рудного пласта от 0.5 до 2-3 м, залегающие в пределах плоскодонных долин древнего заложения. Начинаясь в непосредственной близости к россыпям "крикил", они могут иметь близповерхностное залегание или погружаться под морские осадки. Многие из таких россыпей имеют непосредственное продолжение на прибрежном шельфе (арх. Сунга), где они сменяются погребенными и затопленными аллювиальными россыпями типа "меньянг" - многопластовыми залежами, строение которых отражает влияние чередования морских регрессий и трансгрессий, числом до трех (рис. 4.57). Условия формирования и залегания оловянных россыпей на шельфе Сунга, детально проанализированные в специальной работе (Aleva, 1973), обнаруживают поразительное сходство с обстановкой формирования аналогичных россыпей на Восточноарктическом шельфе России (Патык-Кара и др., 1993; Смирнов, 2000) (см. главу 6).

В пределах карстовой области платформы Янцзы, в основном, в провинциях Гуанси и Юньнань известны также своеобразные остаточные карстово-элювильные россыпи *киновари* и *сурьмы*, связанные с эпипермальным оруденением мелового-раннепалеогенового возраста в известняках девонского возраста. Эти месторождения, ближайшим аналогом которых являются карстово-элювиальные россыпи района Есконого на Алтае (см. раздел 4.1.2), были детально описаны В.П.Федорчуком (1960, 1999). Они представляют собой сложные по морфологии рудоносные залежи щебнисто-глинистого состава ("красные глины"), иногда слабосцементированные, выполняющие западины, карстовые воронки и депрессии поверхностного рельефа, а также карстовые пещеры. Залежи могут достигать мощности несколько десятков метров; они сформировались на месте, практически без следов латерального перемещения. В различные периоды разрабатывались преимущественно залежи первого типа, хотя местными жителями в районах



**Рис. 4.57. Морские (затопленные) россыпи олова на шельфе о-ва Биллитон, Индонезия (Van Overeem, 1960)**

А - россыпи затопленных палеодолин в заливе Панданг Бэй (россыпные залежи выделены черным).

Б - распределение олова в затопленных аллювиальных россыпях и на "подводных выровненных междуречьях" (затопленный пенепплен, переработанный абразией) в заливе Принг Бэй, по данным дражной отработки: 1-8 - содержание олова,  $\text{кг/м}^3$ : 1 - 0-2, 2 - 2-4, 3 - 4-6, 4 - 6-8, 5 - >8.

Гунчен и Линчуань на старательской основе обрабатывались также россыпи карстовых пещер.

*Золотоносные россыпи* сосредоточены на севере Северо-Вьетнамской зоны, в меньшей степени - на Индосинийском массиве и в Бирмано-Малайской зоне, группируясь в рудно-россыпные узлы, число которых, по данным А.Я.Кочеткова с соавторами (Россыпи..., 1994), только на территории Вьетнама превышает 50. Наиболее значительные россыпи располагаются в верховьях бассейна р. Меконг, где они ассоциируют с коренными источниками преимущественно мелового возраста, представленными золото-кварцевыми жилами, реже зонами сульфидизации сланцев, еще реже золото-антитимонитовыми рудами. Среди россыпных месторождений золота известны элювиальные россыпи в латеритах, в том числе напоминающие по строению описанные выше оловоносные слои Гопенга, склоновые (делювиальные) и

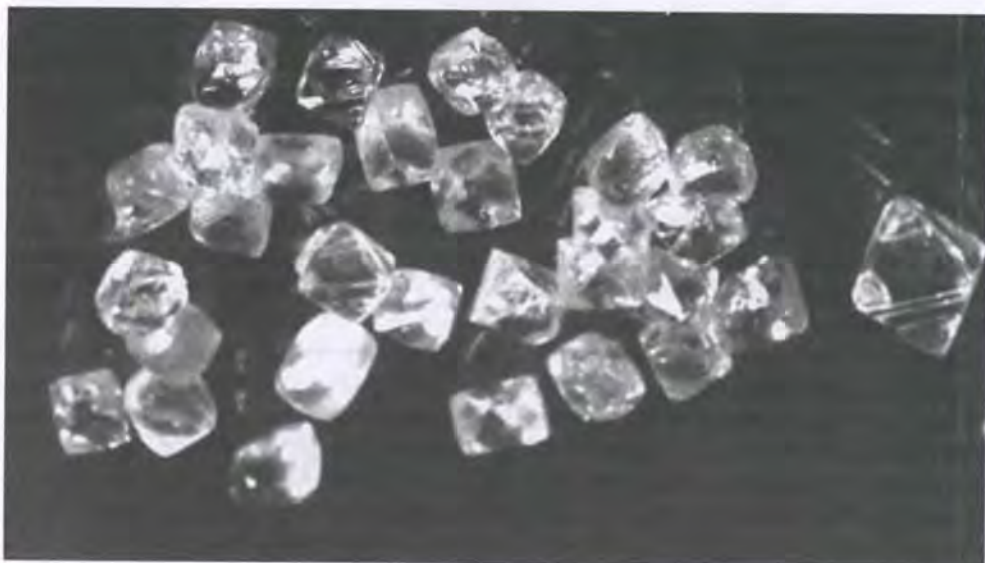


Рис. 4.58. Алмазы из аллювиальных россыпей провинции Хунань (месторождение р. Цзышуй)

ложковые залежи, однако наибольшее промышленное значение имеют близповерхностные аллювиальные долинные россыпи водотоков низкого порядка с мощностью торфов не более 2-6 м и содержанием золота в рудных песках 0.1-1 г/м<sup>3</sup>. Известны также промышленные террасовые россыпи, а на участках развития карбонатных пород - карстовые россыпи, занимающие понижения плотика. Менее изучены россыпи долин среднего-высокого порядков, с которыми связываются возможности выявления более масштабных месторождений.

*Россыпная алмазность* провинций Восточной и Юго-Восточной Азии ограничена; она сосредоточена на нескольких разобщенных площадях и связана с различными типами коренных источников. В пределах Китайской россыпной мегапровинции первые аллювиальные россыпи алмазов (в провинции Шаньдун) были выявлены только в середине прошлого века, в настоящее время россыпи алмазов известны в двух районах: в провинции Шаньдун на севере и в провинции Хунань, в пределах жестких блоков фрагментов Южно-Китайского кратона, и связаны с источниками кимберлитового типа, время становления которых, по данным Н.П.Волынца и Ф.В.Каминского, отвечает яньшанскому тектоно-магматическому циклу. Наиболее интенсивно аллювиальные россыпи алмазов отрабатываются в провинции Хунань, на площади, расположенной в 250-350 км западнее г. Чанша. Они приурочены к долинам правых притоков р. Янцзы - рек Лишуй, Юаньцзян и Цзышуй, представлены долинными и русловыми россыпями рек III-IV порядка и разрабатываются дражным способом (рис. 4.58). Запасы россыпей не велики, и масштабы отработки ограничены.

На севере Китая разработка россыпей (преимущественно старательским способом) в небольших объемах осуществляется в провинции Шаньдун, в районе Менгуин к югу от Пекина, в долине р. Айхэ. Из аллювиальной россыпи Танченг, непосредственно связанной с кимберлитами, было добыто несколько крупных камней, в том числе наиболее крупный алмаз Китая "Чанглин" массой 158.8 кар (Россыпи..., 2005). Небольшие промышленные алмазоносные россыпи с содержанием около 0.1 кар/т, тесно связанные с коренным месторождением, обрабатываются также на площади Фуксиан в провинции Ляонин. Мелкие алмазы отмечены в прибрежно-морских россыпях Бохайского залива и побережья Шандунского п-ва.

В пределах Юго-Восточной Азии известны также россыпи алмазов некимберлитового происхождения. Это россыпи юго-западной части о-ва Калимантан, в свое время давшие такие крупные именные алмазы, как "Звезда Саравака" (106.9 кар), "Султан Мартапура" и др. Источниками этих россыпей послужили брекчированные породы (т.н. "брекчия Памали") трубообразных тел серпентинизированных перидотитов мезозойского возраста, поставляющие в россыпи также МПГ и золото (Россыпи..., 2005). Характерна повышенная твердость алмазов по сравнению с большинством других алмазоносных провинций, которая, по мнению М.Барде, как раз и отличает алмазы не кимберлитового происхождения. Наиболее древние из известных россыпных концентраций алмазов связаны с верхнемеловыми конгломератами формации Манунгул, однако основными объектами добычи были и остаются алмазоносные галечники и валунно-галечный аллювий современных долин, прослеживающиеся на 20-25 км, вплоть до побережья Яванского моря. В нижнем течении долин продуктивный аллювий гипсометрически залегает ниже уровня моря под толщей "пустых" осадков, мощность которых может достигать первых десятков метров. Эти погребенные алмазоносные долины продолжают и на шельфе Яванского моря, что делает россыпи пригодными для дражной отработки с использованием установок, применяющихся при отработке погребенных и затопленных оловянных россыпей Малайзии и арх. Сунга.

В области мезозойд Юго-Восточной Азии располагаются известнейшие районы развития *россыпей ювелирных и ювелирно-поделочных камней*. Самые знаменитые из них располагаются на территории Бирмы (Мьянма), отчасти на прилегающей территории Пакистана и Таиланда. С зонами развития магнезиальных скарнов связаны крупнейшие россыпные месторождения *ювелирного корунда (рубина)* знаменитого Могоукского корундоносного района, расположенного в бассейне р. Шуэли в 100 км северо-восточнее Мандалая. Минерализация Могоукского района приурочена к Шанскому жесткому массиву и представлена корундоносными скарнами в составе толщи глубокометаморфизованных пород (гранулитов, гнейсов, кристаллических сланцев, кондалитов) архея. В пределах района, наряду с коренными месторождениями, широко распространены россыпи карстового комплекса, представленные в основном элювиально-склоновыми и склоново-аллювиальными россыпями верхних звеньев долинной сети, обработавшиеся с глубокой древности (еще в каменном и бронзовом веках). Развитие карстовых процессов способствовало широкому распространению

полигенных элювиально-склоново-карстовых россыпей. Рубиноносные щебнисто-гравийно-глинистые осадки мощностью от 1.5-2 до 15-25 м (т.н. "слои бион") распространены на пологих склонах долин, занимая понижения между останцами прочных мраморов. Они выполняют также неровности закарстованного плотика, карстовые воронки, полости и трещины (например, карстовая россыпь Холмы Садшижин). Помимо ювелирного рубина высокого качества, в россыпях встречается сапфир, благородная шпинель, гранат. В непосредственной близости от Могоука, в долине р. Напаи находится также крупное россыпное месторождение турмалина-рубеллита.

Другой тип россыпей *ювелирного корунда (сапфира)* распространен в центральной части территории Камбоджи в районе Пном Трап (округ Пайлин). Источником россыпной минерализации здесь являются плиоцен-нижнечетвертичные толеитовые базальты; иными словами, этот тип россыпей по источнику питания близок сапфировым россыпям Нового Южного Уэльса (Австралия) и Южного Приморья. Концентрации сапфира образуют горизонты остаточного обогащения в образованных по базальтам латеритах, а также короткие (несколько сотен метров) склоновые и ложковые россыпи в верхних звеньях долинной сети, дренирующей рудоносный массив. Россыпи в небольших объемах в различные годы обрабатывались кустарным способом; дальнейшие перспективы района остаются неясными. Ле Конг Хай (1999) указывает на то, что сапфириносыми являются также "молодые" щелочные базальты, слагающие потухшие вулканы на юге Вьетнама.

Весьма экзотичны также россыпи *янтаря*, распространенные на территории северной Мьянмы (районы Шуебо, Пакокку и др.), известные с I века до н.э. (Трофимов, 1974). Они представлены двумя типами: прибрежно-морскими россыпями в эоценовых углистых песчаниках и конгломератах серии Иравади, полого дислоцированных, и миоценовыми аллювиальными россыпями. Первичными источниками янтаря являлись его скопления в глинистых почвах меловых янтареносных лесов. Основная масса эоценовых россыпей формировалась в мелководном заливе, располагавшемся вдоль предгорного прогиба на границе с сооружениями бирманского замыкания альпид, ось которого проходила вдоль современной р. Иравади. Здесь существовали условия, в целом напоминавшие условия формирования "голубой земли" Самбийского п-ва. Наиболее богатые россыпи были сосредоточены в районе холмов Лабуанг, где известны сотни старых выработок, в некоторых из которых янтарь добывался с глубины 12-15 м. Голубые янтареносные глинистые песчаники дислоцированы в пологие складки, залегающие местами под углом 20°, литифицированы, слабометаморфизованы (подобно карпатским песчаникам, в результате чего янтарь приобрел красноватый и коричневый оттенки), и местами погребены под морскими глинами мощностью до 180 м. Аллювиально-озерные россыпи миоценового возраста представлены голубыми глинами, содержащими прослойки угля, многочисленные окремненные и ожелезненные древесные остатки. Отдельные находки янтаря в пределах провинции известны также на территории Таиланда.

Таким образом, в формировании россыпной минерализации рассматриваемой мегапровинции важнейшую роль сыграли:

- процессы мезозойской и раннекайнозойской тектоно-магматической активизации, определившие набор основных россыпеобразующих формаций;
- господство процессов тропического морфолитогенеза с характерными для него условиями высвобождения и транспортировки россыпеобразующих минералов и морфогенетическими типами россыпей;
- широкое развитие карстовых процессов (развитие тропического карста);
- позднекайнозойские деструктивные процессы вдоль окраины континента, определившие, совместно с эвстатическими колебаниями уровня океана, формирование разнообразных в минеральном отношении погребенных и затопленных шельфовых россыпей.

При ярко выраженном полиминеральном профиле россыпной минерализации мезозоид Восточной и Юго-Восточной Азии (Sn, Au, киноварь, алмазы, ювелирно-поделочные камни) отчетливый приоритет в сравнительной промышленной значимости россыпей принадлежит оловоносным россыпям, которые вывели эту территорию в число крупнейших оловодобывающих районов Мира; именно благодаря россыпным месторождениям, Юго-Восточная Азия удерживала эту позицию на протяжении многих десятилетий. К числу минеральных типов россыпей, с которыми связаны перспективы расширения россыпного потенциала мегапровинции, относятся также россыпи алмазов, как континентальные, так и на прибрежном шельфе.

#### 4.2.4. Россыпная мегапровинция Южно-Американских Кордильер

Орогенно-складчатый пояс Южно-Американских Кордильер (ЮАК) не относится к числу крупнейших россыпных мегапровинций Мира; его россыпной потенциал резко уступает россыпному потенциалу других орогенно-складчатых систем Тихоокеанского кольца, в частности, мезозоидам Северной Америки (см. рис. 3.38).

К сожалению, автору неизвестны (недоступны) какие-либо обобщения, затрагивающие этот вопрос, хотя очевидно, что причина этого лежит в особенностях тектоно-геоморфологической эволюции пояса (Хаин, 2001), субэаральное развитие которого началось только в мелу, в арауканскую фазу андского тектогенеза (Патагонская Кордильера). Именно с этого времени началось формирование потенциально россыпеобразующих формаций складчатого пояса.

Аккреционные процессы в северной части пояса начались только в середине мела. В результате произошла сопровождавшаяся мощным метаморфизмом обдукция офиолитовых покровов Центральной Кордильеры, за которой последовало внедрение гранитоидов. Меловой импульс тектонической активности проявился и в Центральном (Перуанско-Чилийский сегмент), и в Южных Андах в виде внедрения в среднем мелу крупнейших гранитных батолитов, таких как Береговой батолит Перу и Патагонский, и накопления у подножья возникших горных хребтов верхнемеловой молассы. Рост горных сооружений и мощный гранитоидный магматизм (батолит

Антиохия в Колумбии) имели место и в последующую, инкскую фазу тектогенеза, завершившуюся в конце эоцена.

После локальных деформаций в олигоцене-начале миоцена, одним из проявлений которых было накопление грубообломочной континентальной молассы в грабене Альтиплано (Боливия), в середине миоцена наступил главный этап орогенного развития Анд (собственно андская фаза, или фаза Кечуа) - интенсивное воздымание всей горной системы и мощные надвиговые процессы в Восточной Кордильере, обусловленные продолжающимся спредингом Южно-Американской плиты в восточном направлении (Хаин, 2001). На этом фоне происходит образование грабенов (эпиорогенных рифтов), активизируются сдвиговые процессы и развивается мощный известковисто-щелочной (андезитовый и базальтоидный) вулканизм. Пик указанных процессов пришелся на миоцен, но отголоски их в виде активного вулканизма и высокой сейсмичности продолжают и поныне, свидетельствуя о незавершенности орогенного этапа развития Анд.

Указанные особенности тектонического строения горной системы находят прямое отражение в ее морфоструктуре и строении поверхности (Ананьев, Бредихин, 2008) - в чередовании линейных складчато-глыбовых хребтов, разделенных внутригорными депрессиями, в определенных различиях строения трех главных горных цепей Западной, Центральной и Восточной Кордильеры, а также в широком развитии вулканогенного рельефа - вулканических плато и отдельно стоящих вулканов, сохраняющих свою активность до настоящего времени (влк. Котопахи), в развитии форм тектоно- и сейсмогенного рельефа (тектонических швов, сейсмодислокаций, сейсмооползней). Сохраняющаяся тенденция горизонтальных движений обусловила многочисленные перестройки долинной сети, особенно ярко проявившиеся в области береговых хребтов Западной Кордильеры, на их границе с прибрежными денудационно-аккумулятивными равнинами. К этому следует добавить влияние ледового, аридного и криогенно-аридного морфолитогенеза в высокогорных районах и на внутренних плато.

В размещении рудных месторождений пояса, в том числе и потенциально россыпеобразующей минерализации, важнейшую роль играет поперечная тектоническая зональность, отражающая сочетание эвгеосинклинального (на западе) и миогесинклинального (на востоке) режимов развития. В отношении потенциально россыпеобразующей минерализации это проявляется в наличии субпараллельных зон (поясов) базитовых массивов с железистой (титаномагнетитовой) минерализацией, пояса платиноносных офиолитовых ультрабазитов (на севере), пояса медно-порфириновых (с золотом) и золото-серебряных месторождений, пояса оловянно-полиметаллических месторождений, которые не только сменяют друг друга в пространстве, но и отражают смену магматизма во времени (Константинов, 2006). На эту картину накладывается продольная неоднородность системы, обуславливающая, в частности, уникальность Боливийского сегмента (Боливийской провинции), в котором сочетаются черты срединного массива, существовавшего в каледонское время, позднепалеозойского сланцевого прогиба и области проявления многоэтапного - раннемезозойского, олигоцен-раннемиоценового и средне-позднемиоценового - магматизма, что обусловило совмещение



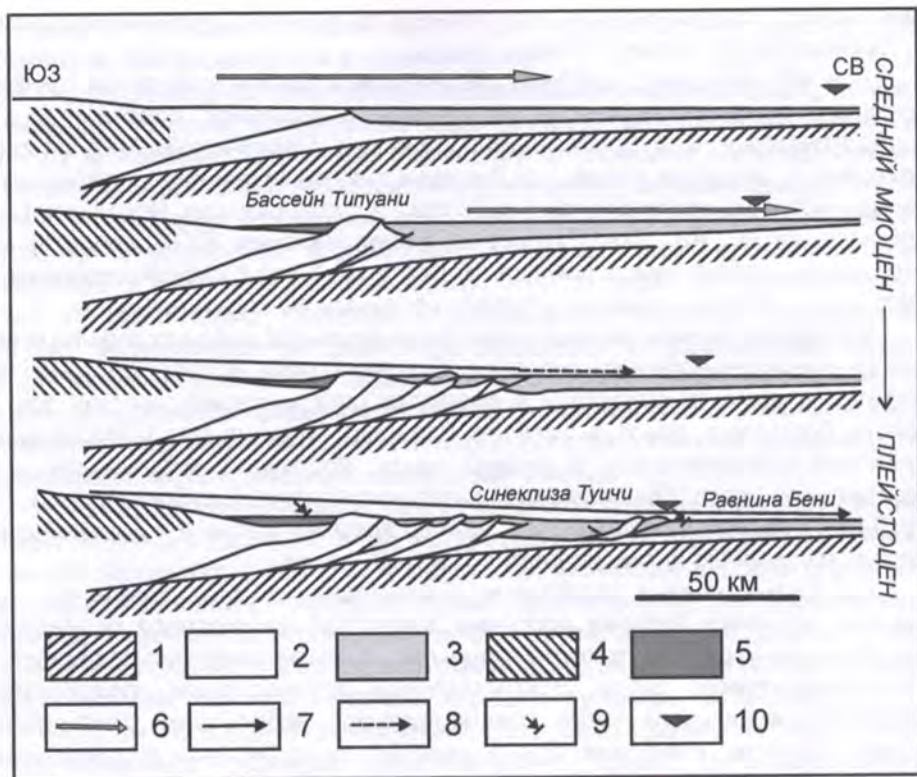
разнотипного оруденения и полихронность многих уникальных рудных месторождений (например, Потоси, Оруро).

Все это позволяет говорить об отчетливо полиминеральном профиле россыпной минерализации, облик которой определяют россыпи золота, сосредоточенные в субпровинциях (поясах): Перуанской, Чилийской и Боливийской, россыпи олова - в Боливийской субпровинции, платиноидов, хромшпинелидов, часто вместе с золотом - в субпровинции Чоко-Пасифико-Барбокас (PGE, Au, Cr). Россыпная минерализация ЮПК представлена небольшими россыпями изумруда в Восточно-Колумбийской супровинции (Мосо и др.), которые заметно уступают коренным месторождениям.

Из перечисленных минеральных типов россыпей *россыпи золота* имеют наибольшее промышленное значение. Основную роль играют золото-носные россыпи, которые группируются в пределах двух минерагенических зон - в области береговых плато и хребтов Западной Кордильеры (Перуанская и Чилийская субпровинции), в осевой части Восточной Кордильеры и на прилегающих плато (Боливийская золото-оловоносная субпровинция) (см. рис. 3.38). Все они обрабатывались еще во времена инков, а в дальнейшем с различной степенью интенсивности в XIX и XX веках.

С.С.Кальниченко с соавторами (Важнейшие..., 1997) указывают, что в качестве источника питания россыпей выступает полихронное оруденение, представленное рудами золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого и золото-гематитового типов. Эпитермальные золоторудные проявления в миоценовых вулканитах также сопровождаются небольшими россыпями с мелким золотом. Наиболее благоприятные условия для формирования россыпей существуют в области низкогорий, денудационных плато и денудационно-аккумулятивной прибрежной равнины, а в высокогорной зоне - в пределах тектонических депрессий либо на высокогорных плато, каковым является Альтиплано. Генетически они представлены аллювиальными россыпями современных и древних долин, как погребенных, так и приподнятой долинной сети на междуречьях, которые особенно характерны для продольных депрессий прибрежной зоны, где активно протекают процессы перестройки долинной сети. В пределах высокогорных хребтов и у их подножья известны флювиогляциальные россыпи, а в холодных пустынях высокогорных плато - делювиально-пролювиальные россыпи и россыпи конусов выноса, иногда заключающие по два-три рудных пласта. На побережье известны также промышленные концентрации золота в отложениях современных пляжей и приподнятых морских террас. Значительными ресурсами обладают техногенные россыпи, особенно отвалы мускульной отработки ранних этапов освоения территорий.

В качестве примера золотоносных россыпей Боливийской субпровинции могут быть охарактеризованы россыпи Северной Боливии, распространенные по обоим склонам Восточной Кордильеры: как по юго-западному, обращенному к Альтиплано, так и по северо-восточному, обращенному к бассейну Амазонки. Многие из россыпей к настоящему времени отработаны (Gerard et al, 1989), однако в последние два десятилетия проспекторскими работами выявлены новые участки с высокими содержаниями россыпного золота. Был также высказан положительный прогноз в отношении россыпной золотоносности предгорных коллювиальных шлейфов восточного склона хребта.



**Рис. 4.59. Этапы формирования россыпей золота на восточном склоне Андских Кордильер и их связь с основными тектоническими событиями кайнозоя (Gerard et al., 1989)**

1 - нижний ордовик; 2 - средний ордовик; 3 - миоценовые и более молодые осадки пьедмонта; 4 - золотоносные коренные породы (показаны условно); 5 - среднемиоценовые-плиоценовые золотоносные конгломераты; 6 - "стерильные" (незолотоносные) реки (показано условное направление течения); 7 - "золотоносные" реки; 8 - реки с низким содержанием золота; 9 - размыв мио-плиоценовых золотоносных конгломератов четвертичными реками; 10 - воображаемая точка погружения Бразильского щита под структуры Анд.

Как было показано в работе (Gerard et al, 1989), важнейшие факторы формирования россыпей: экспозиция коренных источников, первичная концентрация золота в служивших промежуточными коллекторами позднекайнозойских конгломератах, ледниковый, водно-ледниковый и флювиальный разнос и дальнейшее латеральное переотложение золота - целиком спровоцированы процессами андийского (начавшегося в раннем триасе и продолжающегося поныне) орогенеза и происходили на фоне мощных надвиговых процессов и тектонического сучивания коры в области Вост. Кордильеры (рис. 4.59).

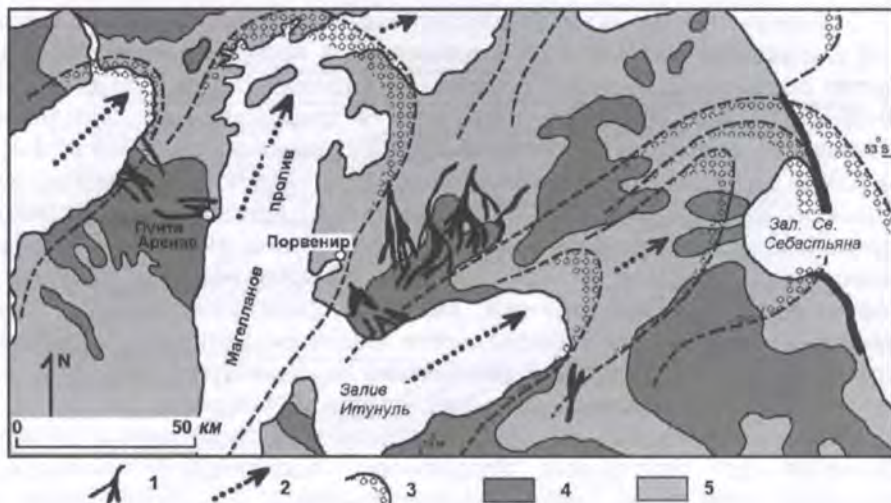
Основная масса россыпеобразующего оруденения представлена золото-кварцевыми жилами, локализованными в породах нижнего палеозоя. Вскрытие россыпеобразующего оруденения произошло в середине миоцена; на вторую половину миоцена приходится и формирование золотоносных конгломератов формации Коллпана, выполняющих расположенный на высоте 3700-4200 м одноименный седиментационный бассейн протяженностью около 30 км при ширине 3-7 км. Фациально эта золотоносная формация представлена гравийно-галечным материалом, песчаниками и глинами, отлагавшимися реками с блуждающими фуркирующими руслами и аллювиальными конусами выноса. Местами (северо-восточнее г. Оруро) миоценовые конгломераты перекрываются позднемиоценовыми (5.4 млн. лет) дацитами формации Солидад, связанными с формированием кальдеры, выполненной эпитегрмальными туфогенно-озерными осадками.

Начиная с плиоцена, на фоне тектонического скупивания и активного воздымания хр. Восточной Кордильеры происходило интенсивное поступление золота в аллювиальные россыпи ближнего сноса как непосредственно из коренных источников, так и за счет размыва конгломератов. Четвертичные флювиогляциальные россыпи юго-западного склона, например, россыпи бассейна р. Улла-Улла вблизи границы с Перу, формировались в основном за счет непосредственного размыва первичных источников, без участия промежуточных коллекторов.

Напротив, многократное переотложение золота в условиях "надвигового фронта" в долинах восточного склона способствовало формированию более протяженных и удаленных по латерали аллювиальных русловых, долинных и террасовых россыпей в долинах рек Пеллечуко, Консата, Типуани, Чаллана. Для области пьедмонта характерны также достаточно масштабные россыпные месторождения, связанные с четвертичными золотоносными формациями Кангалли и Тутумо, развитыми в бассейне рек Типуани-Мапири и в синеклизе Туичи, осадки которых занимают площадь 3000-5000 км<sup>2</sup>. В составе этих аллювиальных свит, в целом характеризующихся непромышленными концентрациями золота, выделяются промышленные струи, занимающие приплотиковое положение в палеодолинах низкого порядка. Описанные золотоносные свиты предгорьев, в свою очередь, являются промежуточным коллектором для аллювиальных россыпей, расположенных ниже по течению долин среднего-высокого порядков.

Я.Красон, изучавший россыпи золота плато Альтиплано, приводит данные о том, что содержание золота в миоценовых конгломератах формации Коллпана на отдельных участках составляет 8-10 г/м<sup>3</sup>, достигая 20 и даже 80 г/м<sup>3</sup> в отдельных струях и горизонтах при мощности толщи от 50-75 до 100 м. Эти участки являются объектами весьма эффективной малообъемной ручной старательской добычи, возможности расширения которой, однако, лимитированы дефицитом воды на пространствах Альтиплано (Важнейшие..., 1997).

Следует подчеркнуть, что широкий диапазон литогенетических обстановок в пределах россыпной мегапровинции как следствие ее субмеридионального простираения на расстояние более, чем 6000 км и значительного вертикального диапазона (от приморских равнин до высокогорной зоны) способствовал тому, что условия для



**Рис. 4.60. Арх. Огненная Земля. Расположение небольших золотоносных россыпей, образовавшихся за счет флювиальной и морской переработки золотоносного материала позднечетвертичных морен краевой зоны Антарктического ледникового покрова (по данным, приводимым в работе (Garnett, Bassett, 2005))**

1 - россыпи золота; 2 - направление дрефта ледников; 3 - окончания ледниковых языков; 4-5 - области с различной мощностью рыхлых отложений: 4 - сокращенной, 5 - повышенной.

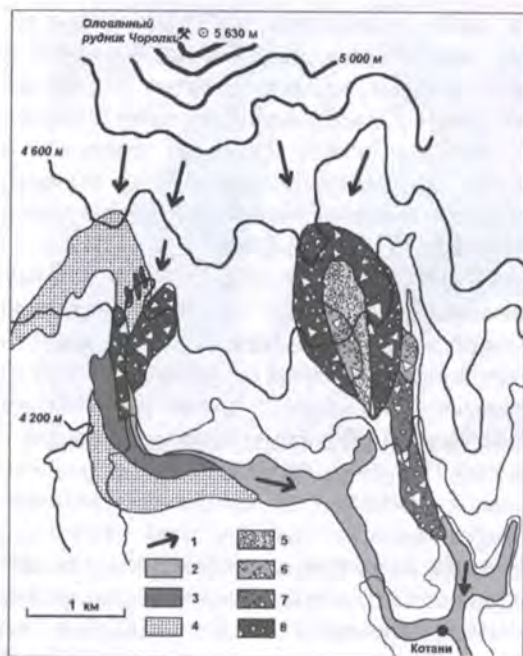
россыпеобразования в "экстремальных" обстановках возникали не только в зоне высокогорных пустынь, но и в областях горно-долинного и даже в краевой зоне покровного четвертичного оледенения. Опираясь на данные, приводимые в ряде работ (Garnett, Bassett, 2005), можно видеть, что на южном фланге мегапровинции, в частности, на островах арх. Огненная Земля, формирование россыпей золота происходило в непосредственной близости от края двигавшихся в северном направлении ледников Антарктического массива. Как видно из **рис. 4.60**, выявленные здесь россыпи золота, по-видимому, первоначально флювиогляциального генезиса, претерпевшие затем флювиальную и морскую переработку, располагаются по периферии отдельных ледниковых языков, двигавшихся к северу по Магелланову проливу и зал. Итунулъ, в соответствии с положением стадийных морей фазы дегляциации.

Как известно, Андский (Боливийский) оловоносный пояс в пределах Восточных Анд представляет собой одну из крупнейших оловорудных провинций Мира. Протяженность этого пояса, проходящего через всю Боливию и захватывающего южные районы Перу, составляет около 800 км. Оловянное оруденение пояса полиформационно (от оловоносных пегматитов до касситерит-сульфидной формации) и формировалось в несколько этапов, укладываемых в возрастной интервал от 200 до 7.5 млн. лет. Оно

группируется в пределах двух районов, занимающих осевую часть и склоны хр. Восточной Кордильеры. Северный из них, примыкающий к оз. Титикака и дренируемый верховьями рек бассейна р. Бени, характеризуется развитием оруденения пегматитовой формации в связи с меловыми гранитами (батолит До Сората), прорывающими метаморфические сланцы девона, и месторождений касситерит-кварцевой формации (Круус Рох, Чохия), включая оловоносные грейзены. Там же находятся многочисленные месторождения касситерит-силикатной формации (Ларамкота, Монте-Бланко, Караколес и др.), в том числе ее турмалинового типа. В полях этих месторождений распространены небольшие склоновые, ложковые и аллювиальные оловянные и олово-вольфрамовые россыпи, промышленная значимость которых невелика. На южном фланге оловоносного пояса (провинции), к югу от г. Кочамамба, тип оловянного оруденения меняется: здесь доминирует оловянное оруденение касситерит-сульфидной формации, ассоциирующее с субвулканическими, жерловыми фациями ("трубками взрыва") гранитоидного магматизма (месторождения Потоси и Лялягуа) и характеризующееся широким участием сульфидов и сульфостаннатов, сульфосолей серебра и полиметаллов. Этот тип минерализации, как известно, мало благоприятен для формирования россыпей; ситуация ухудшается также незначительным срезом возможных коренных источников. Имеющиеся россыпи невелики по масштабам и образованы преимущественно мелким касситеритом. Тем не менее, в районе месторождения Каргайкольо, приуроченного к штоку дацитов в поле развития миоценовых лав и туфов, в долине р. Короны, известны коллювиальные и аллювиальные россыпи, образованные колломорфным касситеритом, который встречается в россыпи в виде сростков с халцедоновидным кварцем.

Высокогорное положение оловоносного пояса Боливии и его совпадение с зоной развития четвертичного горно-долинного оледенения определили существенное влияние ледников на транспортировку рудоносного материала и образование концентраций касситерита в моренных и флювиогляциальных образованиях. Во всяком случае, такая точка зрения высказывается в упомянутой выше работе (Garnett, Basset, 2005), авторы которой опираются на данные, полученные компанией RGC Exploration Pty. Ltd. по бассейну р. Котани в Кордильере-де-Липес в 200 км к югу от г. Потоси (рис. 4.61).

Среди других типов россыпной минерализации следует назвать также *россыпи изумруда*, известные в знаменитой изумрудоносной провинции Колумбии в пределах северного фланга Восточной Кордильеры. Они связаны с изумрудоносными кальцитовыми и альбититовыми жилами и представляют собой небольшие по объему, но богатые элювиально-склоновые россыпи, как правило, отрабатываемые на начальной стадии эксплуатации месторождений. В районе Якупи открыты также богатые аллювиальные россыпи изумруда, образованные мелкими кристаллами иногда уникального качества (Киевленко и др., 1982), хотя в целом, как и в других изумрудоносных районах Мира, россыпные месторождения Колумбии значительно уступают по своей распространенности и промышленной значимости уникальным коренным месторождениям. Этот феномен, отличающий изумруд от других ювелирных камней, способных накапливаться в промышленных количествах в россыпях,



**Рис. 4.61.** Касситеритсодержащие морены и водноледниковые отложения хр. Кордильера-де-Линас в 200 км к югу от г. Потоси (верховья р. Котани в бассейне р. Пилае) (по данным RGC Exploration Pty. Ltd. и S.R.Toquino (Garnett, Bassett, 2005))

1 - направление перемещения материала; 2 - аллювий; 3 - ледниковые отложения; 4 - коллювий; 5 - валунные поля; 6-8 морены нескольких генераций: 6 - морена-1; 7 - морена-2; 8 - морена-3.

на наш взгляд, еще не нашел адекватного объяснения. Обычно в качестве главной причины называется неблагоприятный структурно-морфологический тип коренных залежей, представленных маломощными крутопадающими жилами. Это объяснение не выглядит достаточно убедительным, особенно для районов с развитием тропических кор выветривания, обеспечивающих не только практически полное высвобождение устойчивых минералов, но и их эффективное остаточное обогащение в элювиально-склоновых россыпях и дальнейшую концентрацию в аллювии (см. **раздел 1.5**).

Итак, причину достаточной ограниченности россыпного потенциала Южно-Американских Кордильер (Андийской россыпной мегапровинции), по сравнению с другими мезозоидами Тихоокеанского кольца, по-видимому, следует искать в относительной молодости этого орогенного пояса, деструкция поверхности которого и вскрытие возможных коренных источников россыпей начались только в конце мела после арауканской фазы андского тектогенеза.

#### 4.2.5. Россыпная провинция Новой Зеландии

Обособление Новой Зеландии в качестве островной системы и самостоятельной россыпной провинции связано с продолжившимся в мезозое расколом Гондваны, рифтогенезом в проливе Басса и обособлением фрагмента герцинид Тасманского складчатого пояса. Принадлежность Новой Зеландии к Внутренней Меланезийской дуге определило широкое развитие в ее пределах также позднепалеозойских (пермских) офиолитов и

позднепалеозойских-триасово-юрских вулканокластических пород и основных вулканитов, интенсивно дислоцированных и зонально метаморфизованных в эпоху Рангитата, т.е. фактическое продолжение ее развития в эпоху мезозойского тектогенеза, завершившегося орогенезом к позднему мелу. Соответственно минерагенический профиль россыпной минерализации провинции определяют, с одной стороны, золото, а с другой - ассоциация россыпеобразующих минералов, связанных с офиолитовыми комплексами (нефрит) и вулканокластическими породами (титаномагнетит).

Крупнейшим россыпным районом провинции является *золотоносный район Отаго* на о. Южном, характеристика которого приводится по данным J.Youngson, D.Craw и др. (Craw et al., 1993; Youngson, Craw, 1995; Youngson et al., 2006). Район расположен к востоку от главного Альпийского разлома острова, в зоне сочленения террейнов Торлесс и Кэпл, граница между которыми имеет северо-западное простирание (рис. 4.62). Коренными источниками россыпей района послужили мезотермальные золотоносные кварцевые жилы и жильные зоны, локализованные в граувакк-аргиллитовых породах верхнепалеозойского-нижнемезозойского возраста, измененных до актинолит-зеленокаменной фации метаморфизма, т.н. Otago schists (месторождение Макрес и др.). Россыпи золота района Отаго относятся к числу гигантов мирового уровня. За период около 140 лет с момента открытия и освоения россыпных и рудных месторождений в районе было добыто около 8 МОз золота при соотношении золота, добытого из россыпей и из коренных месторождений, как 27:1 (Henley, Adams, 1993).

Основная масса золота заключена в аллювиальных россыпях, которые формировались на фоне развития и инверсии заложившегося в позднем мелу предгорного осадочного бассейна, выполненного золотоносными кварцевыми конгломератами (Quartz Pebbles Conglomerates - QPCs), которые, в свою очередь, послужили источниками незрелых в минералогическом отношении золотоносных гравийно-галечных отложений современных долин.

Верхнемеловые конгломераты, которые рассматриваются в качестве важнейшего элемента золотоносной системы района (Youngson et al., 2006), обеспечившего высокую продуктивность его россыпей, сохранились фрагментарно, в основном, на флангах воздымающихся морфоструктур, и перекрыты чехлом более молодых осадков в центральной и восточной части Отаго и Соулэнда. Формирование конгломератов QPCs происходило на фоне воздымания западной части района с постепенным восточным трендом краевого прогиба и частичным переотложением золота в более молодые серии осадков, в том числе в эоценовые конгломераты формации Хогборн (см. рис. 4.62Б), миоценовые и плиоценовые конгломераты Данстэн, Вайпори-Вайкака (Waipori Quartz Gravel и Waikaka-Waimumu QG), нижнечетвертичные Pebbly Hills Gravel и верхнечетвертичные-современные галечники. Этот процесс происходил на фоне меняющегося тектонического режима: растяжения и опускания вплоть до миоцена и сжатия и воздымания в плиоцен-четвертичное время.

Основная масса золота в QPG Отаго имеет детритовое происхождение, однако установлены признаки отчетливого эпигенетического перераспределения золота с переотложением его как на самих золотилах, так

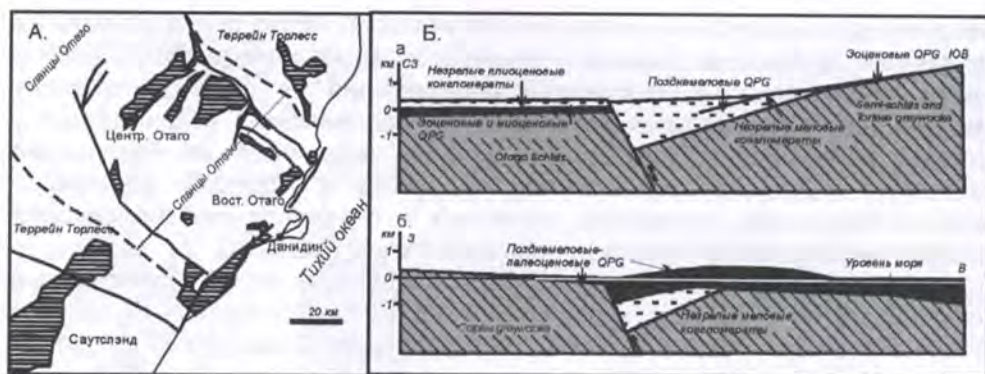


Рис. 4.62. Распространение (А) и условия залегания (Б) верхнемеловых золотоносных кварцевых конгломератов (QPG) в районе Отаго, Новая Зеландия (Youngson et al., 2006)

Площади распространения верхнемеловых QPG заштрихованы.

и на поверхности кварцевой гальки. Это позволяет цитируемым авторам, вслед за (Henly, Adams, 1979), подчеркивать сходство рассматриваемых QPG с орогенными золотоносными конгломератами других крупнейших золотоносных районов мезозойских складчатых поясов - с эоценовыми золотоносными конгломератами Калифорнии (Lone Formation) и позднемiocеновыми-плиоценовыми галечниками Клондайка (White Channel Gravels). В свою очередь отметим, что аналогичные по своей тектонической позиции орогенные золотоносные конгломераты плиоценового известны также в Момском хребте Северо-Востока Азии ("момские конгломераты").

Район Отаго не только крупнейший золотороссыпной гигант; будучи детально изученным, он служит своего рода моделью золотороссыпных районов, приуроченных к бассейнам фореланда складчатых орогенных областей (Craw et al., 2006), в формировании которых важнейшую роль сыграли многократное переотложение золота через систему промежуточных коллекторов (золотоносных конгломератов), чередование эпох врезания и аккумуляции, обусловившие формирование россыпей различных генетических типов - от коллювиальных через аллювиальные долин 1-3 порядков к прибрежно-морским россыпям (Youngson et al., 2006). Золотоносным россыпям фореланда свойственны отчетливая зональность динамических и морфогенетических типов и чередование зон подпитки, концентрации металла и зон разубоживания (рис. 4.63). От верховьев долин вниз по течению происходит смена источников подпитки россыпей - от преимущественно моренного в верховьях транспортирующей долинной системы до преимущественного привноса боковыми притоками в их средней части, а также смена типов россыпных концентраций - от плотиковых россыпей, содержащих преимущественно крупные классы металла к россыпям преимущественно тонкопсаммитового класса в зоне бифуркации русла при





россыпных провинциях, качество сырья из новозеландских нефритовых россыпей значительно превышает таковое из коренных источников.

Из других россыпей поделочных камней провинции, ассоциирующих с гипербазитами, следует назвать также валунные прибрежно-морские россыпи нефритоподобного серпентинита - бовинита, развитые на юго-западном побережье в заливах Милфорд Соунд и Анита Бей.

Островной характер провинции определяет тесную связь его минерации с развивающимся шельфом, а именно присутствие по его берегам современных (верхнечетвертичных) *титаномагнетитовых* пляжевых россыпей ("черных песков", "iron sands") (подробнее в **главе 6**), составляющих неотъемлемый компонент россыпных провинций активных континентальных окраин и вулканических островов.

#### **4.2.6. Россыпная минерация альпид Альпийско-Гималайского подвижного пояса**

Альпийско-Гималайский подвижный пояс, возникший в кайнозое на месте мезозойского океана Неотетис как результат сближения Сирийской (на западе) и Индийской (на востоке) литосферных плит с Евразийской плитой, представляет собой крупнейшую коллизионную систему протяженностью около 16 тыс. км при ширине до 150-300 км и абсолютных отметках, превышающих 6-7 и более тыс.м в наиболее высокогорных хребтах. Это система аккреционных орогенов (Константиновская, Малавье, 2005), в пределах которых на поверхность выведены породы самого различного возраста - от докембрийских кристаллических, слагающих наиболее древние террейны, до мезо-кайнозойских осадочных, ранне-среднекайнозойских (вплоть до миоцена) гранитоидов и позднекайнозойских (плиоцен-четвертичных) вулканитов преимущественно андезито-базальтоидного состава. Она представляет собой область наиболее контрастных вертикальных и горизонтальных надвиговых движений на континентах и характеризуется максимальными скоростями эрозии и площадной денудации, обеспечивающими глубокое вскрытие пород разновозрастных структурных ярусов (Burbank, 2002), которое достигается как за счет склоновых процессов и эрозии, так и за счет ледникового выпаживания. При этом эродированные породы различного возраста могут занимать сближенное гипсометрическое и плановое положение в современном рельефе, что потенциально обеспечивает пространственное совмещение разновозрастной и разнотипной россыпеобразующей минерализации. Вместе с тем, контрастность рельефа и высокие скорости денудации отрицательно влияют на возможности реализации россыпеобразующих свойств рудных формаций, способствуя выносу и рассеянию значительной доли россыпеобразующих минералов, особенно псаммитовой размерности и мелче, за пределы горных систем. В общем случае высокогорная зона, подвергавшаяся воздействию горно-долинного оледенения, является благоприятной для формирования россыпей преимущественно валунного, реже галечного, класса, а условия для концентрации россыпей "шлихового класса" возникают в зоне средне-

низкогорья, в области пьедмонта, а также во внутригорных впадинах, где имеются условия для накопления металлоносной молассы (например, золотоносных и жадеитоносных конгломератов) преимущественно плиоцен-четвертичного возраста.

Следует также напомнить, что центральный (Переднеазиатский) сектор Альпийско-Гималайского пояса, включая его Копетдагскую ветвь, находится в области развития аридного и семиаридного литогенеза, что определило специфические черты высвобождения и концентрации россыпеобразующих минералов, а все высокогорье Альпийского и Гималайского секторов - в зоне действия активных горно-долинных ледников (ледового литогенеза).

Россыпная минерализация Альпийско-Гималайского сектора альпид изучена и охарактеризована слабо.

### ***Россыпной потенциал альпийского орогенно-складчатого пояса Европы и Передней Азии***

Альпийские орогенно-складчатые сооружения Европы и Передней Азии, от Пиреней и Атласа на крайнем западе до Понтида и Кавказа на востоке, как и другие сегменты Альпийско-Гималайского подвижного пояса, хотя и обладают довольно широким спектром потенциально россыпеобразующих рудных формаций (золото-кварцевой, базитовой, ультрабазитовой в связи с офиолитами, киноварной кварц-дикиттовой и др.), так же относительно бедны россыпями; на их территории практически не обнаружено сколько-либо значительных и тем более промышленных россыпных месторождений. Причиной этого является сокращенность периода россыпеобразования, которое на основной площади альпид совпадает с орогенной стадией развития подвижного пояса, начало которой приходится на середину-конец олигоцена.

В конце олигоцена - в миоцене в начале роста гор впервые создались условия для накопления у подножья воздымающихся хребтов и во внутригорных впадинах континентальной молассы, которая впоследствии могла играть роль промежуточного коллектора для более молодых россыпей (в частности, золотоносных). Однако, существенный размыв горных сооружений, обеспечивший вскрытие возможных коренных источников россыпей, был достигнут только к концу плиоцена, когда растущие горные сооружения достигли уровня средних и высоких гор. Этот процесс спровоцировал развитие первого из кайнозойских оледенений Европы - позднеплиоценового горно-долинного дунайского оледенения (Ананьев, 1986), возрастного аналога оледенения Пре-Рид в золотоносной провинции Клондайк-Юкон на территории россыпной мегапровинции Северо-Американских Кордильер (см. **раздел 4.2.1**). Иными словами, в Европе проявилась та же тенденция, что и в Северо-Американских Кордильерах, когда интенсивный рост горных сооружений, создавший мощные орографические климатические барьеры, обеспечил на фоне глобального похолодания опережающее оледенение горных областей по сравнению с прилегающими равнинными территориями (в данном случае, Палео- и Мезо-Европы).

Нетрудно видеть, что временной интервал, составляющий не более 5 млн. лет, по протяженности соответствует незавершенному этапу россыпеобразования в пределах других типов структур земной коры (Патык-Кара и др., 1989; Патык-Кара, 2002), ограничивал возможности эрозионного вскрытия коренных источников, мобилизацию и переотложение россыпеобразующего материала, в частности, через систему промежуточных коллекторов. Важнейшим фактором также является отсутствие в рамках этого этапа широко проявленного площадного выравнивания и корообразования как необходимой составляющей россыпеобразовательного процесса. Исключения составляют локальные поверхности выравнивания в рамках цикла, фиксирующие фазы стабилизации поднятия, такие как поверхность "аугештейн" позднеолигоценового возраста в Восточный Альпах с фрагментами плоскодонных палеодолин, миоценовая поверхность "ракс", а также плиоценовые педименты по долинам рек (Геоморфологические..., 2006).

В целом профиль россыпной минерализации альпид Европы и Передней Азии примерно в равной степени определяют золото и комплекс минералов, ассоциирующих с базитовым и ультрабазитовым магматизмом (ильменит-титаномagnetит, хромит, магнетит), причем во всех случаях отрицательным фактором выступает в целом незначительный уровень вскрытия потенциально россыпеобразующих пород.

Древнейшие разработки многочисленных *золотоносных россыпей* на территории Колхиды, Армении, Большого Кавказского хребта, Восточных Карпат, Рильских гор (Болгария) и в других районах относятся к раннему античному и более древним периодам истории. Большинство из них сегодня не рассматриваются как заслуживающие внимания, хотя кустарная отработка некоторых золотоносных россыпей осуществлялась и в новейшее время, в том числе, вплоть до середины - второй половины XX в. (например, на Северном Кавказе). Главной россыпеобразующей формацией золотоносных россыпей повсеместно являются мезотермальные золото-кварцевые жилы, как правило, умеренно- и слабоэродированные, дающие начало небогатым четвертичным аллювиальным россыпям, примером которых могут являться россыпи месторождения Салихли-Сарт (в Турции) с содержанием золота около 0.9 г/м<sup>3</sup>. Характерно, что на рассматриваемом месторождении присутствуют также неогеновые золотоносные конгломераты с содержанием золота 0.2-0.3 г/м<sup>3</sup>, которые могли выступать в качестве промежуточного коллектора.

Выполняющие внутриворонные впадины неогеновые песчано-гравийно-галечные аллювиальные свиты служат промежуточным коллектором золота и тяжелых рудных минералов также на юго-западе Болгарии (Благоевградский бассейн). Источниками россыпеобразующей минерализации в районе явились разнообразные по возрасту комплексы пород, слагающих Рильские горы: от древнейших (архей-протерозойских) кристаллических пород нижнего структурного яруса до позднепалеозойских и верхнемеловых гранитоидов. Предполагается при этом, что первичное накопление золота происходило в слагающих подгорные шлейфы плиоценовых конгломератах (Aidanlijsky, Dotzov, 2006).

Представление о строении россыпей дают золотоносные россыпи северного склона Большого Кавказа, широко распространенные по долинам левых притоков Кубани и левых притоков Терека. Россыпная золотоносность

региона известна со второй половины VIII в., с открытия россыпей золота в Куртатинском и Вингирском ущельях; в XIX в. были открыты россыпи в бассейнах рек Малка, Терек и Урух. В золотоносных россыпях рек Малка, Баксан, Лаба встречаются единичные зерна МПГ.

Россыпи особенно интенсивно эксплуатировались старательским способом в 30-50-е годы XX в., однако суммарное количество золота, добытого из россыпей, исчислялось по отдельным узлам десятками-сотнями килограмм. Всего в настоящее время на северном склоне Большого Кавказа известно 9 разобренных золотоносных узлов, западными из которых являются россыпные площади верховьев р. Пшеха и р. Сочинки, а крайней восточной площадью - россыпи р. Урух. В 1990-е годы интерес к россыпям возобновился, геологическими службами "Севкавгеологии" и ЦНИГРИ была произведена их переоценка.

Коренным источником преобладающей массы россыпей на Северном Кавказе (Лабинско-Кяфарской группа узлов, включающая в себя Лабинский, Урупский, Кизильчукский узлы, Малкинский узел и др.) является оруденение золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной среднеглубинных формаций. Основные россыпные узлы располагаются в пределах металлогенической зоны Передового хребта, Самурско-Белореченской металлогенической зоны (Муштинско-Хабазская группа) и металлогенической зоны Главного Кавказского хребта (россыпи р. Белой выше руч. Гузерипль). Все узлы и группы приурочены к выходам протерозойских и нижнепалеозойских пород, а в структурно-тектоническом отношении - к участкам пересечения продольных горст-антиклинальных поднятий с поперечными структурами. Второстепенные источники питания представлены зонами окисления колчеданных руд, вольфрам-молибденовых месторождений и, возможно, гипербазитов. В питании россыпей участвуют также промежуточные коллекторы золота, в роли которых выступают конгломераты девона, среднего и верхнего карбона (в бассейне р. Уруп) и нижней перми (в бассейнах рек Белой, Лабы и Уруп) и нижней юры (рр. Баксан, Уруп, Малая Лаба). Например, содержание золота в конгломератах лейаса достигает 2 г/т (р. Баксан и руч. Гижгит).

Промышленное значение имели и могут иметь четвертичные россыпи современных долин среднегорья, преимущественно III-V порядков. Наиболее богаты золотом долины III порядка (70% суммарных запасов и ресурсов); долины V и IV порядков заключают соответственно около 16% (рр. М.Лаба, Уруп, Малка и др.) и 8% металла (рр. Белая, Тиберда, Чегем). Генетически это долинные, русловые, косовые и террасовые россыпи (в порядке убывания значимости), а по условиям залегания - мелко залегающие россыпи малых и средних долин, глубоко залегающие террасовые россыпи и россыпи мощных золотоносных толщ в локальных впадинах. Продуктивность аллювия распределяется неравномерно. В долинах I-II порядков продуктивен русловой и долинный аллювий мощностью до 4 м, причем нередко средние содержания золота достигают 360 мг/м<sup>3</sup>. В долинах III порядка, обеспечивших 2/3 добычи золота, основная масса добытого металла также содержалась в долинном аллювии, хотя и в террасовом аллювии встречались участки россыпей с содержанием золота от 100 до 800 мг/м<sup>3</sup> (до 3-4 г/м<sup>3</sup> по отдельным выработкам). Запасы отдельных долинных россыпей составляли первые сотни

килограммов (например, прииск "Хабаз" в долине р. Малки). Золото довольно крупное - преобладал класс 1-2 мм, встречались и самородки (например, поднятые при отработке россыпи в долине р. Мушт). Косовые россыпи распространены в золотоносных долинах весьма широко, однако запасы индивидуальных россыпей не превышают нескольких десятков килограммов.

Глубокозалегающие россыпи в крупных и средних долинах приурочены к толщам аллювия мощностью от 10 до 30-40 м. В долине р. Бол. Лаба отрабатывалась одна из таких россыпей, приуроченная к конусу выноса бокового притока. В ней в толще металлоносного аллювия мощностью 29-45 м было установлено 5 пластов мощностью 1-3 м каждый, с содержаниями от 500 мг до 5 г/м<sup>3</sup>.

Интерес представляют также золотоносные песчано-гравийные отложения (ПГС) с содержанием золота до десятков-сотен мг/м<sup>3</sup>. Генетически это мощные галечники высоких террас условно плиоцен-среднеплейстоценового возраста, приуроченные к эрозионно-структурным депрессиям склона Большого Кавказа и области пьедмонта, а также к селевым конусам выноса и верхнеплейстоценовым и современным континентальным дельтам (р. Терек и др.). С.Б.Ящинин, изучавший проблему золотоносных ПГС в Северокавказском регионе, обращает внимание на то, что для них характерно преимущественно мелкое и тонкое золото, концентрирующееся в классе крупности -0.16 мм, выход которого колеблется на разных месторождениях ПГС в пределах 15-20%. При этом золотоносность ПГС установлена и в долинах, где золоторудные проявления и промежуточные коллекторы не известны, что приводит к выводу о том, что средний уровень золотоносности в изученных ПГС (около 100 мг/м<sup>3</sup>) достигается не столько за счет поступления металла из локальных источников или расположенных выше по долинам россыпей, сколько за счет перераспределения фоновых содержаний ультратонкого и микроскопического золота на определенных седиментационных гравитационных барьерах.

Золотоносность аллювия характерна и для областей развития кайнозойского вулканизма, в частности, для вулканических плато Малого Кавказа, образующих северный фланг Восточноафриканско-Красноморско-Кавказского пояса внутриплитного вулканизма. Здесь в бассейне правых притоков р. Куры не только были выявлены и отрабатывались старателями небольшие русловые россыпи золота, но и установлена золотоносность древнего валунно-галечного аллювия, залегающего под позднеплиоценовыми-четвертичными андезито-базальтами. По данным И.С.Воскресенского (Россыпи..., 2005), одна из таких россыпей прослежена в бортах каньона р. Храми и по долинам ее левых притоков. Золотоносность приурочена к сцементированным до конгломератов валунно-галечным образованиям, выполняющим перекрытый андезито-базальтами "глубокий врез", выработанный в гранитах и эффузивно-осадочных породах верхнего мела. Значительные колебания окатанности золота и его пробыности (от <600 до 750) по простиранию россыпи, а также смешанная сопутствующая минеральная ассоциация (киноварь, магнетит, ильменит, касситерит, хромит) свидетельствуют о различных по температуре и глубинности источниках питания россыпей, а строение последних - о сложной истории формирования.

Самый древний, перекрытый андезито-базальтами пласт имеет эоплейстоценовый (апшеронский), последующие - ранне- и средне-плейстоценовый возраст. Россыпь в самой долине р. Храми также имеет "составной" характер, причем в строении отдельных ее частей прослеживается влияние непосредственного размыва коренных источников, переотложение золота из древнего "предбазальтового" аллювия и плейстоценовых россыпей, а также поступление материала из боковых притоков.

Альпиды Европы и Передней Азии характеризуются также довольно широким распространением кварц-диксит-киноварной россыпеобразующей формации, сопровождающейся протяженными ореолами *киновари* в аллювии, однако промышленная россыпная минерализация этого типа не известна. Характерным примером в этом отношении может служить Северный Кавказ, принадлежащий к одной из крупнейших ртутных провинций альпийского складчатого пояса Восточной Европы. Коренное ртутное оруденение связано с заключительными стадиями альпийского тектоно-магматического цикла и имеет молодой, вплоть до неогена, возраст (Металлогения..., 1976). Коренные источники, в массе своей относящиеся к кварц-диксит-киноварному типу, локализованы преимущественно в терригенных песчано-сланцевых толщах юры-нижнего мела и лишь отчасти в пермских конгломератах и вулканогенно-осадочных породах верхнего мела и в дайках альбитизированных диабазов. В современных долинах рек, дренирующих рудные поля и отдельные минерализованные зоны, отмечаются достаточно контрастные ореолы шлихового рассеяния *киновари*, реже россыпные проявления, протяженность которых, однако, весьма незначительна в силу хрупкости минерала. Выделяются две наиболее компактные площади распространения *киновари* в аллювии современных рек: в верховьях водотоков, принадлежащих левым притокам р. Кубани, и в пределах Краснополянского узла, охватывающего бассейн р. Сочинки.

Многочисленные непромышленные россыпи с комплексом минералов, ассоциирующих с базитовой формацией, среди которых доминируют титаномагнетит и ильменит, известны по долинам рек, дренирующих Черноморское побережье Болгарии, Турции и Кавказа. На побережье они дают начало прибрежно-морским россыпям "черных песков" (современным пляжевым и россыпям затопленных береговых линий), среди которых наибольшей известностью пользуются россыпи Бургасского залива, р-на Кафталан восточнее Босфора, Южной Колхиды, Сочинского района. В последнем из перечисленных районов, в бассейне р. Псоу, непромышленные *ильменитовые* и *магнетитовые россыпи* связаны с выходами позднеюрских габброидов вблизи с. Айбга. Рудоносные габброиды образуют небольшие залежи протяженностью 10-12 км при ширине в первые сотни метров, с содержанием  $TiO_2$  немногим более 3%. Ильменит, содержащийся в рудах и в локально развитой по ним коре выветривания, находится в тесном сростании с магнетитом. Оба минерала дают начало непромышленной аллювиальной россыпи р. Псоу общей протяженностью около 30 км, к дистальной части которой примыкают дельтовая и пляжевая россыпь, также не имеющие промышленного значения.

Россыпные концентрации титаномагнетита и ильменита в ассоциации с хромитом, гранатом характерны также для ряда районов Балканского побережья Адриатики, Тирренского моря, Неаполитанского залива, а также о. Сардиния, где указанным минералам сопутствуют также уранинит и монацит.

Довольно широко в площадном выражении проявлена разнообразная россыпная минерализация, ассоциирующая с альпинотипными ультрабазитами офиолитовых поясов, которая, однако, не имеет сколько-либо значительного промышленного интереса и в основном представлена россыпными проявлениями и мелкими непромышленными россыпями.

Россыпные проявления *хромитов* склонового и аллювиального генезиса известны в большинстве районов сосредоточения массивов ультрабазитов габбро-перидотитового комплекса, в частности, в одном из наиболее крупных Сербско-Македонском районе, где известна аллювиальная хромитовая россыпь Улцинь протяженностью более 5 км с содержанием хромита более 1%, магнетита 1.5% и ильменита около 1%.

В малоазиатском секторе орогенно-складчатого пояса альпид с массивами альпинотипных ультрабазитов мел-зоценового возраста, помимо россыпных проявлений хромитов, присутствующих в большинстве рудных узлов, известен также довольно редкий минеральный тип россыпей - *магнезитовая россыпь* оз. Салды в Центральной Турции, генетически связанная с кольцевым серпентинитовым массивом, заключающим штокверкоподобные тела магнезитов. По данным В.И.Финько, россыпь образована обломками магнезита, заключенными в глинистый ил, и магнезитовыми алевролитами озерного происхождения, с содержанием MgO соответственно 41% и 39%. Детритовый магнезит выносится в озеро дренирующими массив речками и отлагается в виде пляжевых залежей и образующихся за счет их перевевания дюнных форм. Ближайшим генетическим аналогом россыпи оз. Салды являются детритовые скопления магнезита в озерных ваннах месторождения Кундаварра в Австралии (Финько, 1991).

В пределы Карпат распространяется также Карпатская субпровинция (по В.С.Трофимову) крупнейшей Евразийской *янтареносной* провинции, которая объединяет верхнезоценовые морские, олигоценые золотые и миоценовые россыпные проявления, распространенные на широкой площади, но не сопоставимые по масштабам с россыпями Балтийско-Днепровской янтареносной субпровинции. За пределами этого ареала россыпные проявления янтаря (тринкрита) эоценового возраста известны в Истрии и в бассейне р. По в Северной Италии, а также на о. Сицилия, где янтарь, известный под названием симетит, характеризуется невысоким качеством. На острове известно, по крайней мере, две генерации янтареносных россыпей. Более древние его скопления связаны с эоценовыми лигнитоносными песчаниками паралической формации у подножья Северного хребта, а более молодые, переотложенные реками, концентрируются в приустьевых частях последних, особенно на побережье Терранова и Поцуолли (Трофимов, 1974).

Россыпной потенциал альпид Европы и Передней Азии оценивается как невысокий; в настоящее время отсутствуют какие-либо данные, позволяющие пересмотреть эту оценку.



## *Россыпной потенциал Гималайского сектора подвижного пояса*

Высокогорная система Гималаев протяженностью около 3000 км и шириной 250-350 км, характеризующаяся складчато-покровной структурой и высотами более 6000 м, образует восточный фланг подвижного пояса. Она имеет отчетливое зональное строение и включает (в направлении с юга на север) четыре тектонические и орографические зоны, разделенные надвигами: а) Сиваликскую (Суб-Гималаи, или Предгорную), сложенную миоценовой молассой предгорного прогиба и четвертичными осадками; б) Малые (или Низкие) Гималаи, сложенные метаосадочными породами кембрия-мезозоя, в составе которых преобладают фации Индостанского полуострова, на севере перекрытые надвиговыми покровами гнейсов Высоких Гималаев; в) Центральные (Высокие), или Кристаллические, Гималаи, сложенные гнейсами докембрийского фундамента, перекрытыми палеозой-мезозойскими породами осадочными тетического происхождения, интродуцированными многочисленными плутонами миоценовых аплитовых гранитов; г) Тибетские Гималаи (или Тетис-Гималаи), сложенные непрерывной (от кембрия до эоцена) серией осадочных шельфовых пород Неотетиса (Константиновская, Малавей, 2005). Осевое положение в структуре Гималаев занимает пояс триас-меловых офиолитов, и докембрийских гранулитов, и кристаллических сланцев Инда-Брамапутра (Инда-Цангпо), по которому проходит граница Индийской и Евразийской плит (Хаин, 2001).

С точки зрения формирования россыпного минерагенического профиля мегапровинции весьма важным является тот факт, что в современном уровне среза Гималаи более, чем на 3/4 своего объема сложены глубоко-метаморфизованными кристаллическими породами, которые принадлежат кристаллическому фундаменту Индостана (Гансер, 1967), или являются продуктами глубокого эогималайского метаморфизма, достигшего гранулитовой и амфиболитовой фаций высоких давлений, датируемого 40-25 млн. лет; также имеет место широкое распространение пород офиолитовой формации.

Поднятие Гималаев, начавшееся в главную коллизионную фазу, составляющую эогималайский этап развития горной системы (средний эоцен-поздний олигоцен) произошло довольно быстро (на протяжении около 10 млн. лет) и активно продолжается в неогималайский этап (ранний миоцен-поныне), особенно в последние 8 млн. лет, со скоростью около 10 мм/г (10 км/млн. лет) (Тектонические..., 2005). Это способствует быстрой и глубокой эксгумации слагающих аккреционные призмы разновозрастных пород, что зафиксировано в осадках мощной Индской (Бенгальской) дельты, формирование которой началось с эоцена, и в мощной неогеновой молассе Предгималайского прогиба. Скорости поверхностной эрозии, по данным различных источников, составляют: речной врез - 5-10 и более км/млн. лет, ледниковое выпаживание (при том, что мощность отдельных долинных ледников Высоких Гималаев достигает 200 м) - 5-7 км/млн. лет (Константиновская, Малавье, 2005). В той же работе приведены данные о том, что мощность удаленного слоя (снятие литостатической нагрузки) составила в районе Нанга Парбат (Пакистан) 15-20 км за 2 млн. лет, а в Высоких Гималаях Непала - 25 км за 4-6 млн. лет. Существенный вклад в снятие литостатической нагрузки и усиление эрозии

внесло также гляциоэвстатическое поднятие в периоды дегляциации, амплитуда которого в Тибетской части пояса достигала 500-700 м (Kuhle, 1995).

Все это указывает на возможность глубокого денудационного вскрытия разновозрастных и разнотипных потенциально россыпеобразующих формаций (от кристаллических пород докембрийского основания, гранулитов этапа эогималайского метаморфизма, ультрабазитов мезозойских офиолитовых поясов, миоценовых лейкогранитов и др.) с одновременным накоплением продуктов их разрушения в составе молласовой формации предгорной зоны и внутригорных продольных впадин, которая в свою очередь могла выступать в качестве промежуточного коллектора аллювиальных и пролювиальных россыпей. Эти предпосылки однако не находят реализации в виде формирования сколько-либо значительных россыпных концентраций, которые отрабатывались в прошлом и могут представлять потенциальный промышленный интерес в будущем.

Относительно наиболее полные сведения по россыпям Гималайского сектора орогенно-складчатого пояса касаются россыпей, ассоциирующих с молодыми альпинотипными ультрабазитами (жадеита и нефрита), а также с породами высоких ступеней метаморфизма (преимущественно россыпи камнецветного сырья) в пределах выступов докембрийского фундамента в зоне Высоких Гималаев. Большинство из них представлено мелкими россыпями и россыпными проявлениями. Всего в пределах рассматриваемой мегапровинции известны лишь несколько районов развития промышленных россыпей и потенциально промышленной россыпной минерализации.

Безусловно, наиболее известным является **Северо-Бирманский жадеитоносный район** на юго-восточном замыкании подвижного пояса (Бирманская складчатая зона), которое характеризуется меньшей контрастностью рельефа (отметки менее 3000 м). Россыпной район находится на севере Бирмы (Мьянма), в бассейне р. Уру, притока р. Чиндуин, где располагаются крупнейшие и богатейшие в Мире жадеитовые россыпи, группирующиеся в пределах пояса развития альпинотипных ультрабазитов эоценового возраста (т.н. "бирманская зоны палеогенового метаморфизма"), простирающегося по границе альпид с выступом докембрийского фундамента Шанского массива в составе мезозойд Юго-Восточной Азии. Россыпи, имеющие аллювиальное и ледниковое происхождение, известны и отрабатываются здесь, по крайней мере, начиная с XIII в. Поля их развития ассоциируют с серпентинитовыми массивами (Таумау и др.) и полями развития вмещающих глаукофановых и каринтиновых сланцев, россыпеобразующая минерализация которых представлена преимущественно жадеит-альбитовыми телам (Киевленко, Сенкевич, 1983).

Среди россыпей, являющихся главным источником получения высококачественного ювелирного и поделочного жадеита, различаются жадеитоносные конгломераты, склоновые, аллювиальные и ледниковые россыпи. Конгломераты, имеющие нижнечетвертичный возраст, залегают на поверхности среднегорного плато и высоких террасах р. Уру. Мощность конгломератовой толщи составляет 300 м, а занимаемая ими площадь имеет протяженность несколько десятков км при ширине 3-6.5 км. Жадеитовая галька и валуны образуют прослои в толще песчаников и гравелитов с

пропластками бурого угля. Таково знаменитое м-ние Хвека, в котором встречаются валуны высококачественного бездефектного ювелирного жадеита массой до 7 кг, в том числе с участками изумрудно-зеленого имперала. Наряду с жадеитовой галькой и валунами, в конгломератах присутствует золото.

За счет коренных источников и в результате размыва конгломератов по долинам рек Уру и ее притоков сформировались также богатые аллювиальные россыпи, из которых, часто прямо из русла, добывается высококачественное сырье. Среди них крупнейшим является месторождение Мамон, сформировавшееся за счет жадеитоносных пород массива Таумау. Жадеит аллювиальных россыпей разносится на расстояние десятков километров от источника питания; он, как правило, покрыт коркой, плотной или имеющей пористое строение.

В высокогорных районах северного Пакистана (бассейн р. Хунза в хр. Каракорум) и Афганистана (Восточный Гиндукуш) также известны небольшие россыпи рубина, ассоциирующие с коренными проявлениями скарновой формации. В обоих случаях источником россыпной минерализации служат инъецированные гранитами, аплитами и диоритами кальцитовые разновидности мраморов докембрийского (архейского) возраста. Сами россыпи невелики по масштабам и представлены элювиально-склоновыми образованиями, располагающимися в непосредственной близости (первые десятки метров) от выходов минерализованных пород. Рубин в россыпях ассоциирует с розовой шпинелью, гранатом и турмалином (дравитом).

Россыпные проявления камнецветного сырья в рассматриваемом высокогорном узле альпийского пояса представлены также комплексными россыпями в связи с миароловыми пегматитами, содержащими полихромные турмалины, рубеллит, топаз, аметист. Этот тип россыпной минерализации выявлен в пределах Музколь-Рангульской зоны Восточного Памира. Он во многом повторяет особенности россыпеобразующей минерализации редкометалльной пегматитовой формации Афганистана, которая также вносит свой вклад в образование локальных элювиально-слоновых и склоново-пролювиальных россыпей, наряду с камнецветным сырьем контактово-метасоматического происхождения (россыпное проявление Снежное в районе г. Трезубец) (Россыпные..., 1997).

В целом, россыпной потенциал Альпийско-Гималайского пояса незначителен и не идет ни в какое сравнение с россыпным потенциалом рассмотренных выше орогенно-складчатых систем палеозойского и мезозойского возрастов.

---

---

## Глава 5.

# РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

---

---

### 5.1. Общие черты россыпной минерагении молодых платформ

Крупнейший в мире пояс развития молодых платформ на палеозойском (в основном герцинском) складчатом основании обрамляет с запада и юга Восточно-Европейскую платформу, а на восточном фланге - Восточно-Сибирскую платформу, отделяя ее от складчатых сооружений Урала и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Самым западным сектором этого пояса является Западно-Европейская молодая платформа, отделенная от ВЕП линеементам Тейсейра-Торнквиста, в границах которой, главным образом, в пределах Польско-Северогерманской впадины, располагаются ареалы распространения мезозойских (преимущественно юрских), а также современных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов Северной Германии и Польши. Пояс прерывается в области Карпатской дуги, а затем возобновляется в виде Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит, к которым приурочены крупнейшие известные и потенциальные мегапровинции и провинции ископаемых титано-циркониевых россыпей (Патык-Кара и др., 2006). Меньшую площадь занимают аналогичные постпалеозойские плитные структуры, развитые по юго-западному обрамлению Северо-Американской платформы, - Патагонская плита в Южной Америке и плитные структуры в области Тасманского складчатого пояса в Австралии (Хаин, 2001).

В целом россыпная минерагения молодых платформ на палеозойском основании, связанная главным образом с плитным чехлом мезо-кайнозойского возраста, отличается меньшим разнообразием минеральных типов россыпей и в основном представлена комплексными россыпями тяжелых минералов. Хотя возраст плитного чехла платформ охватывает весь мезозой и большую часть кайнозоя, значимая россыпная минерализация проявлена только в его верхней части (начиная с поздней юры-нижнего мела), однако промышленного уровня она достигает лишь в кайнозойских отложениях.

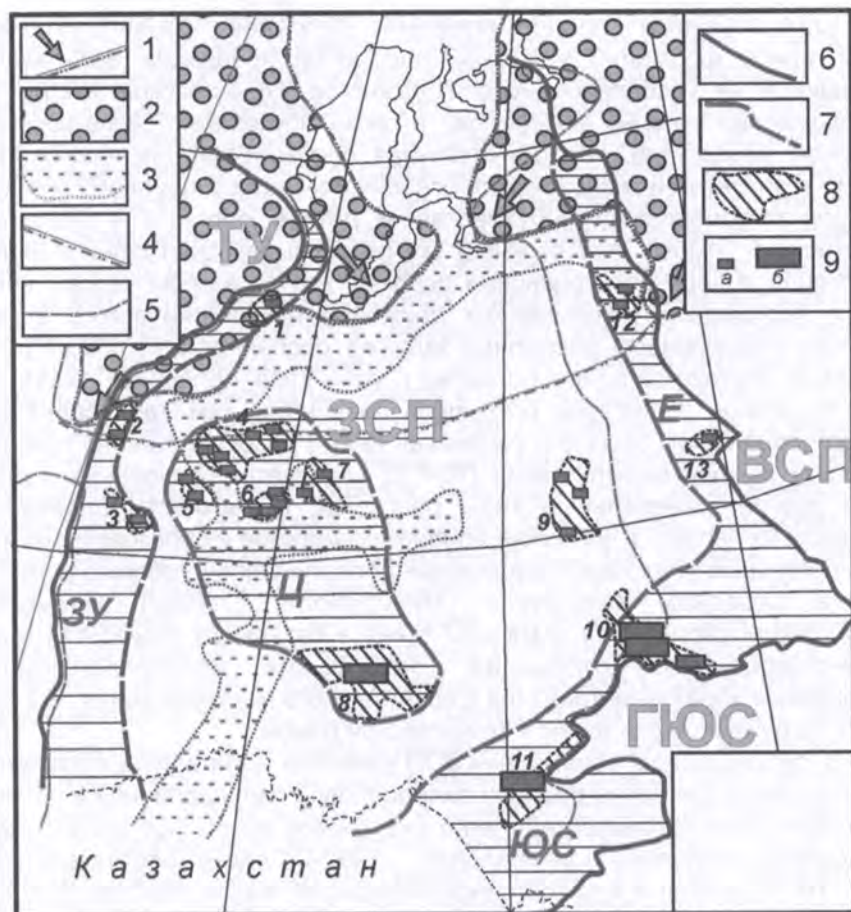
Рассмотрим особенности россыпной минерагении молодых платформ на примере россыпных мегапровинций плитных структур, сформировавшихся после закрытия Палеоазиатского океана, прежде всего на примере наиболее обширной Западно-Сибирской россыпной мегапровинции.

## 5.2. Россыпная минерагения Западно-Сибирской платформы

Западно-Сибирская мегапровинция (ЗСП) комплексных ПМР тяжелых минералов совпадает с одноименной плитой. Она занимает второе место по площади в России и в Мире среди мегапровинций комплексных ПМР и второе (после Восточно-Европейской мегапровинции) - по суммарной продуктивности в России. В ее пределах известны более 5 комплексных промышленных ПМР тяжелых минералов, целая серия непромышленных россыпей и россыпных проявлений и множество точек россыпной титано-циркониевой минерализации. Области сноса тяжелых минералов в палеобассейны ЗСП служили преимущественно герциниды Урала, каледониды и герциниды Северного Казахстана и гор Южной Сибири. Неопределенной остается степень участия восточного обрамления Сибирской платформы в поставке тяжелых минералов.

Помимо узкого, преимущественно титано-циркониевого профиля россыпной минерализации, важной отличительной чертой мегапровинции является также узкий возрастной диапазон промышленных россыпей. Хотя россыпные проявления циркона и минералов титана установлены здесь и в нижне- и верхнемеловых отложениях (Приенисейская область, а также северное обрамление Кокчетавской глыбы), все известные месторождения и перспективные россыпные проявления связаны исключительно с палеогеновым этапом. Их возраст варьирует от эоцена (Туганское месторождение, а также Обуховская группа россыпей в Северном Казахстане) до позднего олигоцена (Тарское месторождение и другие проявления). Повышенные концентрации тяжелых минералов установлены также в миоценовых, нижне- и среднечетвертичных осадках.

Другая особенность ЗСП - отчетливо выраженная концентрическая зональность размещения россыпей, которая отражает эволюцию позднемезойских и раннекайнозойских осадочных бассейнов. По данным, приведенным в работах М.А.Ахметьева (2002, 2004), эволюция россыпеносных палеогеновых бассейнов ЗСП шла по пути постепенного сокращения их площадей, утраты в раннем эоцене связи с Ледовитым океаном, с бассейнами Паратетиса (в олигоцене) и превращения в обособленный водоем типа "озеро-море". Это определяет концентрическое расположение потенциально перспективных площадей титано-циркониевых россыпей разного возраста. Внешняя зона развития титано-циркониевых россыпей (россыпей тяжелых минералов) тяготеет к периферии плиты. Как отмечено В.А.Блиновым, В.А.Даргевич и другими исследователями (Россыпные..., 1976), меловые потенциально металлоносные формации распространены в основном на востоке мегапровинции, где они образуют Приенисейскую потенциальную зону, соответствующую опущенному краю Восточно-Сибирской платформы, а также распространяются в пределы Хатангского прогиба. Соответственно эоцен-олигоценовая продуктивная формация распространена и залегает вблизи поверхности в непосредственном обрамлении складчатых сооружений Казахстана, Алтая и Урала, образуя соответственно Южную и Приуральскую россыпные провинции (Тобольское россыпные месторождения, а также ПМР в обрамлении Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане) (рис. 5.1).



**Рис. 5.1. Зональность размещения россыпей тяжелых минералов (комплексных титано-циркониевых россыпей) в пределах Западно-Сибирской россыпной провинции (ЗСП)**

1 - граница распространения второго позднечетверичного покровного оледенения; 2 - ледниковые покровы; 3 - подпорные озерно-аллювиальные бассейны; 4 - предполагаемая граница распространения среднечетверичного ледового бассейна; 5 - граница распространения эоценовой трансгрессии; 6 - граница Западно-Сибирской россыпной мегапровинции (ЗСП); 7 - граница россыпных провинций развития комплексных титано-циркониевых россыпей (ЗУ - Зауральской, ЮС - Южно-Сибирской, Ц - Центральной потенциальной, Е - Енисейской потенциальной); 8 - россыпные районы (1 - Салехардский потенциальный (TiZr, Au), 2 - Северо-Сосьвинский, 3 - Мансийский, 4 - Водораздельный (Северный), 5 - Хуготский, 6 - Приобский, 7 - Приустьевой потенциальный, 8 - Тарский с промышленными россыпями, 9 - Колпашевский потенциальный, 10 - Туганский, 11 - Ордынский, оба с промышленными россыпями, 12 - Туруханский потенциальный, 13 - Сумароковский потенциальный); 9 - россыпные проявления (а) и месторождения (б) тяжелых минералов.

Классическими представителями россыпей эоцен-олигоценовой продуктивной формации в Южной россыпной провинции ЗСП являются числящиеся на Госбалансе России Туганское, Георгиевское и Ордынское месторождения тяжелых минералов, а также Обуховская группа россыпей в Северном Казахстане. Их отличительная особенность - приуроченность к нижним горизонтам и кайнозойского осадочного чехла: эоценовому (Туганское) и эоцен-олигоценовому (Обуховская и другие россыпи в обрамлении Кокчетавской глыбы), что отличает их от россыпей центральной области, залегающих в верхнеолигоценовых осадках. Другая важная черта - влияние син- и пострудных тектонических движений неотектонического этапа на структуру и сохранность россыпных залежей, особенности которых в деталях изучены в Обуховской группе россыпей (Патык-Кара, Колодочко, 1994).

По южной периферии россыпной провинции, там, где осадки эоценраннеолигоценового бассейна (чеганская свита) непосредственно ложатся на мезозойскую кору выветривания ПОРОД складчатого основания, известны также другие минеральные типы россыпей, в частности оловоносные. Примером их являются чеганские прибрежно-морские и образовавшиеся за их счет неогеновые ложковые оловоносные россыпи Орлиногорского россыпного узла в Северном Казахстане (Минералогия..., 1992). Повышенные концентрации касситерита отмечены также в базальных горизонтах морских эоцен-олигоценовых отложений, залегающих непосредственно на оловоносных корах выветривания Сарымбетского месторождения, и в других точках погружающегося фланга Кокчетавской глыбы.

В южном горном обрамлении ЗСП известны ископаемые континентальные россыпи, в том числе россыпи палеоценовой палеодолинной и палеоложковой сети (Караоткельское ильменит-цирконовое россыпное месторождение в Зайсанской котловине (Минералогия..., 1992)). Следует обратить внимание на то, что по южной и юго-восточной периферии плиты, там, где под осадки эоцена погружается мезозойский пенеппен Южного Урала, Мугоджар и Северного Казахстана, создавались условия для сохранности и совместного залегания погребенных палеодолин с различными типами палеодолинной минерализации: россыпной (золото, олово) и гидрогенной (уран), среди которых можно выделить, по крайней мере, две генерации - юрские и палеогеновые, - и перекрывающих их эоцен-олигоценовых бассейновых отложений с литоральными и сублиторальными россыпями. Совмещение кластогенных (золотоносных) и гидрогенных урановых концентраций в одних и тех же долинах Зауральского пенеппена (бассейн р. Санарка) позволяет ставить вопрос о возможной сохранности в периферической зоне ЗСП также и золотоносных и, возможно, платиноносных погребенных палеодолин той же генерации, что и палеодолины Далматовского ураноносного района. Их фрагментами являются ископаемые россыпи золота в юрских палеодолинах восточного склона Урала (Россыпные..., 1997).

Проблема россыпной металлоносности палеодолин Западно-Сибирской плиты и примыкающего Тургайского прогиба заслуживает специального рассмотрения. Особенности палеогенового этапа развития территории с характерным для него постепенным сокращением бассейнов на протяжении олигоцена способствовали развитию по периферической части плиты и в

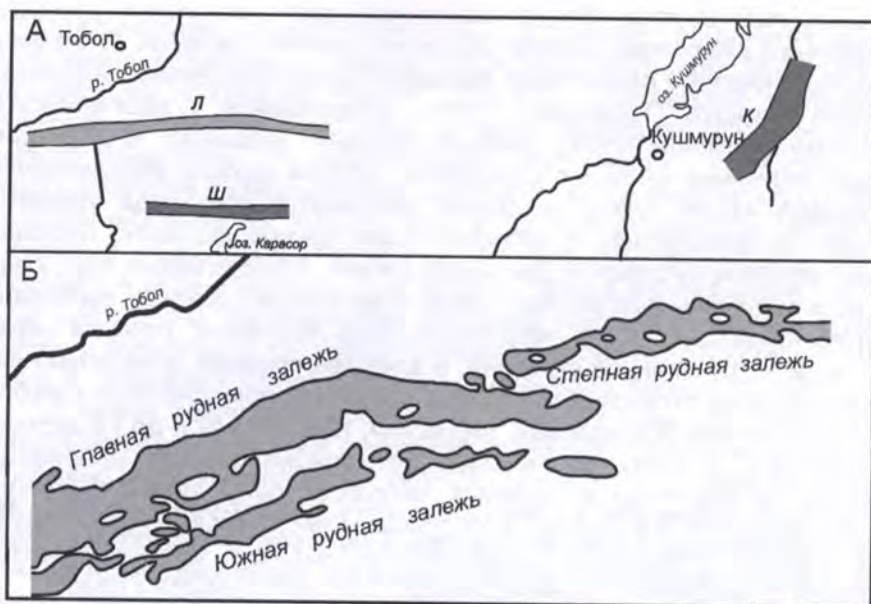
отдельных приподнятых блоках долинной сети нескольких генераций, привязанных к различным стадиям (уровням стояния) бассейна. Отвечающие им осадки относятся к автохтонной сероцветной песчано-глинистой формации гумидного климата (Трофимов, 1960), относящейся к постчеганскому-аральскому времени (конец олигоцена-начало миоцена). В.С.Трофимов обращает внимание на то, что с указанным этапом связано формирование в прибортовых частях плиты россыпей континентального ряда умеренного переноса, ассоциирующих с косослоистыми преимущественно песчаными сериями аллювия русловой и дельтовой фаций. Продуктивные образования этого типа встречены в различных свитах (комплексах) осадков, выделяемых в составе формации, и, в силу совмещения последних, россыпи нередко имеют двух- и трехчленное строение. В качестве примера цитируемый автор называет россыпи титановых минералов и циркона, приуроченные к глубоким (до 50 м) долинам (Лисаковская, Кировская, Шиелинская и др.) в верховьях субширотного, а ниже по течению субмеридионального простираения. Примером палеодолинных сложных многопластовых титано-циркониевых россыпей являются Тобольская, Аласорская, Кумкольская, Сарлытамская и другие россыпи в пределах Тургайского прогиба, для которых характерна отчетливая преемственность минерального состава от пласта к пласту.

Повышенные рудные концентрации характерны и для палеодолин "одноэтапного развития", непосредственно врезанных в поверхность сильно выветрелых палеозойских пород (Кускольская россыпь), однако эти россыпи характеризуются в целом незрелым минеральным составом - высоким содержанием эпидота и лимонита в ущерб ильмениту, рутилу и циркону.

В.С.Трофимов (1964) обращал внимание также на то, что олигоценые долины северного Тургая выступали в качестве коллекторов аллювиальных (русловых и террасовых) железистых россыпей (Кировская, Лисаковская, Шиелинская) (рис. 5.2), рудная минерализация которых представлена гидрогетитовыми бобовинами со следами вторичного окатывания и раскалывания, причем степень механической обработки зерен возрастает вниз по течению палеорек. Процессы наложенного диагенеза и эпигенеза способствовали перераспределению железа, сопровождавшегося некоторой цементацией отложений и образованием гидрогетит-хлоритовых оолитов. Согласно этой точке зрения, месторождения оолитовых железных руд в палеодолинах имеют смешанное кластогенно-хемогенное происхождение, т.е. представляют собой россыпи, рудное вещество которых испытало позднейшее диагенетическое преобразование.

Внутреннюю часть Западно-Сибирской россыпной мегапровинции занимает Центральная россыпная провинция. Здесь известны многочисленные россыпи и россыпные проявления комплексных ПМР, связанные с новомихайловской свитой верхнего олигоцена, в числе которых промышленное Тарское титано-циркониевое месторождение, а также проявления тяжелых минералов Приобского потенциально россыпного района на территории ХМАО. Размещение россыпной минерализации контролируется, помимо границ позднеолигоценного палеобассейна, также структурами платформенного чехла, что особенно отчетливо проявляется в зоне Хуготских дислокаций, где сохранность и структура россыпных залежей отражают влияние интенсивной диапировой складчатости.





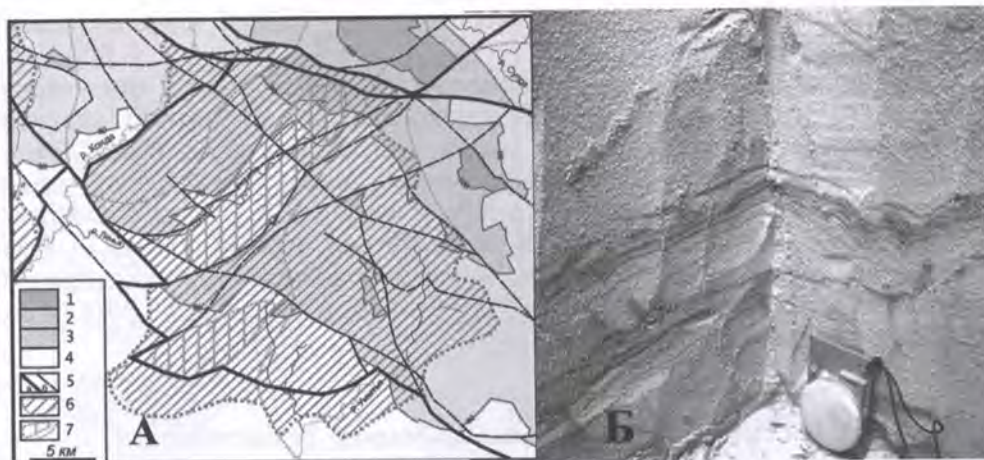
**Рис. 5.2.** Схема размещения гидрогетитовых палеодолинных россыпей в северном Тургае (Трофимов, 1964)

А - региональная позиция: К, Л, Ш - соответственно Кировская, Лисаковская и Шиелинская россыпи, Б - план рудных залежей на участке Лисаковского месторождения (Трофимов, 1964).

Тарская титано-циркониевая россыпь является пока единственным промышленным месторождением титано-циркониевых песков в пределах Центральной россыпной провинции ЗСП. Месторождение залегает в верхах атлым-новомихайловской свиты и представляет собой типичную ископаемую донную (сублитеральную) залежь плащеобразного строения, ближайшим генетическим аналогом которой являются россыпи ВИМ-типа в россыпной провинции Марри-Бэйсин в Южно-Австралийской мегапровинции (Патык-Кара и др., 2006). Месторождение начало обрабатываться способом скважинной гидродобычи (СГД).

Привлекательность Центральной россыпной провинции ЗСП заключается также в том, что значительную ценность в ней имеет нерудная составляющая россыпей, в первую очередь, кварцевые пески, потребителем которой является местная индустрия. В целом погребенные и сильно обводненные россыпи провинции рассматриваются как объекты для применения скважинной гидродобычи.

К числу новых потенциальных россыпных площадей ЗСП принадлежит также Зауральская провинция, характеризующаяся относительно близповерхностным залеганием куртамышской-атлымской свиты верхнего олигоцена (возрастного аналога атлым-новомихайловской свиты),



**Рис. 5.3. Морфоструктурная схема и распространение отложений потенциально продуктивной куртамышской свиты позднего олигоцена (А) и концентрации тяжелых минералов в косослоистых песках в ее прибрежно-морских фациях (Б), южная часть Мансийской площади, Зауральская потенциальная россыпная провинция ЗСП**

А: 1-5 - элементы морфоструктуры: 1-4 - отметки рельефа обобщенной водораздельной поверхности, м: 1 - более 100, 2 - 90-100, 3 - 80-90, 4 - 70-80, 5 - выраженные в рельефе современной поверхности разломы, ограничивающие морфоструктуры 1-го (а) и 2-го (б) порядков; 6 - граница установленного развития и сохранности куртамышской свиты; 7 - валообразные поднятия в кровле тавдинской свиты, подстилающей куртамышскую свиту (по геофизическим данным).

перспективной на выявление россыпей для открытой карьерной добычи песков. В настоящее время в ее пределах известно, по крайней мере, три перспективные площади: Мансийская и Северо-Сосьвинская площади (в пределах ХМАО) и Салехардская (на севере).

Особенности литологии отложений главного продуктивного горизонта - куртамышской-атлымской свиты - позволяют предположить, что они образовались в прибрежно-морских условиях мелководного морского или крупного озерного бассейна. Фациальная природа этой свиты на изученной территории не одинакова. В западной, ближайшей к горному обрамлению, части встречаются аллювиально-дельтовые транзитные фации. Как правило, к этим горизонтам приурочены прослои с повышенным содержанием минералов рудной титан-циркониевой ассоциации. Восточнее, например, в районе Даниловского газоконденсатного месторождения, в куртамышских-атлымских отложениях встречаются хорошо сортированные зрелые в минералогическом отношении осадки прибрежных фаций подводного берегового склона (рис. 5.3). Темноцветные минералы встречаются как в рассеянной форме, так и в виде тонких слоев, подчеркивающих косослоистые текстуры и знаки ряби. Мощность горизонта, обогащенного темноцветными минералами, достигает

4 м. По предварительным данным содержание тяжелой фракции может достигать 3% и более.

В вышележащих неоген-четвертичных отложениях также отмечаются повышенные содержания рудных минералов, но, в связи с крайней фациальной изменчивостью, эта толща, скорее всего, не будет иметь самостоятельного промышленного значения. Аномальные концентрации тяжелых минералов установлены также в четвертичных ледово-морских отложениях Нижнего Приобья (Салехардский р-н), однако потенциал этих отложений, так же как и условия формирования повышенных концентраций тяжелых минералов в "необычных" фациальных обстановках ледовитых бассейнов, остается неизученным.

### 5.3. Россыпная минерация Скифской и Туранской плит

Скифская и Западно-Туранская плиты сформированы на складчатом основании, которое, как подчеркивает В.Е.Хаин (2001), представляет собой восточное продолжение герцинид Европы. Обе плиты объединяет также то, что, соседствуя на севере со структурами древнего заложения, на юге они граничат с наложенными на герцинское основание орогенными структурами Кавказско-Копетдагского сегмента альпид. Это привело к тому, что вдоль южной границы обеих плит возникли наложенные передовые прогибы, выполненные мощной молассой, и, кроме того, создались две различные по возрасту, минерогенической специализации и уровню среза области питания россыпей. Насколько существенен этот фактор, хорошо показывает пример Ставропольского россыпного района в Предкавказье: в титано-циркониевых россыпях прослеживается совместное влияние двух областей питания дренируемых крупными речными системами (Палео-Дон и др.) "Северной суши" и молодой, активно растущей островной системы Большого Кавказа. Реальный вклад каждой из них широко дискутируется в специальной литературе (Шило др., 2004; Веремева и др., 2004).

Наиболее древние россыпные концентрации тяжелых минералов в осадках Туранской плиты и соединявшего ее с ЗСП Тургайского прогиба установлены в континентальных образованиях средней юры-раннего мела. А.А.Лузановский выделяет мел как наиболее раннюю эпоху прибрежно-морского россыпеобразования. Предполагается, что с этим временем могут быть связаны также палеодолинные россыпи в краевых частях плиты.

Наиболее значительные комплексные россыпи тяжелых минералов установлены в отложениях олигоценового возраста, в том числе в осадках тургайской серии среднего-верхнего олигоцена Тургайского прогиба. В их число входит детально описанное в 1958 г. П.В.Нечаевым Тобольское месторождение аллювиального генезиса (при участии золотых процессов), а также прибрежно-морские (пляжевые и донные) россыпи Восточного Прииргизья и Северного Приаралья (Агиспе, Жебыке, Терисбутак) (Гурвич и др., 1964). Формирование россыпей происходило в несколько этапов в условиях активизации движений начала неотектонического этапа (рис. 5.4) на фоне чередующихся фаз трансгрессии и регрессии с переотложением

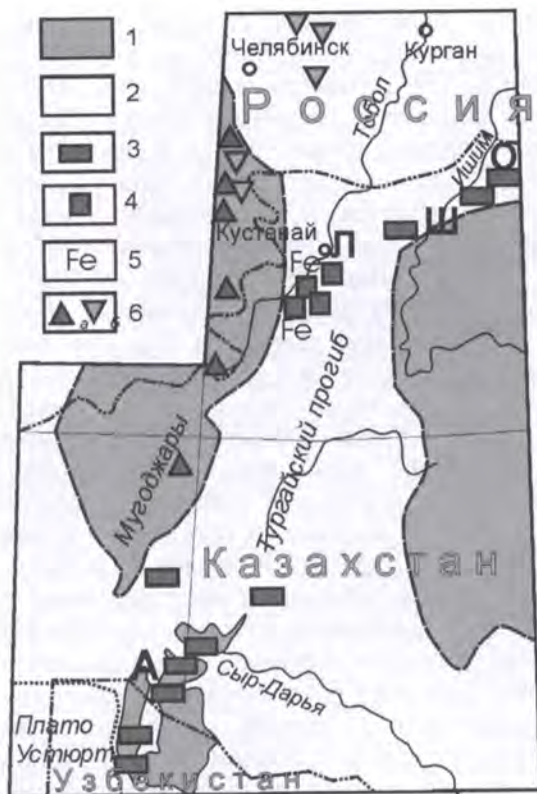


Рис. 5.4. Схема распространения продуктивной олигоценовой титаносной россыпной формации Северного Приаралья (Россыпные..., 1976)

1 - денудационные равнины и мелкогорье складчатого обрамления; 2 - осадочный чехол плит; 3 - прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов ("шокашский комплекс", по В.М.Долгополову); 4 - аллювиальные и аллювиально-дельтовые россыпи тяжелых минералов ("лисаковский комплекс", по В.М.Долгополову); 5 - железистая минерализация в составе россыпей Лисаковской группы (в олигоценовых палеодолинах); 6 - некоторые палеодолинные месторождения золота (а) и урана (б) в сопредельных районах.

тяжелых минералов из размываемых более древних продуктивных свит, что определяет двухпластовое строение либо разновозрастность пластов отдельных россыпей (в пределах среднего-верхнего олигоцена). Россыпи Приаралья характеризуются высокой зрелостью минерального состава; их первоисточником служили комплексы пород, слагающих Мугоджары и южное замыкание Урала (Россыпные..., 1976).

В пределах Скифской плиты и ее западного окончания - Мезийской плиты повышенные концентрации тяжелых минералов отмечены в осадках позднего олигоцена и на разных стратиграфических уровнях миоцена, однако наиболее важными в промышленном отношении являются россыпи тяжелых минералов сарматского возраста среднего миоцена. Как показывает пример Скифской (Северо-Кавказской) россыпной провинции, профиль россыпной минерации кайнозойского осадочного чехла определяют: 1) комплексные титано-циркониевые россыпи (россыпи тяжелых минералов) преимущественно миоценового (и более молодого) возраста, продолжающие единый эволюционный ряд комплексных ПМР расположенной севернее Восточно-Европейской платформы; 2) скопления мелкого-тонкого золота в плиоценовом и четвертичном аллювии и отложениях в континентальных дельтах рек, дренирующих ВЕП, а также северный склон Большого Кавказа (в пределах Кубанского и Терского прогибов, бассейны рек Кубани и Терека).

Кроме того, западная часть плиты, вдающейся в пределы покровно-складчатой системы альпид Европы, находится в границах Карпатской янтареносной субпровинции (Трофимов, 1974). Известные скопления янтаря, как и россыпные проявления тяжелых минералов, концентрируются в области мелководного залива, занимавшего западный фланг плиты, вдающийся в пределы складчатых сооружений, и частично восточный фланг самих складчатых сооружений. Янтареносными являются т.н. карпатские песчаники с прослоями глинистых сланцев (песчаники кейва), напоминающие "голубую землю" Самбийского полуострова в Балтийско-Днепровской провинции ВЕП, с той разницей, что они подверглись метаморфизму в альпийскую фазу тектоногенеза, в некоторых местах до образования кварцитов. Под влиянием метаморфизма янтарь приобрел красноватый оттенок с образованием тонкой сильно трещиноватой черной корки. Кроме верхнеэоценовых собственно морских россыпей янтаря в районе известны также золотые его концентрации в песках олигоценового возраста, в миоценовых песчаниках, а также в четвертичных аллювиальных и пляжевых осадках (Добруджа, побережье Черного моря). Добыча янтаря в Карпатском регионе ведется на протяжении более полутора веков, причем отдельные находки янтаря имеют размер до 16 см.

Однако основным минеральным типом россыпных месторождений в пределах Скифской плиты следует считать комплексные титано-циркониевые россыпи, образующие несколько ареалов распространения, самый западный из которых расположен на территории Румынии в пределах Мезийской плиты на западном ее замыкании, а следующий к востоку - в обрамлении Киркинитского залива; целая серия перспективных площадей располагается в Азово-Каспийском секторе плиты. Все они имеют плиоцен-четвертичный возраст и образуют единый возрастной ряд с прибрежно-морскими россыпями тяжелых минералов современного шельфа Черного моря. Главным районом развития россыпей тяжелых минералов с реальными промышленными перспективами в пределах плиты является Ставропольский район, в котором известны более 6 россыпей и россыпных проявлений, в том числе промышленное Бешпагирское месторождение, планируемое к освоению.

Важная особенность россыпей Ставропольского россыпного района заключается в значительной преемственности минерального состава их рудных песков по отношению к ассоциациям титано-циркониевых россыпей Русской плиты (Гурвич, Болотов, 1968), которая позволяет предполагать, что главным поставщиком кластогенных рудных минералов в среднесарматский пролив был Палео-Дон, который, судя по имеющимся палеогеографическим реконструкциям, в это время был крупнейшей дренирующей системой, открывавшейся с севера в среднесарматский бассейн. Другим источником питания россыпей могла служить молодая Кавказская островная суша, на значительной площади которой в это время обнажались юрские терригенные породы, в которых установлены повышенные содержания кластогенных тяжелых минералов, в том числе циркона. При этом следует учитывать, что формирование терригенно-минералогических ассоциаций в юрских осадках бассейна, располагавшегося на месте Большого Кавказа, шло, главным образом, за счет существовавшей на месте Скифской плиты обширной суши, составлявшей одно целое с сушей ВЕП, т.е. первоисточники и промежуточные

коллекторы россыпеобразующих минералов, сохраняющихся в условиях переноса и переотложения, могли быть теми же, что и в синхронных им россыпях Русской плиты. Начавшееся в олигоцене закрытие бассейна, обусловленное коллизийными процессами, вызванными продвижением к северу Аравийской плиты, отчленение Восточного Паратетиса и инверсия рельефа резко изменили палеогеографическую ситуацию: область осадконакопления сместилась к северу, а на юге появилась быстро растущая островная суша Большого Кавказа (Шило и др., 2004), признаки которой отчетливо фиксируются в виде дельтовых фаций уже в разрезе нижнемиоценовых (майкопских) отложений (Лабинский район).

Помимо Ставропольского района комплексных ПМР, в восточном секторе провинции выделяются также другие площади с непромышленными или неясными перспективами: Таманский, Тимашевский (в пределах Западно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа), Приазовский (вблизи Ростовского выступа), Ергенинский районы. Последний район находится в области миоценоплиоценовой палеодолины Ергень-реки, протягивавшейся в субширотном направлении от Ергенинского поднятия через север Ставропольского свода к Азовскому морю. Повышенные концентрации тяжелых минералов установлены как в осадках палеодолины на Ергенинском поднятии, так и в подстилающих отложениях на глубинах 100-150 м.

Следует отметить еще одну важную, с нашей точки зрения, особенность титано-циркониевых россыпеносных формаций Северо-Кавказской провинции: их частичное положение в границах элизионных нефтегазоносных бассейнов, что определило возможное совмещение россыпей с гидрогенными концентрациями металлов, а в отдельных случаях, деформацию рудоносных слоев под влиянием процессов диапировой тектоники, например, в Таманском районе.

Минерагению осадочного чехла Скифской плиты определяют также повышенные концентрации мелкого и тонкого золота (МТЗ) в песчано-гравийных осадках. Россыпная золотоносность осадочного чехла собственно Скифской плиты (исключая мелкие россыпи золота в горных долинах ее горного обрамления, в частности, северного склона Бол. Кавказа) представлена: а) концентрациями мелкого гравитационно-извлекаемого золота в песчано-гравийно-галечных отложениях континентальных дельт предгорных прогибов, сформированных в период роста альпийских сооружений (бассейны рек Терек и Кубани); б) концентрациями МТЗ в рудных песках ископаемых титано-циркониевых россыпей (например, в месторождении Бешпагир); в) скоплениями МТЗ в отложениях современных пляжей и в древних песчаных отложениях преимущественно аллювиального происхождения в акватории Азовского моря, Керченского пролива и Таманской части шельфа Черного моря.

Этот последний тип скоплений МТЗ, по данным украинских геологов, связан в основном с выносом крупных палеодолин (Палео-Дона и других) в периоды низкого стояния уровня моря. В пределах Азовского моря и Керченского пролива выделяются, по крайней мере, две генерации таких палеоврезов: послечаудинские долины позднеплиоцен-раннеголоценового

возраста и послекарангатские долины начала раннего плейстоцена, залегающие на глубинах до 40-50 м.

Известны также единичные находки мелких алмазов в пляжевых песках (в частности, в районе Таганрога), а также гранатов с повышенной пироповой компонентой (в районе оз. Соленого).

#### 5.4. Россыпная минерагения других плит

Из других известных и потенциально металлоносных россыпных провинций, приуроченных к постгерцинским плитам, прежде всего следует назвать Северо-Американскую Атлантическую провинцию, сформированную на герцинидах Аппалач и системы Уошито-Маратон (плита Галф-Кост). Эта россыпная провинция имеет протяженность с севера на юг более 1000 км и охватывает область пьедмонта Аппалач, Приатлантическую приморскую равнину, включая область развития береговых аккумулятивных форм, сформированных позднекайнозойскими трансгрессиями, и далее распространяется в область современного прибрежного шельфа. Породы, слагающие Аппалачский складчатый пояс, рассматриваются как главный источник россыпей в осадочном мезо-кайнозойском чехле приморской равнины и прибрежного шельфа (Stanaway, 2005). Непосредственными первоисточниками россыпеобразующих рудных минералов послужили габбро-анортозиты рудных поясов Белл Ривер и Лэйк Дор (рудная формация АМСГ, 2.7 млрд. лет) и метаморфические породы гренвильского возраста (570 млн. лет) гранулитовой и высокой амфиболитовой стадий метаморфизма. Роль древнейших промежуточных коллекторов сыграли кембрийские метаморфические породы формаций Окое и Пинэйкл, представляющие собой метаморфизованные россыпи, сформировавшиеся в прибрежной зоне пассивной континентальной окраины океана Япетус (Gauthier, 1994). Эти метаморфизованные россыпи сохранились в основании так называемого надвига Джорджиабама-Стэк, а также в Канаде в Южном Квебеке (окрестности Саттона).

Формирование постгерцинского плитного чехла началось в юре и связано с раскрытием Атлантического океана. Так же, как и для описанных выше россыпных провинций плит, профиль минерализации Северо-Американской Атлантической россыпной провинции определяют почти исключительно тяжелые минералы (рис. 5.5). Наиболее древние россыпные концентрации тяжелых минералов известны в меловых формациях приморской равнины и континентального шельфа. Таковыми являются, например, непромышленные сублиторальные россыпи в илисто-мелкозернистых песках формации Мак-Нэйри (шт. Тенесси). Однако промышленные, в том числе крупные, месторождения связаны исключительно с последним регрессивно-трансгрессивным циклом, начавшимся в позднем миоцене и фиксированным в рельефе прибрежной равнины серией древних береговых линий: Окефенаки (более 45 м), Уайткомико (около 30 м) и Памлико (6-10 м), а также с современными пляжевыми и подводными россыпями, полоса распространения которых простирается от широты Нью-Йорка до п-ва





комплексных ПМР в пределах провинции огромно; только в шт. Южная Каролина насчитывается до 70 промышленных россыпных объектов. Все россыпи имеют возраст не древнее позднего плиоцена и располагаются в пределах 3-х субпараллельных зон, фиксирующих стабилизацию уровня океана.

Сопутствующим типом россыпной минерализации провинции являются также россыпные проявления янтаря в меловых терригенных формациях платформенного чехла, находки которого известны на территории Южной Каролина, Вирджиния и др.

В отличие от описанных выше россыпных провинции Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плит, особенность Северо-Американской Атлантической россыпной провинции состоит в том, что, по мере прогрессирующего раскрытия Атлантического океана, она продолжает развиваться как современная россыпная шельфовая провинция, пик продуктивности в пределах которой приходится на поздний кайнозой (Stanaway, 2005).

К числу второстепенных по значению россыпных провинций молодых плит следует отнести также континентальную часть Западно-Европейской плиты, а именно Польско-Северогерманскую впадину и Датско-Польский прогиб, где в составе мезозойского и нижнекайнозойского терригенного осадочного чехла известны повышенные концентрации тяжелых минералов. Как подчеркивает В.Е.Хаин (2001), осадочный чехол Западно-Европейской платформы по своей структуре во многом схож с чехлом Туранской и Скифской плит, что и определило ее россыпной потенциал. Наиболее отчетливо проявлены среднеюрский и ранне- и средне меловой уровни повышенной металлоносности (Северная Германия, Польша), а также скопления рудных минералов в осадках палеогенового возраста. Ареал россыпной металлоносности на протяжении всего этого времени пространственно смыкался с таковым в пределах Польско-Литовского прогиба по западной периферии ВЕП, образуя единую Балтийскую россыпную провинцию. Области сноса рудных минералов служили южная периферия Балтийского щита (на севере), Чешско-Силезский свод и Судетское поднятие герцинид (на юге). Мезозойский этап развития весьма важен для истории кайнозойского россыпеобразования в Балтийской провинции, поскольку выполняющие прогиб нижнеюрские, ниже- и верхнемеловые терригенные осадки явились одним из главных источников (промежуточным коллектором) для современных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов, распространенных по берегам Балтийского моря, например, россыпи площади Травемюнде, о-ва Рюген, коса Фразендорф в Германии, многочисленные россыпные проявления по берегам Северной Ютландии, титано-циркониевые и гранатовые пески побережья Польши (Айнемер, Коншин, 1982).

В кайнозое, начиная с эоцена, облик Балтийской россыпной провинции, наряду с тяжелыми минералами, начинает определять янтарь, формирование россыпных скоплений которого приходится на эоцен-олигоценное время. Северо-восточная часть Западно-Европейской плиты входит в состав крупнейшей Балтийско-Днепровской янтареносной провинции, основная область которой располагается в западной части сопредельной ВЕП

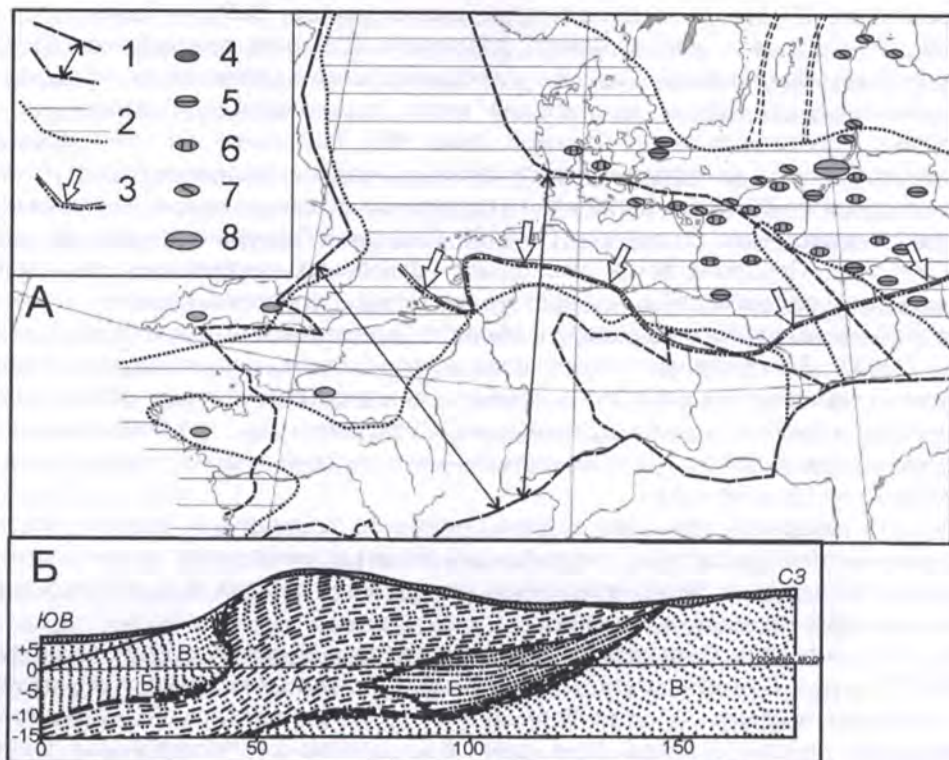
(Трофимов, 1974). Как отмечалось выше (глава 3.2), главная эпоха прибрежно-морского кайнозойского россыпеобразования приходилась здесь на поздний эоцен-ранний олигоцен и ассоциировала с системой мелководных проливов, соединявших шельфовые моря северо-западной Атлантики с морями Паратетиса. В прибрежной зоне этих бассейнов за счет выноса ископаемых смол из первичных янтареносных осадков (лигнитов, бурых углей, ископаемых почв) формировались литоральные россыпи янтаря, проявления которых известны на территории Польши, Северной Германии, южной части п-ва Ютланд. Предполагается, что одним из главных поставщиков янтаря в эоценовый палеобассейн на востоке служила палеорека Эридан, истоки которой располагались на севере в области Скандинавского щита (Жамойда и др., 2005). За пределами этого ареала россыпные концентрации янтаря (ретинит, лондонский копалит) в прибрежно-морских эоценовых отложениях известны в Англии, в районе Девоншира, Суффокла и др., где встречены его обломки массой более 1 кг, в Шотландии (шотландский амбрит), во Франции в бурых углях Медона и др.

На поздний олигоцен-средний миоцен приходится вторая эпоха формирования россыпных концентраций тяжелых минералов в прибрежно-морских осадках, а также вторичных аккумуляций янтаря в аллювиальных осадках, обычно непромышленных.

На островах Балтийского моря (например, м-ния Козероу-Лоддинер, Штуббефельд, Бансинер и др.), в Померании и провинции Шлезвиг-Гольштейн в Германии, в северной части Польши в контуре развития поздневислинского (поздневалдайского) оледенения (рис. 5.6) широко распространены также четвертичные россыпи янтаря ледникового и водноледникового происхождения, обычно весьма незначительные по запасам, но служившие объектами интенсивной обработки в XIX веке и первой половине XX века.

В.С.Трофимов (1974) приводит в качестве примера описание озерно-ледниковой россыпи Штуббенфельд на одноименном острове, залегающей в базальной части 40-метровой толщи флювиогляциальных песков, перекрывающих серую мергелистую моренную глину. Россыпь приурочена к слоистым пескам ледникового озера, сформировавшегося в стадию вельгастер поздневислинского оледенения; содержания янтаря в ней составляют 0.3-0.5 кг/м<sup>3</sup>. В последующую стадию нордрюгенш россыпь была деформирована и собрана в серию залегающих под углом 35° надвигов с амплитудой 100 м. Сохранившаяся от воздействия ледниковых деформаций и последующего эрозионного размыва россыпная залежь имеет в плане форму неправильного эллипса протяженностью около 75 м и мощностью до 13 м и составляет только часть более крупного месторождения, более 60% залежей которого в настоящее время расположено ниже уровня моря. Продукты ее перемиыва образовали современную пляжевую россыпь.

Четвертичные россыпные проявления тяжелых минералов (магнетит, ильменит, циркон, гранат, кианит, монацит) связаны с пляжевыми песками северного побережья Дании, Германии (р-н Росток-Штольтера), Польши (Западное Поморжье) (Гурвич и др., 1964), а также современными пляжевыми (штормовыми выбросами) и донными россыпями янтаря.



**Рис. 5.6.** Россыпная янтареносность осадочного чехла россыпной провинции Восточно-Европейской плиты и сопредельных областей (А) и строение янтареносной россыпи Штуббенфельд (Б) (Трофимов, 1974)

А: 1 - граница постгерцинской плиты; 2 - граница позднеэоценового морского прогиба; 3 - граница распространения поздневислинского (поздневалдайского) плейстоценового оледенения; 4-8 - россыпи и россыпные проявления янтаря: 4 - первичные, 5-8 - вторичные: 5 - прибрежно-морские эоцен-олигоценного возраста, 6 - ледниковые и водно-ледниковые позднеплейстоценовые, 7 - прибрежно-морские (пляжевые и золовые) позднеплейстоцен-голоценового возраста, 8 - крупные промышленные месторождения Самбийского полуострова (Пальникенское и др.).

На рис. Б буквами обозначены: А - нижняя валунистая моренная глина, Б - янтареносные озерные осадки (слоистость россыпи подчеркивается скоплениями угля и янтаря), В - озерные пески; пунктирные жирные линии - плоскости надвигов.

Области с потенциальными перспективами обнаружения россыпей тяжелых минералов в осадочном чехле плиты, источниками рудных минералов для которой могли служить Армориканский и Центральный срединные массивы, приурочены также к Парижскому и Аквитанскому бассейнам.

Таким образом, россыпной минерагении молодых платформ свойственны следующие особенности:

1. Абсолютное доминирование прибрежно-морских (пляжевых и донных) россыпей дальнего переноса, приуроченных к высокозрелым в минералогическом отношении олигомиктовым кварцевым формациям, сформировавшимся как за счет выветрелых кристаллических пород, так и значительно чаще за счет промежуточных терригенных осадочных коллекторов неопротерозоя-палеозоя, при подчиненном значении аллювиально-озерных и палеодолинных россыпей.

2. Определенный, достаточно узкий в минеральном отношении, характер россыпной специализации, стиль которой определяют комплексные титано-циркониевые россыпи (россыпи тяжелых минералов), иногда россыпи янтаря, а в качестве сопутствующей россыпной минерализации - мелкое и тонкое золото (МТЗ).

3. Существенно более узкий (по сравнению с древними платформами) возрастной диапазон россыпей, который, как правило, ограничен второй половиной мезозоя - первой половиной кайнозоя (средняя юра-миоцен), с пиком продуктивности, приходящимся на средний олигоцен - средний миоцен. Исключение составляют молодые платформы периконтинентальных областей, подверженные влиянию позднекайнозойских трансгрессий (Северо-Американская Атлантическая россыпная провинция), где все промышленные комплексные ПМР имеют плиоцен-четвертичный возраст.

4. Пространственное совмещение ареалов россыпной металлоносности молодых платформ с элизионными бассейнами и крупнейшими бассейнами углеводородов, что определило возможность значительных пострудных преобразований россыпей, как структурных - под влиянием диапировой тектоники (деформации, нарушение сплошности рудных пластов), так и геохимических - при эпигенетических преобразованиях вещества россыпей, в том числе самих рудных минералов. Для молодых платформ характерно совмещение площадей и зон кластогенного (россыпного) и эпигенетического гидрогенного рудообразования, в том числе в пределах общих коллекторов (палеодолин, палеодепрессий).

---

---

## Глава 6.

# РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОСТРОВОДУЖНОГО КОМПЛЕКСА

---

---

В отличие от орогенных покровно-складчатых сооружений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста современные островные дуги так же, как и океанические острова, характеризуются существенно менее значительным россыпным потенциалом как в силу достаточно ограниченного спектра минеральных и морфогенетических типов россыпей, так и их масштабов. Это хорошо видно на примере грандиозного по своей протяженности островодужного пояса западной Пацифики, а также Антильской дуги. Представляя собой наиболее активные в тектоническом отношении участки земной поверхности с развитием мощного современного вулканизма и высокой сейсмичностью, островодужные системы характеризуются также наибольшей контрастностью рельефа с размахом отметок между впадинами глубоководных желобов и вершинами вулканов до 12-15 км и высокой динамичностью рельефообразующих процессов. Хотя ширина островных дуг (вместе с желобами) может достигать нескольких сотен километров, область возможного россыпеобразования в общем случае достаточно локальна и, как правило, ограничена зоной узких прибрежных равнин, современной береговой зоной и участками прибрежного шельфа.

Минерагенический профиль россыпной минерализации рассматриваемых областей определяется абсолютным господством среди россыпеобразующих формаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород известковисто-щелочной серии, в составе которых преобладают андезиты; присутствуют также более основные (базальты) и кислые (риолиты, дациты) разности. Возраст этого вулканизма укладывается в интервал времени от 10 до 40 млн. лет. Там, где современные островные дуги накладываются на более древние (Алеутская и Марианская дуги) и на участки континентальной земной коры, возникают условия для проявления некоторых других типов россыпеобразующих коренных источников и минеральных типов россыпей, о чем будет сказано ниже.

Классическим типом россыпной минерализации современных островных дуг являются т.н. "железистые пески" - *титаномагнетитовые россыпи*, образующие главный россыпной потенциал островных дуг восточного обрамления Тихого океана от Курильских островов на севере до о-вов Фиджи и Новая Каледония на юге. Хотя первые сведения о наличии

черных песков на островах относятся еще к концу XIX - началу XX века, интерес к ним как источнику собственно железорудного сырья начал проявляться только в годы Второй мировой войны.

Именно в пределах островных дуг Тихоокеанского кольца и сопредельных мезозойд (Новая Зеландия) располагаются крупнейшие провинции и районы развития титаномагнетитовых россыпей, ценность которых повышается также за счет ванадиеносности самого титаномагнетита и присутствия в песках золота, ради извлечения которого еще в XIX веке были предприняты первые шаги в эксплуатации титаномагнетитовых песков.

Помимо Новой Зеландии (см. **раздел 4.2.5**), наиболее значительные месторождения титаномагнетитовых пляжевых песков расположены и отрабатываются в Японии на о-ве Хонсю (месторождения Ома, Чикагава, Набари, Сампо и др.), Хоккайдо (Саппоро), Кюсю (Фукуока), на Филиппинах: крупнейшие - на о-ве Лусон (всего более 200 участков), более мелкие - на о-вах Минданао, Палаваи, Лейте, на о-вах Зондского архипелага: на о-ве Ява (месторождения Силакеп, Джокьярта, Джампанг-Кулон, Сипатул, Сидаун и др.), на о-вах Южный Флорес, Бали, Суматра, а также на Гибридах, на Соломоновых о-вах (о-ва Ранонг, Бугенвиль), на Алеутских о-вах (о-в Кадьяк) (Айнемер, Коншин, 1982; Минералогия..., 1992). В России крупнейшая провинция развития железистых россыпей островодужного комплекса связана с Курильской дугой; северный фланг этой провинции занимает тихоокеанское побережье п-ва Камчатка (Россыпные..., 1997).

Связь россыпеобразующей минерализации с молодыми вулканогенно-осадочными породами определяет не только ее состав, но и условия питания россыпей, которые несколько отличаются от классической схемы. Присутствие рыхлого пирокластического материала определяет возможность быстрого высвобождения титаномагнетита даже без предварительного длительного химического выветривания, а пространственная сближенность источников питания с береговой зоной - его поступление в россыпи не только за счет выноса реками, но и непосредственно в процессе абразии берегов. Эффективность сепарации тяжелых минералов определяется высокой энергией волновых процессов на участках открытых океанических и морских побережий с высокими темпами абразии, интенсивной переработкой обломочного материала и непрерывным возобновлением пляжевых россыпей, особенно после штормов.

Классическая схема формирования железистых прибрежно-морских россыпей (ПМР) островодужных систем включает вынос разрушенного пирокластического материала реками и малыми водотоками либо непосредственно в результате абразии на взморье, либо поступление его в зону пляжа с подводного склона в штормовые периоды, перераспределение и сепарацию в волноприбойной зоне. Следующая стадия развития россыпей - их переход в террасовые и дюнные россыпи при подъеме суши либо в подводные россыпи затопленных береговых линий при подъеме уровня моря.

В.П.Петелин (1964), рассматривая железистые россыпи островных дуг и океанических островов, выделил среди них три типа, различающиеся по источникам питания и типам концентратов: 1) титаномагнетитовые ванадиеносные россыпи андезитового пояса, относительно низкотитанистые

(8-10%  $TiO_2$  и до 0.5%  $V_2O_5$  в титаномагнетите); к этому типу принадлежат месторождения Курил, Камчатки, Японии, Филиппин; 2) титаномагнетитовые россыпи океанических о-вов Гавайи и другие о-ва Океании, высокотитанистые (до 14%  $TiO_2$  в титаномагнетите), с низким содержанием ванадия ( $\leq 0.16\%$   $V_2O_5$ ); 3) титаномагнетитсодержащие россыпи смешанного типа, встречающиеся, строго говоря, за пределами современных островодужных систем, там где андезитовый магматизм наложен на участки более древней континентальной коры.

Соответственно из распространенных в природе минеральных подтипов железистых ПМР: а) (магнетит)-титаномагнетитовый ванадиеносный; б) хромит-магнетитовый; в) титаномагнетит-ильменитовый с незначительной примесью циркона (О.К.Тареева) для рассматриваемых областей наиболее характерны первый и третий подтипы при абсолютном преобладании первого из них. Указанные различия минерального состава россыпей, определяющие характер получаемых из них концентратов, учитываются и в промышленной классификации россыпных месторождений железистых песков.

В целом, как отмечали еще А.И.Айнемер и Г.И.Коншин (1982), вопросы формирования россыпей на островах Западной Пацифики, если не считать достаточной ясности в вопросе их коренных источников, во многом рассмотрены схематично. Это относится, в частности, к проблеме высвобождения и дифференциации рудных минералов в условиях тропического выветривания. Ссылаясь на данные, приводимые В.В.Калиненко и В.С.Долотовым, цитируемые авторы указывают, что исходные различия петрофонда, в силу молодости системы "коренной источник - россыпь" не успевают нивелироваться даже в условиях энергичного тропического выветривания. Как результат, дезинтеграция массивных базальтов в волноприбойной зоне не идет дальше их разрушения на блоки валунной и крупногалечной размерности, в результате чего, они, несмотря на высокие исходные содержания россыпеобразующих тяжелых минералов, не формируют россыпи, как это имеет место на некоторых из островов Западного Самоа. Напротив, как уже отмечалось выше, разрушение вулканокластических пород (туфов, туфолав, пемз), начинаясь на ранних стадиях выветривания (как это имеет место на о. Эфат в Новых Гибридах), продолжается при транспортировке водными потоками и в волноприбойной зоне, что способствует практически полному высвобождению рудных минералов псаммитовой и крупноалевритовой размерности. Дальнейшая сортировка материала способствует их сепарации по плотности и крупности, а исходные размеры зерен определяют их сосредоточение в достаточно узком диапазоне крупности, преимущественно в классе  $-0.25+0.1$  мм.

Характерную особенность титаномагнетитовых россыпей островодужных комплексов, в отличие от большинства ПМР по окраинам континентов, составляет их довольно "простой" минеральный состав, в котором присутствуют практически два минерала - титаномагнетит и пироксен в соотношении 3:1 - 2:1. В качестве попутного ценного минерала нередко присутствует золото.

Различия условий формирования месторождений железистых песков хорошо видны на примере Северо-Западной Пацифики. В пределах ее

российского сектора располагается крупнейшая Курило-Камчатская провинция развития собственно титаномагнетитовых россыпей, образованных за счет туфогенных пород островодужного комплекса. Главную роль в питании россыпей здесь играют туфопесчаники, пемзы и пемзо-шлаковые пирокластические толщи, слагающие, наряду с лавами, конусы стратовулканов (Павлидис, 1968). Как правило, петрографические особенности этих пород определяют и их россыпеобразующие свойства. Так, преобладание вулканитов порфировой структуры среднего и основного состава служит надежным критерием для выделения наиболее вероятных источников железистых прибрежно-морских россыпей (ПМР). Тонкозернистые афанитовые разности пород также более предпочтительны для быстрого высвобождения титаномагнетита, нежели порфировые разности. Имеются и определенные различия в морфогенетических типах россыпей. На островах Курильской дуги преобладают современные пляжевые россыпи и дюнные россыпи низкой (голоценовой) морской террасы. На побережье юго-западной Камчатки все титаномагнетитовые россыпи связаны с древними береговыми линиями, а на ее восточном берегу питание россыпей осуществляется через промежуточные коллекторы - мощные (до 2000 м) песчано-галечные толщи аллювиального и прибрежно-морского генезиса. По данным Л.Б.Хершберга, имеются перспективы обнаружения погребенных и подводных россыпей.

В отличие от них россыпи черных песков континентального взморья, как хорошо видно на примере Татарского пролива и восточного побережья Японского моря, формируются, как правило, за счет смешанных источников питания и, помимо титаномагнетита, содержат ильменит и другие тяжелые минералы, характерные для комплексных ПМР (Минералогия..., 1992; Россыпные..., 1997).

Классическими представителями железистых ПМР островодужного комплекса являются титаномагнетитовые россыпи Большой Курильской дуги, где в настоящее время известно более 20 россыпей (таблица 6.1), не считая многочисленных россыпных проявлений.

Среди них наиболее детально разведанным и хорошо изученным является **Ручарское месторождение** на побережье залива Простор о-ва Итуруп, приуроченное к отложениям современного пляжа и дюнному комплексу низкой морской террасы. Месторождение вытянуто на 5.5 км вдоль побережья залива и приурочено к современному пляжу шириной 40-50 м и к дюнам высотой 5-10 м, занимающим пространство низкой прибрежной равнины Ветрового перешейка. Мощность пляжевой залежи составляет 1.5-2.5 м и увеличивается в области дюн до 30-35 м. Общая площадь распространения золотых россыпей составляет около 4 км<sup>2</sup>, а площадь разведанных запасов рудных песков - около 3.1 км<sup>2</sup>.

По ситовому составу пески пляжа и золотых дюн мелко- и среднезернистые. Максимальное содержание титаномагнетита (до 70%) наблюдается в так называемых "черных песках", тяготеющих к краевым частям месторождения. Преобладающим же типом руд на месторождении являются "серые пески", с которыми, по данным Сахалинского ГУ, связано около 98% общих запасов Ручарского месторождения. В россыпях титаномагнетит является главным рудным минералом, составляя от 10-15 до 70-90% (в



Таблица 6.1

**Краткая характеристика титаномагнетитовых россыпей  
Курильской островной дуги (Россыпные..., 1997)**

Наименование россыпи	Местоположение	Вмещающие формы	Параметры залежей, м		Средние содержания Fe общ., %
			длина, м	мощн., м	
<b>1. Россыпи, прилегающие к обрывам из пемз и пемзовых туфов</b>					
Ручарская	о. Итуруп, зал. Простор	Пляж, берегов. валы, дюны	5500	3.5	16.80
Рейдовская	То же	То же	10000	6.7	16.38
Рока	о. Итуруп, зал. Рока	Пляж, аккумулятивная терраса	10000	5.0	18.81
Весловская	о. Кунашир, коса Весло	Пляж, береговые валы	8000	2.5	18.29
Ветровая	о. Итуруп пер. Ветровой,	То же	4000	4.4	20.98
Серноводская	о. Кунашир, пер. Серноводский	Пляж, береговой вал	4000	3.0	14.80
Канонерская	о. Итуруп, Тихоокеанское побережье	Пляж, аккумулятивная терраса	2000	2.0	20.98
Океанская	То же	Пляж	4000	2.0	20.00
Подгорная	о. Уруп, р. Охотничья	Пляж, береговой вал	2000	-	25.00
Блакостонская	о. Онекотан	Пляж	8000	3.5	15.72
<b>2. Россыпи, прилегающие к обрывам, сложенных породами неогена</b>					
Южно-Курильская	о. Кунашир, Южно-Курильский залив	Пляж, береговой вал, дюны	12000	3.0	10.12
Зеркальный Пляж	о. Итуруп, залив Касатка	То же	12000	5.7	11.39
Куйбышевская	о. Итуруп, Куйбышевский залив	То же	6700	10.1	9.00
Лагуновская	о. Кунашир, Лагунный перешеек	Пересыпь	3000	5.0	9.0
Курбатовская	о. Шумшу, северо-западное побережье	Пляж	2500	5.0	7.67
Ловцовская	о. Кунашир, п-ов. Ловцова	То же	5000	3.0	-
Курильская	о. Итуруп, Курильский залив	Пляж, береговые валы, дюны	1200	9.1	10.83
<b>3. Россыпи с преобладанием в питании продуктов эксплозивной деятельности вулканов</b>					
Лесозаводская	о. Итуруп, залив Доброе Начало	Пляж, береговые валы	9000	7.0	11.27
Одесская	о. Итуруп, залив Одесский	То же	5000	6.0	9.58

среднем 20%). Из других железо-титан-оксидных минералов в россыпях в гораздо меньших количествах встречаются гемоильмениты, ильмениты, хромистые шпинелиды (Мелкий, 1995).

Основным источником этих россыпей служат молодые кислые пирокласты так называемых флишоидно-пемзового (миоцен-плиоценового) и андезитового (четвертичного) комплексов, в то время как разделяющие их зеленотуфовый и базальтоидный комплексы практически не участвуют в россыпеобразовании. В своей массе питающие породы представляют собой слаболитифицированные, легко поддающиеся размыву массы, поставляющие в береговую зону значительные количества рудных минералов. Встречающийся в них титаномагнетит образует несколько генераций, обладающих разной россыпеобразующей способностью: а) сравнительно крупные (-1.0 мм) кристаллы первично-магматического происхождения, вкрапленные в основную массу; б) такие же по величине зерна, присутствующие в виде включений в пироксенах и оливине; в) мелкозернистый (0.01-0.1 мм) титаномагнетит, а также титаномагнетитовая "сыпь" (0.001-0.008 мм), распыленные в основной стекловатой массе в виде скелетных выделений; г) титаномагнетиты постмагматической стадии в виде черве- и каплеобразных выделений и мирмекитовых сростаний с силикатами.

Из приведенных в **таблице 6.2** данных видно, что Ручарское месторождение отличается весьма низкой титаноносностью - при среднем содержании  $TiO_2$  в песках на уровне 8-11%.

Балансовые запасы Ручарского месторождения составляют, по данным Сахалинского ГУ, при общем содержании железа свыше 14%: а) категории В - 4504 тыс.т при среднем содержании  $Fe_{общ.}$  - 16.7%,  $TiO_2$  - 2.5%,  $V_2O_5$  - 0.09%; б) категории С<sub>1</sub> - 5640 тыс.т при среднем содержании  $Fe_{общ.}$  17.2%,  $TiO_2$  - 2.56%,  $V_2O_5$  - 0.08%; в) категории С<sub>2</sub> - 526 тыс.т при среднем содержании  $Fe_{общ.}$  - 14.2%,  $TiO_2$  - 2.3%,  $V_2O_5$  - 0.05%. Общие запасы железа в рудных песках Ручарского месторождения, включая забалансовые, составляют 25.6 млн.т. Технологические испытания рудных песков месторождения, проведенные НИИПИИ "Уралмеханобр", показали их хорошую обогатимость. Полученные партии концентратов содержат суммарные оксиды Fe в количестве 57-58%, диоксид Ti - 10%, пентоксид V - 0.43%. Установлено, что они успешно могут применяться в черной металлургии для производства легированных сталей, а также использоваться в порошковой металлургии. Следует также отметить, что исследованиями ГИРЕДМЕТ и ИГЕМ в титаномагнетитах Ручарского месторождения установлено аномально высокое содержание индия - до 150 г/т (Россыпные..., 1997).

Богатые промышленные титаномагнетитовые россыпи располагаются на островах Японского архипелага (см. **рис. 4.1**). Их суммарные запасы и ресурсы оцениваются более чем в 160 млн.т песков (при содержании железа в песках от 23 до 60%, а титана в среднем около 12%) и составляют основную часть железорудного потенциала Японии, в том числе более половины в ПМР о-вов Хонсю и Хоккайдо (см. выше).

Наиболее значительные россыпи располагаются вдоль восточного побережья архипелага и связаны с Восточно-Японской питающей провинцией.

Таблица 6.2

**Химический состав титаномагнетитов Ручарского месторождения  
в сравнении с титаномагнетитами месторождения  
Нью-Плимут (Новая Зеландия) (Россыпные..., 1997)**

№ п/п	Оксиды								
	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма
1	8.33	1.97	0.00	53.48	36.65	0.59	1.73	0.03	102.78
2	8.23	1.88	0.00	52.86	36.13	0.60	1.75	0.06	101.50
3	8.34	1.81	0.00	51.90	36.26	0.50	1.60	0.00	100.42
4	7.79	1.81	0.00	50.23	34.40	0.55	1.58	0.12	96.49
5	8.15	1.91	0.00	52.67	36.22	0.57	1.62	0.02	101.18
6	8.27	1.79	0.00	51.90	35.91	0.57	1.66	0.03	100.13
7	8.16	1.86	0.00	53.18	36.26	0.56	1.68	0.11	101.81
8	8.16	1.86	0.00	52.92	36.25	0.52	1.67	0.07	101.45
9	9.11	1.90	0.00	53.49	36.31	0.56	1.72	0.06	102.16
10	8.36	1.82	0.00	52.39	36.23	0.57	1.69	0.07	101.13
11	8.20	1.86	0.00	52.94	36.35	0.52	1.64	0.09	101.60
12	8.22	1.85	0.00	52.63	36.15	0.58	1.68	0.06	101.18
13	8.06	1.95	0.00	52.99	35.66	0.55	1.96	0.01	101.17
14	5.98	1.62	0.00	57.44	34.74	0.65	1.27	0.08	101.78
15	6.78	1.88	0.00	54.97	35.60	0.51	1.17	0.05	100.97
16	9.40	2.28	0.00	49.97	36.81	0.45	2.07	0.05	101.03
17	9.14	1.91	0.00	52.67	36.22	0.57	1.62	0.02	101.18
18	9.38	3.58	0.09	48.63	36.06	0.40	2.67	0.08	100.90
19	8.81	4.02	0.07	50.12	34.47	0.37	3.60	0.00	101.46
20	11.07	2.96	0.00	46.58	37.55	0.55	2.72	0.00	101.43
21	11.02	2.96	0.00	46.43	37.49	0.56	2.63	0.05	101.13
22	9.05	2.62	0.03	52.54	31.11	0.75	2.36	-	99.06

Примечание. Образцы 1-21 - Ручарское россыпное месторождение, о-в Итуруп (пробы отобраны Е.Г.Сидоровым), проанализированы в Институте вулканологии ДВО РАН; содержания FeO+ и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+ рассчитаны по стехиометрии. Образец 22 - месторождение Нью-Плимут (данные Ф.Сали).

Образование россыпей связано с разрушением кайнозойских андезито-дацитов и базальтов, в основном в полосе шириной не более 100 км от берега. В формирование минеральных ассоциаций россыпей свой вклад вносят также более древние палеозойские и мезозойские метаморфические и вулканогенные породы. Долгие годы главным объектом промышленной отработки служили россыпи современных пляжей, в настоящее время истощенные. Сегодня основные ресурсы титаномагнетитовых месторождений связаны с подводными россыпями. Только на о-ве Кюсю в разработку вовлечено более 20 подводных россыпей. В Вулканическом заливе у южного берега о. Хоккайдо и в Токийском заливе на о. Хонсю известны подводные россыпи, располагающиеся на глубинах 10-25 м; они оконтурены по содержаниям магнитной фракции 3-4%. Отдельные залежи имеют протяженность 2-4 км при ширине 1-2 км и мощности рудного пласта 1-3 м, что обеспечивает значительные запасы рудных песков даже при сравнительно невысоких содержаниях металла.

Одним из примеров подводных титаномагнетитовых россыпей Японии является открытая еще в 1960 г. *россыпь* в заливе *Ариакэ* с запасами более 1.7 млрд.т песков. Россыпная залежь располагается на глубине до 25-30 м и связана с погруженной береговой линией. Площадь месторождения превышает 170 км<sup>2</sup>, а ее главный рудный компонент - титаномагнетит - содержит 56% железа, 12% титана, 0.2% ванадия. Месторождение успешно обрабатывается; только в начальный период эксплуатации (до 1965 г.) оно дало более 7 млн.т руды (Айнемер, Коншин, 1982).

Считается, что благоприятные предпосылки расширения железорудной сырьевой базы Японии за счет подводных титаномагнетитовых россыпей связаны также с более глубоко затопленными береговыми линиями, расположенными на глубинах 60-80, 160-180, около 300 и 700 (!) м.

Крупнейшую субпровинцию титаномагнетитовых россыпей образуют также о-ва Филиппинского архипелага; наиболее значительные из них располагаются на о-ве Лусон (всего более 200 участков), менее крупные - на о-вах Минданао, Палавай, Лейте. Титаномагнетитовые ПМР известны также на о-вах Фиджи, где в районе устья р. Синготока на побережье и мелководье располагается месторождение с запасами 20 млн.т железистых песков, содержащих также примесь золота. Богатые по содержанию титаномагнетита, но, видимо, небольшие по запасам россыпи известны на Соломоновых о-вах, на Новых Гибридах (о. Эфат).

Другим, правда, менее распространенным типом россыпей в пределах рассматриваемых структур являются ассоциирующие с молодыми офиолитами *хромитовые россыпи*, также преимущественно прибрежно-морского генезиса. Они известны на восточном побережье о-вов Сулавеси (зал. Томини), Сула, о-вах Молукского архипелага (Хальмахера, Серам), у северо-восточной оконечности Новой Гвинеи. Одна из таких хромитовых россыпей, в заливе Юон у берегов Новой Гвинеи, приурочена к осадкам дельтового происхождения, залегающим в интервале высот максимального прилива и отлива. Предполагаемые объемы рудных песков с содержанием хромита около 2% и мощностью рудного слоя 20-25 см составляют более 300 м<sup>3</sup>. Несмотря на столь скромную оценку, этот объект, по-видимому, относится к числу наиболее богатых (по содержанию рудного минерала) хромитовых ПМР, число которых в Море ограничено. Россыпные проявления хромитов известны также на о-вах Новой Каледонии и Гибридах.

С хромититами молодых офиолитов ассоциирует также *платинометалльная россыпная минерализация*, которая представлена, как это имеет место на островах Новой Каледонии (данные Т.Ауге (Важнейшие..., 1997)), включениями МПГ в хромшпинелидах, а также Pt-Fe-Cu, сульфидами и оксидами МПГ, сплавами Os-Ir-R, изоферроплатиной и другими минералами. Известны также вторичные выделения МПГ в виде Pt-Fe сплавов волокнисто-ламинарной текстуры в латеритных корках выветривания.

*Россыпная золотоносность* проявляется как в виде самостоятельных континентальных россыпей, так и в виде примеси золота в прибрежно-морских железистых россыпях.

Например, континентальные россыпи золота довольно широко распространены в пределах островной системы Бол. Антильских о-вов

(Эспаньола, Гаити), где они группируются в пределах центрального поднятия (Центр. Кордильера), сложенного раннемеловыми (пред-альбскими) офиолитами, черными сланцами и верхнемеловым андезитовым осадочно-вулканогенным комплексом (формация Лос Ранчос, серия Ля Майн), прорванными гранитными батолитами палеогенового возраста. По рудам коренных месторождений, среди которых присутствуют и достаточно крупные объекты, повсеместно развиты мощные коры выветривания латеритного профиля и зоны окисления, с которыми связаны значительные запасы и ресурсы золота. По данным Я.Красона (Россыпные..., 1994), только для месторождения Пуэбло Вьедже в Доминиканской Республике ресурсы руд золотоносной коры выветривания оценены в 27 млн.т при средних содержаниях Au 4.23 г/т и Ag 21.6 г/т. Золотоносные коры выветривания, в свою очередь, дают начало богатым остаточным элювиальным россыпям, характерной особенностью которых является близповерхностное залегание, непосредственно в почвенном слое или под ним. Различают следующие типы остаточных россыпей золота, сформировавшихся практически *in situ* и составляющих характерную особенность областей тропического литогенеза: а) элювиальные скопления крупного золота преимущественно "самородкового" класса, с отдельными самородками массой до 4-130 г, концентрирующиеся непосредственно в почвенном горизонте в слое мощностью до 30 см, иногда до 1 м; б) скопления мелких самородков крупностью в целом менее 2 мм, иногда до 15 мм в диаметре, концентрирующиеся в горизонте мощностью до 20 м, с отчетливой тенденцией к преимущественной концентрации в нижней части латерита; в) остаточные скопления золота (*lag placers*) разных классов, но преимущественно крупного, в базальных горизонтах аллювиальных галечников.

Выше говорилось о том, что многие титаномагнетитовые ПМР также содержат значительную примесь золота, извлечение которого кустарным способом в ряде случаев началось еще до промышленного освоения титаномагнетитовых месторождений. Автор располагает сведениями, полученными от К.Станвея (устное сообщение), об имеющей место переоценке известных титаномагнетитовых россыпей Новой Зеландии с получением лицензий и новых концессий на предмет попутного извлечения содержащегося в них золота. Среди российских железистых ПМР наибольшими перспективами в отношении золота обладают россыпи восточного побережья Камчатки (зал. Оссора и др.).

Говоря о потенциальной россыпености областей современной тектоно-магматической активности, вероятно, будет целесообразным упомянуть также появившиеся в последнее время сведения об уникальных по условиям формирования "глубоководных" концентрациях кластогенных минералов, установленных в составе океанических железо-марганцевых корок гайотов. Первые сообщения об имеющих кластогенную природу глубоководных концентрациях МПГ, формирующихся в зоне повышенной активности придонных течений (т.е. при участии процессов механической сепарации), были получены автором от А.Г.Мочалова (устное сообщение).

Аналогичные соображения о вероятной кластогенной природе весьма широкой по своему составу ассоциации тяжелых минералов, присутствующих

в составе Fe-Mn корок, поднятых с гайотов двух рудных полей центрального сектора Магеллановых гор в Тихом океане, высказывают М.П.Торохов и М.Е.Мельников (2005). Подчеркивая смешанный характер ассоциации тяжелых минералов, в составе которых присутствуют самородные металлы, разнообразные интерметаллиды, оксиды, силикаты, фосфаты, а также тот факт, что выделенные минералы в большинстве случаев имеют отчетливо выраженную обломочную форму, авторы также высказывают мнение о возможности достаточно эффективной механической сепарации в подводных условиях на поверхности и склонах гайотов, что соответствует представлениям об активных гидродинамических условиях, в которых формируются корки. Не исключено также, что смешанная ассоциация кластогенных минералов "заимствована" из осадков, сформированных еще до этапа погружения гайота.

---

---

## Глава 7.

# МИНЕРАГЕНИЯ И ТИПЫ РОССЫПНЫХ МЕГАПРОВИНЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ШЕЛЬФОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

---

---

### 7.1. Постановка проблемы

Пристальный интерес к оценке россыпного потенциала континентальных окраин, прежде всего шельфовых зон, проявляемый на фоне общего интереса к оценке ресурсно-энергетического потенциала континентального шельфа в целом и сферы экономических интересов отдельных государств, начал развиваться и интенсивно прогрессировал в последние три десятилетия прошлого столетия. Он был подкреплен тем, что в эти годы в дополнение к ранее известным и успешно эксплуатируемым оловянным россыпям Индонезийского шельфа и пляжевым и дюнным россыпям тяжелых минералов на современных побережьях Австралии, США, Индии и Бразилии, в различных регионах Мира на континентальном шельфе и на примыкающих приморских равнинах были открыты новые, в том числе крупные и уникальные по масштабам, россыпные месторождения. К числу этих открытий относятся, прежде всего, подводные россыпи алмазов на шельфе Западной Африки (ЮАР и Намибия), уникальное Рывеевское россыпное месторождение золота в прибрежной зоне пролива Лонга в Арктике, крупные погребенные и затопленные россыпи олова в Чокурдахско-Ляховской зоне на шельфе моря Лаптевых. К событиям, позволяющим пересмотреть россыпной потенциал современных континентальных окраин с учетом особенностей их развития в позднем кайнозое, следует отнести также открытие описанных выше (раздел 3.4.6 и раздел 4.1.6) древних пляжевых и донных россыпей тяжелых минералов в бассейнах Эукла и Муррей в Южной Австралии (рис. 7.1).

Современная береговая линия океанов и морей представляет собой эфемерное с геологической точки зрения образование, связанное с заключительными фазами последнего гляциального цикла и имеющее возраст всего несколько тысяч лет. Напротив, большинство россыпей, выявленных на окраинах континента (как в море, так и на суше), в том числе *все крупные россыпные месторождения* шельфовой области, приурочены к древним, в том числе погребенным и затопленным, пенепленам, палеодолинам, палеобереговым линиям и уходят своими корнями в более ранние этапы кайнозойской (и даже позднемезозойской) истории. Характерный пример в этом отношении - интенсивно обрабатываемые субмаринные оловоносные



Рис. 7.1. Схема размещения россыпей в шельфовых россыпных провинциях Мира

1-3 - типы шельфов: 1-2 - активных континентальных окраин: 1 - островодужного типа, 2 - андийского типа, 3 - пассивных континентальных окраин; 4-13 - типы россыпной минерализации: 4 - золото, 5 - олово (касситерит), 6 - МПГ, 7 - железо и титан (титаномагнетит), 8 - хром, 9 - титан, цирконий, редкие земли (тяжелые минералы), 10 - титан (ильменит), 11 - алмазы, 12 - янтарь, 13 - мамонтовая кость.

россыпи Индонезийского шельфа, среди которых, наряду с повышенными концентрациями олова в молодых (голоценовых) морских осадках, главными промышленными типами концентраций все же являются также погребенные и затопленные континентальные россыпи. Среди последних различаются россыпи погребенных и затопленных долин, россыпи погребенного пенеплена Сунга (см. [раздел 4.2.3](#)), а также россыпи аллювиальных конусов выноса, представляющие собой мощные наклонные, ступенчато погружающиеся на глубину до 80 м пачки оловоносных осадков в зоне тектонических уступов (рис. 7.2) (ср. с аналогичными россыпями Восточно-Арктической шельфовой области) (Россыпные..., 1997).

Поэтому объектом рассмотрения при оценке россыпного потенциала шельфа являются не только современные акватории, но и кайнозойские шельфовые области, под которыми понимается система субплатформенных седиментационных бассейнов периферии континента, очертания которых определяются конфигурацией окраинно-материковых плит и ограничивающих



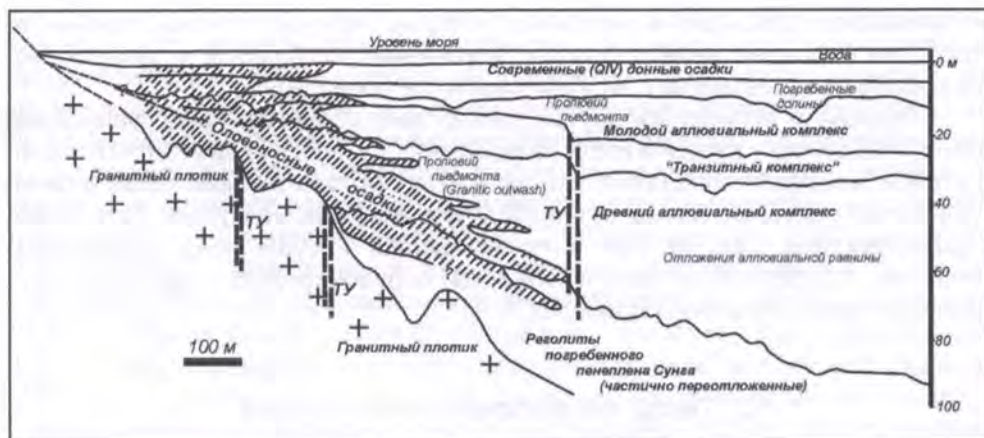


Рис. 7.2. Генерализованная схема строения кайнозойского осадочного чехла шельфа архипелага Сунга, показывающая положение оловяносных россыпей в разрезе (по (Aleva, 1973), с дополнениями автора)

их орогенов (Айнемер, 1983; Иванова и др., 1999; Патык-Кара и др., 2002; Патык-Кара, Иванова, 2003; Атлас..., 2004)<sup>1</sup>.

Иными словами, анализ россыпной минерации шельфовых областей базируется на представлении о том, что акватории современных окраинных шельфовых морей представляют собой лишь часть молодых периконтинентальных седиментационных бассейнов, которые в отдельные периоды кайнозойской истории охватывали значительно большую площадь континентальной окраины или, наоборот, резко сокращались, уступая место действию процессов деструкции и размыва, как это было в период последнего гляциального максимума (20-18 тыс. лет назад). Н.И.Николаев, ссылаясь на К.О.Эмери (1968), указывает, что около 70% массы осадков современного шельфа имеют субаэральное происхождения (Проблемы..., 1975).

Плитный чехол современных шельфовых областей состоит из слабодислоцированных и недислоцированных комплексов пород мезозойско-кайнозойского возраста, но их россыпной потенциал связан преимущественно с кайнозойскими образованиями, причем продуктивные и потенциально продуктивные на россыпи горизонты располагаются как в основании осадочного чехла, залегая непосредственно на породах складчатого основания, так и в самой толще чехла. Только в пределах зоны экономических интересов России общая площадь шельфов составляет около 4.2 млн. км<sup>2</sup>, а шельфовых областей, в которые входят и обширные приморские равнины, - приближается к 6.5 млн. км<sup>2</sup>. Однако технико-экономические факторы резко

<sup>1</sup>Проблема минерации шельф и шельфовых областей и поисков месторождений твердых полезных ископаемых, в частности, рассмотрена нами в книге (Патык-Кара, Иванова, 2003).

ограничивают площади, в пределах которых прогноз, поиски, оценка и отработка россыпей целесообразны, глубинами до 20-25 м и мощностью осадочного чехла (в сумме с водным слоем) не более 100 м.

Острова и архипелаги внутри шельфовых областей, представляющие собой выступы складчатого основания по границам плит или внутрибассейновые поднятия, также являются составными элементами шельфовых областей. Более того, в силу указанных выше причин, островные морфоструктуры, так же, как и примыкающая к суше зона шельфовых областей, представляют собой объекты первоочередного изучения при прогнозе, поисках и оценке россыпей.

## 7.2. Типы шельфовых областей и их россыпная минерагения

Россыпная специализация шельфовых областей определяется структурным типом континентальной окраины и особенностями ее эволюции в кайнозой, с одной стороны, и характером литодинамических процессов, которые в глобальном плане определяются климатической зональностью, особенностями циркуляции водных масс Мирового океана, их физическими свойствами и режимом волнения, с другой. Особенности размещения россыпей шельфовых зон Мирового океана в свое время были подробно охарактеризованы в сводке (Айнемер, Коншин, 1982), к которой мы и отсылаем читателя. Это позволяет нам кратко остановиться на главных отличительных особенностях шельфовых россыпных провинций.

Среди различных классификаций шельфов и рассмотрения их минерагении наиболее "жизненным" является подразделение шельфов по их принадлежности к пассивным континентальным окраинам (окраинам атлантического типа) и активным континентальным окраинам, или окраинам тихоокеанского типа (Б.К.Хайзен и Р.Л.Фишер, Б.В.Баранов и Л.П.Зоненшайн и другие). Шельфы пассивных континентальных окраин, в свою очередь, с учетом особенностей их строения делятся на арктический и атлантический типы, а шельфы активных континентальных окраин - на шельфы островных дуг и шельфы окраин андийского типа. Нетрудно видеть, что шельфы России принадлежат к двум типам - арктическому (весь север и часть Берингова моря) и островодужному (моря Дальнего Востока).

Для целей настоящего исследования весьма важно также понимание различий между шельфом материковых окраин и шельфом внутренних морей с присущими им особенностями циркуляции водных масс, литодинамикой, положением зон выноса, транзита и накопления осадочного материала и, как итог, различиями процессов формирования концентраций минерального сырья. К тому же следует принять во внимание, что по отношению к собственно океанам (без морей) площадь шельфа составляет не более 3%, в то время как во внутренних морях шельфы занимают около 50.6% их площади.

Поскольку состав пород области питания (вещественный фактор, по А.И.Айнемеру и Г.И.Коншину) и особенности геологической истории кайнозойской шельфов (пространственно-морфологический фактор

цитируемых авторов) играют определяющую роль в формировании минерального спектра россыпей шельфов, главным классификационным признаком шельфовых россыпных провинций как раз и является их принадлежность к шельфам пассивных или активных континентальных окраин со свойственными последним комплексами магматических, метаморфических и осадочных пород и режимом тектонического развития. Типичными примерами шельфов первого типа являются шельфы, окружающие древние платформы (Восточно-Европейскую, Африканскую, Бразильскую, Австралийскую, Индостан), и деструктивные континентальные окраины, сформированные на палеозойском и мезозойском складчатом основании (Восточно-Арктический шельф Евразии, океаническое обрамление Тасманского складчатого пояса Восточной Австралии, шельфовые области Мезо-Европы). Различия шельфов активных континентальных окраин - островодужного и андийского типов - отчетливо видны при сравнении западного и восточного секторов Тихоокеанского бассейна. Каждому из них свойственен свой набор минеральных, возрастных и морфогенетических типов россыпей, о чем было сказано при описании соответствующих россыпных провинций и мегапровинций континентов.

Напомним, что в геоструктурной классификации шельфов, предложенной Г.С.Ганешиным с соавторами (Проблемы..., 1975), соответственно различаются: ортошельфы - плитные структуры, сформированные на структурах древней консолидации, парашельфы, основанием которых служат палео- и мезозойские складчатые системы (супертеррейны), и гемишельфы - шельфы кайнозойских складчатых областей, островных дуг и океанических островов. О.К.Леоньев и Д.Е.Гершанович (Проблемы..., 1975) подчеркивают, что с геоморфологической точки зрения, именно шельфы пассивных континентальных окраин (пара- и ортошельфы) являются "классическими" шельфами, т.е. затопленными окраинами материков, или молодыми плитными структурам, и выделяют их как шельфы трансгрессивного типа ("эвстатические шельфы", по А.И.Айнемеру), которым противопоставляются выработанные (абразионные) шельфы молодых горных сооружений и вулканических островов и, как особый тип, выдвигаемые аккумулятивно-дельтовые шельфы формирующиеся в области выноса крупнейших рек Мира (например, авандельта р. Брампутры).

Важнейшим фактором, определяющим условия локализации, морфогенетические типы россыпей континентального и морского генезиса и их продуктивность, является тектоно-геоморфологическая эволюция континентальной окраины, в том числе режим ее прогибания, стабилизации и относительного воздымания, а также влияние эвстатических колебаний уровня Мирового океана, размах которых только на последнем отрезке четвертичной истории (последний ледниковый цикл) составлял, как известно, более 100 м, т.е. практически от бровки шельфа (-100-110 м) до +5-10 м на суше. Следствиями этого являлось удлинение или сокращение долинных систем - главных поставщиков россыпеобразующих минералов на окраину континента, перестройка речных бассейнов, перегруппировка областей питания россыпей, захоронение (или эксгумация) ранее сформированных континентальных и литоральных россыпей, их переработка в ходе последующих трансгрессивно-

регрессивных циклов и, как итог, широкий диапазон морфогенетических типов и возрастных групп россыпей и их различная позиция в разрезе осадочного чехла (см. [рис. 4.57](#) и [рис. 7.2](#)).

Наконец, важнейшим региональным и локальным фактором россыпеобразования является литодинамика шельфового бассейна, в особенности его прибрежной зоны. Отсылая читателя к классическим работам В.П.Зенковича, В.В.Лонгинова, А.А.Аксенова, Е.Н.Невесского, А.И.Айнемера и других исследователей, занимавшихся литодинамикой прибрежной зоны, хотим обратить внимание на следующее.

В глобальном плане, т.е. в масштабе россыпных мегапровинций и провинций, литодинамика прибрежной зоны, обуславливающая транспортировку, сепарацию и концентрирование тяжелых россыпеобразующих минералов, определяется процессами циркуляции атмосферы и связанными с ними режимами волнений. Известно, что самые богатые и масштабные прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов формируются на открытых океанских побережьях низких широт (см. [рис. 7.1](#)), подверженных длиннопериодическим волнениям типа зыби, на выровненных аккумулятивных и выравниваемых абразионно-аккумулятивных отложениях берегах (т.н. "surfing beaches"). При этом условия формирования рудных скоплений на побережьях, подвергающихся воздействию волнения типа зыби западного и восточного направлений, существенно различаются (Айнемер, Коншин, 1982). Менее благоприятны для возникновения аккумулятивных концентраций тяжелых минералов побережья изолированных внутриконтинентальных морей с относительно ослабленным волновым воздействием. Берега, подверженные воздействию устойчивых штормовых волн и характеризующиеся развитием абразионных платформ, в общем случае благоприятны для формирования россыпей ближнего сноса (золота, хромита, касситерита), в том числе остаточных валунных россыпей.

В число зональных факторов, определяющих литодинамику береговой зоны и формирование тех или иных типов россыпей, входит также ледовитость бассейна, которая, ослабляя разгон волн и сокращая продолжительность периода активного волнового воздействия, с одной стороны, препятствует формированию высоко сортированных концентраций, каковыми являются россыпи тяжелых минералов, а с другой - способствует формированию и сохранности россыпей абразионных и абразионно-аккумулятивных платформ.

Среди низкоширотных открытых побережий особое место занимают берега, подверженные муссонам, например, Индия и Шри-Ланка (см. [раздел 3.2.4](#)), где возникают специфические условия для сезонного восстановления ранее отработанных пляжевых россыпей (Айнемер, Коншин, 1982).

Катастрофическое цунами 2006 г. в Юго-Восточной Азии позволило выявить влияние еще одного ранее не изучавшегося фактора. Возникающие при цунами катастрофические волны аномальной высоты включают в переработку материал более глубоких частей подводного склона; вынося этот материал в зону пляжа, они вызывают мощную подпитку россыпей и резко повышают их продуктивность (Babu et al., 2006).

Перечислим главнейшие шельфовые россыпные мегапровинции и провинции Мира.

К важнейшим по своему россыпному потенциалу россыпным провинциям шельфовых областей пассивных континентальных окраин, приуроченным к обрамлению древних платформ, относятся:

- *Восточно-Африканская шельфовая мегапровинция* комплексных россыпей тяжелых минералов; генезис россыпей - пляжевые, террасовые и дюнные; возрастной диапазон россыпной минерализации - мел-кайнозой, возраст крупнейших промышленных россыпей - плиоцен-голоцен (Heavy..., 2003; Stanaway, 2005; Айнемер, Коншин, 1982; Патык-Кара и др., 2006);

- *Западно-Африканская Атлантическая шельфовая мегапровинция* с двумя провинциями: Намакваленд-Намибия алмазонасная, с подводными аллювиальными и дельтовыми россыпями и комплексами прибрежно-морских и золотых россыпей современной и приподнятых береговых линий (миоцен-голоцен) (Россыпи..., 2005) и Атлантического побережья северо-западной Африки, с преимущественным развитием комплексных россыпей тяжелых минералов (пляжевых, дюнных, террасовых) (Айнемер, Коншин, 1982);

- *Бразильская Атлантическая шельфовая провинция* комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов;

- *Западно-Южно-Австралийская шельфовая мегапровинция* комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов преимущественно в связи с приподнятыми береговыми линиями плейстоценового (Залив Географов), плиоценового (Марри-Бейсин и Энибба) и эоценового возраста (зукла-Бейсин), с преобладанием погребенных пляжевых и сублиторальных, а также террасовых и дюнных россыпей (Murrey Basin, 1999; Hou et al., 2007).

- *Индийская шельфовая мегапровинция* комплексных россыпей тяжелых минералов с двумя провинциями: Западно- и Восточно-Индийской (включая шельф Шри-Ланки), с преобладанием современных пляжевых, в меньшей мере террасовых дюнных россыпей (Stanaway, 2005).

В качестве примера россыпных провинций комплексных россыпей тяжелых минералов, приуроченных к шельфам на складчатом палеозойско-мезозойском основании (парашельфах Г.С.Ганешина с соавторами), обладающих наиболее значительным потенциалом, следует назвать:

- *Северо-Американскую Атлантическую шельфовую провинцию* (возрастной диапазон россыпной минерализации - мел-кайнозой, а промышленных месторождений - плиоцен-голоцен) (унаследована с океана Япетус) (Forge, 1991);

- *Восточно-Австралийскую провинцию* с преобладанием пляжевых и дюнных россыпей преимущественно позднеплейстоценового-голоценового возраста, на структурах Тасманского складчатого пояса (побережье шт. Квисленд и Новый Южный Уэльс) (Gardner, 1955; Айнемер, Коншин, 1982).

Крупнейшие шельфовые россыпные провинции с преимущественно оловянным, а также золотым профилем россыпной минерализации приурочены к парашельфам на мезозойском складчатом основании. К их числу относится *оловоносный шельф Юго-Восточной Азии* ("шельф Оловянных островов") с его богатейшими затопленными и погребенными россыпями континентального ряда и морскими (донными) россыпями (Van Overgeet, 1960; Aleva, 1973) и *Восточно-Арктическая шельфовая провинция*, россыпной

потенциал которой определяют богатейшие месторождения, среди которых Рывеевское золотоносное месторождение-гигант (см. **раздел 4.2.1**) и целая плеяда крупнейших оловянных россыпей Чокурахско-Ляховской зоны (Патык-Кара и др., 1993; Иванова и др., 1999; Смирнов, 2000), более половины запасов и ресурсов которых сосредоточено ниже уровня моря.

Россыпной потенциал шельфов активных континентальных окраин андийского типа изучен плохо и, во-видимому, ограничен в силу особенностей строения и развития шельфов и узости прилегающих прибрежных равнин. Как следует из **рис. 3.38** и **рис. 4.40**, для них характерны остаточные бенчевые и небольшие пляжевые россыпи хромитов, МПГ, отчасти золота. Более выразителен, как следует из **главы 6**, стиль россыпной минерализации шельфовой зоны островодужных систем, в пределах которой располагаются все сколько-либо значительные железистые россыпи (россыпи титаномагнетита) (Петелин, 1964; Айнемер, Коншин, 1982; Россыпные..., 1997) (см. **рис. 4.1** и **рис. 3.45**).

### **7.3. Минерагеническая специализация кайнозойских шельфовых россыпных провинций и мегапровинций (на примере России)**

Важнейшие аспекты минерагении россыпей шельфовых областей России отражены в комплекте карт россыпной минерагении, составляющих часть атласа "Геология и полезные ископаемые шельфов России" (Атлас..., 2004). На примере шельфовых областей России видно, что последние гетерогенны по своему строению и стилю развития (Пушаровский, Алексеев, 1993), а также по особенностям россыпной специализации, которая определяется: 1) спецификой, возрастом и соотношением россыпеобразующих геологических и рудных формаций складчатого основания шельфового прогиба и его континентального обрамления; 2) особенностями рудных формаций платформенного этапа развития; 3) характером россыпной специализации, которая в свою очередь, определяется: (а) свойствами, возрастом и соотношением россыпеобразующих геологических и рудных формаций складчатого основания шельфового прогиба и его континентального обрамления; (б) особенностями рудных формаций платформенного этапа развития; (в) присутствием в составе осадочного платформенного чехла терригенных пород, играющих роль промежуточных коллекторов россыпеобразующих минералов. Эти факторы определяют комплексный характер россыпной минерализации практически всех шельфовых провинций и особенности ее пространственного размещения (**рис. 7.3**, **таблица 7.1**).

В западной части Арктической шельфовой области в качестве главных первичных источников россыпеобразующих минералов выступают древние кристаллические породы Фенноскандии, поставляющие в россыпи высокоустойчивые минералы-акцессории (циркон, ильменит, монацит, рутил, дистен) в меньшей мере, рифейские зеленосланцевые породы Тиманского



**Рис. 7.3. Схема районирования шельфовых россыпных мегапровинций России (Атлас..., 2004; Патык-Кара, 2005)**

1 - шельфовые россыпные мегапровинции: I - Западно-Арктическая, II - Центрально-Арктическая, III - Восточно-Арктическая, IV - Дальневосточная, V - Балтийская, VI - Азово-Черноморская.

1-11 - господствующие минеральные типы россыпей: 1 - золото, 2 - минералы платиновой группы, 3 - касситерит, 4 - алмазы, 5 - редкометалльные минералы, 6 - ильменит, 7 - тяжелые минералы комплексных россыпей (ильменит, рутил, циркон и др.), 8 - титаномагнетит, 9 - хромшпинелиды, 10 - янтарь, 11 - мамонтовая кость; 12 - месторождения (а) и проявления (б).

поднятия (источники ильменита и золота), а также щелочные и ультраосновные-щелочные породы платформенного этапа активизации Восточно-Европейской платформы (кимберлиты, лампроиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты) - источники алмазов и редкометалльных минералов. В качестве промежуточных коллекторов выступают палеозойские (карбон-девонские) терригенные породы - концентраторы золота, алмазов, редкометалльных минералов (колумбит, куларит, циркон), минералов титана и силикатов-абразивов (силлиманит, гранат). Роль мезозойских промежуточных коллекторов не ясна.

В центральной части Арктического бассейна главными источниками россыпеобразующих минералов являются комплексы верхнепротерозойских пород восточного фланга Баренцево-Карской платформы, обнажающиеся в виде выступов в пределах Североземельской островной морфоструктуры, и нижнепалеозойские флишиодные породы зеленосланцевой, местами амфиболитовой фации метаморфизма (полимиктовые и граувакковые песчаники, серицит-хлоритовые сланцы) Таймыро-Североземельской складчатой системы. Главными источниками золота в россыпях Северного Таймыра и о-ва Большевик послужили образования золото-углеродистой

Таблица 7.1

**Россыпная минерагения арктического и дальневосточного шельфов России (Иванова и др. 1998; Смирнов, 2000; Патык-Кара, Иванова, 2003)**

Россыпные зоны	Россыпные районы (подчеркнуты установленные, т.е. с россыпными узлами)	Специализация	Краткая характеристика минерагении, обстановки россыпеобразования
Кольско-Беломорско-Тиманская	<u>Терско-Кандалакшский</u> , <u>Онежский</u> , Кулойский, Канино-Тиманский	минералы Ti, Fe, Zr, TR, алмазы	мелкие россыпи и россыпные проявления ильменита, минералов Zr, TR, граната; находки зерен алмаза и ореолы рассеяния его спутников; пляжи, косы, низкие террасы, прибрежное мелководье
Карская	<u>Челюскинский</u>	золото	россыпи в толще кайнозоя ( $P_3 - N_1$ и $Q_{III-IV}$ ); низкие террасы, прибрежное мелководье
Южнолаптевская	Анабаро-Хатангский, Усть-Ленский	золото, алмазы	находки кристаллов алмаза, ореолы рассеяния его спутников и золота, россыпные проявления ископаемой мамонтовой кости;
	Янский	МК	пляжи, низкие террасы, прибрежное мелководье
Анжу		олово	россыпные проявления касситерита, россыпи ископаемой мамонтовой кости;
	<u>Анжу</u>	МК	пляжи, террасы
Восточнолаптевская	<u>Ляховский</u> , <u>Чокурдахско-Святоносский</u> ;	олово	россыпи касситерита в толще кайнозоя ( $P_2 - N_2$ ) и современные; россыпи ископаемой мамонтовой кости ( $Q_{III-IV}$ );
	Ляховский, Индигирский	МК	пляжи, прибрежное мелководье
Восточно-сибирско-Чукотская	<u>Прикольымско-Раучанский</u> , <u>Чаунско-Киберовский</u> , <u>Валькарыйский</u>	олово, золото	россыпи касситерита и золота в толще кайнозоя ( $P_3 - N_2$ и $Q_{III-IV}$ ) и современные россыпи ископаемой мамонтовой кости;
	<u>Алазейский</u>	МК	пляжи, прибрежное мелководье
Чукотско-Анадырская	Восточночукотский, Providенский, Золотогорский	золото, олово	россыпные проявления на пляжах, косах
Западнокамчатская	<u>Большерецкий</u>	золото, минералы Ti, Fe	россыпи и россыпные проявления золота на пляжах и прибрежном мелководье; пляжевые россыпи титаномагнетита и магнетита
Северо-прихотская	<u>Валиженский</u> , <u>Тайгоносский</u> , <u>Гижигинский</u>	золото, олово, МГП, хромит	россыпные проявления на пляжах и дне акватории
Примагаданская	<u>Иньско-Тауйский</u> и <u>Кони-Пьягинский</u>	золото	россыпные проявления на пляжах
Восточно-прихотская	<u>Омгонский</u>	золото	россыпные проявления на пляжах
Западно-прихотская	<u>Кухтуйский</u> , <u>Джуджурский</u> , <u>Пришантарский</u>	золото, МГП, минералы Ti, Fe	россыпи и россыпные проявления на пляжах и дне акватории
Сихоталинская	<u>Южноприморский</u> , <u>Восточноприморский</u>	золото, минералы Ti, Fe, Zr, TR, олово	россыпи и россыпные проявления золота, магнетита, титаномагнетита, минералов Zr и TR, россыпные проявления касситерита; пляжи, прибрежное мелководье
Сахалинская	<u>Шмидтовский</u> , <u>Восточно-Западно- и Южносахалинский</u>	золото, хромит, янтарь, минералы Ti, Fe	мелкая россыпь золота с хромитом, россыпь янтаря, россыпные проявления золота, хромита, магнетита, ильменита; пляжи
Олюторско-Камчатско-Курильская	<u>Карагинский</u> , <u>Востококамчатский</u> , <u>Курильский</u>	минералы Ti, Fe, хромит, золото	россыпи и россыпные проявления титаномагнетита и магнетита на пляжах и дне акватории, россыпные проявления золота и хромита на пляжах

МК - ископаемая мамонтовая кость, МГП - минералы группы платины.

(черносланцевой), золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, связанные с породами рифейского возраста; нижнепалеозойские метапелиты выступали в качестве региональных источников ильменита в пляжевых россыпях северного побережья Таймыра. Имеются также определенные предпосылки для обнаружения МГП россыпной минерализации (Недра..., 1995).

Главное влияние на минерагенический облик западной части Лаптевского шельфового бассейна оказывает Сибирская платформа, а именно ее северная окраина - Анабаро-Оленекское междуречье, где находятся поля кимберлитов, поставлявших алмазы и их спутники в



промежуточные коллекторы юрско-нижнемелового возраста, выполняющие Лено-Анабарский прогиб. В качестве возможных промежуточных коллекторов минералов кимберлитового комплекса могли также выступать более древние осадочные породы северо-восточного обрамления платформы - нижнекембрийские, нижнекарбоновые, пермские и триасовые, в которых установлены минералы "алмазной" ассоциации - хромшпинелиды, хромистые пиропы, пикроильмениты (Алмазы..., 2007).

Минеральный состав россыпей Восточно-Арктического шельфа (ВАШ) определяется его заложением преимущественно на складчатом основании северного фланга пояса азиатских мезозойд с их отчетливой оловянно-золотой минерализацией. В качестве сопутствующих минералов в россыпях могут присутствовать редкоземельные - в виде куларита в области размыва пород черносланцевой формации, и редкометалльные минералы - в виде колумбита на площади срединных массивов (Патык-Кара и др., 2002). По сравнению с прилегающей сушей в шельфовой области в питании оловянных россыпей принимают участие коренные источники преимущественно касситерито-силикатной формации, причем, как правило, слабо и умеренно эродированные. Это определяет два важных обстоятельства: во-первых, доминирование в шельфовых россыпях касситерита относительно малой крупности, во-вторых, значительные перспективы коренного оруденения. Особый тип источников россыпных концентраций мамонтового бивня, характерных исключительно для этого сектора шельфовой области, составляют отложения верхнеплейстоценового ледово-лессового комплекса. Кроме того, на ранних этапах кайнозойского россыпеобразования значительную роль могли играть и региональные источники питания в виде промежуточных коллекторов, поставивших в прибрежную зону эоценового-олигоценного бассейна тяжелые минералы повышенной устойчивости, накопившиеся в комплексных ПМР.

Принадлежность Дальневосточного сектора шельфовой области России к активным континентальным окраинам определяет специфический полиминеральный профиль этой области - Au, Fe-Ti, МПГ, при незначительной доле оловянных, хромитовых, комплексных (титано-циркониевых) и янтарных ПМР. При этом россыпеобразующие свойства золоторудных и платинометалльных формаций, сопровождаемых богатыми россыпями в континентальных условиях, на шельфе не реализуются в полной мере в силу особенностей его кайнозойской истории. Исключение составляет платинометалльная россыпь о. Феклистова. Невелики перспективы и хромитовых россыпей, главным районом развития которых является северная часть о-ва Сахалина. Более реальны перспективы железистых (титаномагнетитовых) ПМР, связанных с вулканогенно-осадочными комплексами областей андезитового магматизма (п-в Камчатка, Курильские о-ва); отдельные россыпи этого типа могут достигать промышленного уровня. В качестве потенциального (пока проблематичного) источника алмазов в шельфовых россыпях могут рассматриваться и породы кимберлитового/лампроитового комплекса, с которыми связаны ореолы рассеяния минералов "алмазной" ассоциации (пиропы, хромшпинелиды, оливина, хромдиоксида и пр.) и единичные находки мелких алмазов в

прибрежно-морских отложениях Японского моря (данные А.И.Ромашина и Л.А.Изосова).

Особый минерагенический облик свойственен Балтийской россыпной провинции, которая является крупнейшей янтареносной провинцией Мира. В ее составе присутствуют также титановые минералы и циркон. Источником янтаря, относящегося к группе каустобиолитов, являются угленосные формации верхнего мела-эоцена с флорой голосеменных пород (*Gurpospermae*), однако промышленные концентрации янтаря возникают при его переотложении в морской среде, где происходит его изменение с образованием янтарной кислоты, в силу чего янтарь приобретает необходимые ювелирно-поделочные свойства.

Формирование шельфовой россыпной минерализации Азово-Черноморского бассейна, находящегося в границах России, происходит за счет региональных источников питания - расположенных на севере кристаллических пород Азовского щита и осадочных пород чехла Русской плиты, а на юге поднятия Главного Кавказского хребта. Главные пути поступления тяжелых минералов - (Пра)-Дон с притоками и (Пра)-Кубань, поставляющие в береговую зону сарматского миоценового бассейна и в современную береговую зону тяжелые рудные минералы (ильменит, рутил, лейкоксен, циркон) и сопутствующие им гранат, ставролит, корунд, эпидот, мелкие алмазы и тонкое золото.

В соответствии со структурными различиями шельфовых областей и внутриконтинентальных бассейнов и отмеченными особенностями их минерагенической специализации в пределах шельфовых областей России выделяются четыре собственно шельфовые россыпные мегапровинции - Западно-Арктическая, Центрально-Арктическая, Восточно-Арктическая и Дальневосточная. На площади этих провинций располагаются около 20 россыпных зон с 47 россыпными и потенциально россыпными районами (Иванова и др., 1999), в том числе 21 район с россыпными месторождениями и россыпными проявлениями, в различной мере разведанными и оцененными. В их числе 32 золотоносных россыпных района, в том числе 13 на арктическом шельфе, 7 оловоносных россыпных районов, из которых безусловным лидером является Северо-Ляховский район, и 3 россыпных района с железистыми (титаномагнетитовыми) россыпями. Кроме того, в Восточно-Арктической мегапровинции выделяется несколько районов развития россыпей ископаемого мамонтового бивня (Смирнов, 2004).

Современный уровень изученности шельфовых областей позволяет считать, что в ряде районов имеются перспективы обнаружения рудных объектов, т.е. они могут рассматриваться как потенциально рудно-россыпные районы. Рудные источники представлены как рассеянной минерализацией, так и самостоятельными месторождениями, в том числе промышленного уровня. Среди россыпных районов, приуроченных к островным морфоструктурам, наибольший интерес с точки зрения возможности обнаружения масштабного коренного оруденения представляют Североземельский золотоносный район (Недра..., 1999) и Северо-Ляховский оловоносный район (Смирнов, 2000).

Значительный россыпной потенциал связан также с находящимися в пределах зоны экономических интересов России кайнозойскими бассейнами и

палеобассейнами внутренних морей - Балтийского, Черного и Азовского.

Таким образом, рассматривая шельфовые области как самостоятельный объект минерагенического анализа, с учетом шельфов внутренних морей в России могут быть выделены следующие россыпные мегапровинции и провинции (см. **рис. 7.3** и **таблицу 7.1**):

1. *Западно-Арктическая мегапровинция* (Беломоро-Баренцевоморская) - комплексные титано-циркониевые и титан-цирконий-редкометалльные и гранатовые ПМР, находки алмазов.

2. *Центрально-Арктическая мегапровинция* (восточная часть Карского моря и западная часть моря Лаптевых) - россыпи золота, россыпные проявления тяжелых минералов (комплексные ПМР), титановых минералов, потенциальная алмазоносность.

3. *Восточно-Арктическая мегапровинция* (восточная часть моря Лаптевых, моря Восточно-Сибирское и Чукотское) - россыпи олова и золота (попутно редкие и редкоземельные минералы), россыпи мамонтового бивня, агатов.

4. *Дальневосточная мегапровинция* (моря Берингово, Охотское, Японское) - россыпи и россыпные проявления золота, МПГ, железистых песков (титаномагнетита), оловоносные, хромитовые, комплексные титано-циркониевые, янтареносные.

5. *Балтийская провинция* (Гданьский залив) - россыпи янтаря, комплексные россыпи тяжелых минералов.

6. *Азово-Черноморская провинция* - комплексные титано-циркониевые россыпи и россыпные проявления, концентрации мелкого и тонкого золота в песчано-гравийных смесях (ПГС) в пляжевых и донных осадках.

Первые три мегапровинции располагаются в пределах пассивных шельфов, Дальневосточная мегапровинция тяготеет к активной шельфовой области, а две последние провинции связаны с морями внутриплитных бассейнов.

#### **7.4. Особенности кайнозойского литогенеза шельфовых областей и его влияние на россыпеобразование**

На примере шельфовых областей России можно проследить, что на условия формирования, состав и продуктивность кайнозойских россыпей шельфовых областей значительное влияние оказало существенное изменение климата - от паратропического и субтропического в эоцене (в том числе и в субарктической области) к умеренному с признаками первого существенного похолодания в начале миоцена и к субарктическому и арктическому (в Арктике) с конца плиоцена. Произошел постепенный переход типа литогенеза от субтропического к криогенному (в том числе с элементами аридности) и полярному ледниково-ледовому. Соответственно изменился зональный тип выветривания в области питания россыпей - от кор химического выветривания каолинового профиля, образующих базальные горизонты кайнозойского осадочного чехла, до специфических сапролитовых кор выветривания, характерных для второй половины кайнозоя (Дальневосточная

шельфовая область) и криогенных кор выветривания на протяжении большей части плейстоцена (Восточно-Арктическая шельфовая область). В результате на смену вмещающим россыпи достаточно минералогически "зрелым" кварц-полевошпатовым пескам с глинистым заполнителем и угленосным осадкам приходят относительно минералогически слабо дифференцированные осадки, характеризующиеся повышенным содержанием алевритовой составляющей и присутствием льда в виде цемента и включений жильных льдов (Шило, 2002).

Смена условий осадконакопления на фоне других событий кайнозойской истории привела к тому, что на протяжении кайнозоя произошло определенное изменение соотношения между различными типами россыпных концентраций. Известно, что глубокое химическое выветривание пород на суше при прочих равных условиях повышает роль региональных источников питания (с убогими содержаниями рудных минералов) в формировании россыпных концентраций и является благоприятным для накопления в прибрежной зоне морей комплексных россыпей, образованных наиболее устойчивыми минералами (циркон, рutil, ильменит, кианит, ставролит, силлиманит и др.) преимущественно тонкопесчаной и крупноалевритовой размерности (россыпи тяжелых минералов, россыпи дальнего переноса). Иными словами, для областей (периодов) паратропического и субтропического гумидного климата характерно сочетание различных по составу (мономинеральных и полиминеральных) россыпей ближнего сноса, тесно ассоциирующих с корами выветривания, - на суше с комплексными прибрежно-морскими россыпями тяжелых минералов (по побережьям морей). Такая обстановка была характерна для седиментационных бассейнов северной части Евразии в эоцене, олигоцене, а в южной - и в миоцене.

Выше отмечалось, что в условиях криогенного литогенеза, как было показано Н.А.Шило, Ю.В.Шумиловым, З.С.Никифоровой, Л.В.Спорыхиной и другими исследователями, меняются механизмы высвобождения и миграции россыпеобразующих минералов, способствуя, с одной стороны, переносу части рудных минералов в обломках породы (гальке), а с другой - продуцируя значительное количество материала тонкопесчаной и алевритовой размерности. Такие условия способствуют также относительной сохранности в россыпях минералов невысокой гипергенной устойчивости (киноварь, вольфраматы, оливин и пр.). Кроме того, ледовитость морей обусловила существенное сокращение периода деятельности волновых процессов, что препятствовало совершенной сепарации обломочного материала в прибрежной зоне, и образованию комплексных россыпей тяжелых минералов. Все сколько-либо значительные четвертичные прибрежно-морские россыпи арктической шельфовой области относятся к классу россыпей ближнего сноса. Наконец, формирование в плейстоцене на обширных пространствах азиатской части Арктики ледово-лессовых покровных комплексов ("едома", "muck"), составляющих один из основных элементов криогенного литогенеза, также имело важные последствия для шельфового россыпеобразования. С одной стороны, накопление осадков едомной толщи привело к резкому сокращению области действия россыпеобразующих процессов на древней, ныне затопленной Берингской суше. С другой стороны, ледово-лессовые образования с многочисленными костными остатками мамонтового комплекса

явились материнскими породами для формирования на обширных осушках, образовавшихся в результате термоабразии, совершенно "нового" типа россыпей - остаточных россыпей мамонтового бивня. Эти постоянно регенерируемые россыпи ценного поделочного сырья формируются исключительно в условиях криогенного литогенеза (Смирнов, 2004).

### 7.5. Эволюция россыпеобразования в шельфовых областях России

Приведенные выше данные свидетельствуют о длительной и сложной истории кайнозойского россыпеобразования в шельфовых областях. При этом нижний возрастной рубеж установленных промышленных и потенциально промышленных концентраций в россыпях существенно различается в зависимости от тектонических особенностей того или иного сектора шельфовой области, его структурного типа, особенностей кайнозойской истории. Вовлечение в сферу экономических интересов погребенных и затопленных россыпей, характерных для шельфовых областей, зависит также и от конъюнктуры того или иного вида минерального сырья. Как показывает эволюционный анализ минерации россыпей, выполненный для шельфовых областей России (Геология..., 2004; Патык-Кара, 2005), процессы россыпеобразования протекали здесь в соответствии с развитием океанических бассейнов, с которыми эти провинции связаны. Таких бассейнов было три: Арктический, Тихоокеанский и океан Тетис.

Развитие кайнозойских россыпных мегапровинций, располагающихся в пределах *Арктической шельфовой области* (см. рис. 7.3) и входящих в состав Арктической геопредезии (в понимании Ю.Е.Погребницкого), тесно связано с историей Евразийского океанического бассейна в Арктике, а именно с двумя главнейшими этапами его эволюции - рифтогенным (поздний мел-палеоцен) и спрединговым с различными скоростями спрединга (эоцен-четвертичное время) (Хаин, 2001; Грамберг, 2002). Характерно, что именно на рубеже этих двух этапов и произошли принципиальные изменения в размещении россыпей на континентальной окраине. В это время закрываются и исчезают морские потенциально россыпеносные бассейны в отдельных секторах шельфовой области - в Баренцевом, Карском, отчасти в западной части Лаптевского бассейнов; одновременно заметно усиливается деструкция континентальной окраины и прогрессируют процессы прибрежно-морского россыпеобразования в восточном секторе арктической области (Патык-Кара и др., 2002).

Крайний запад рассматриваемой арктической шельфовой области, примыкающий к Балтийскому щиту, служившему центром покровных оледенений, характеризуется отсутствием древних россыпных концентраций (см. главу 3). Все известные в Западно-Арктической (Баренцево-Беломорской) шельфовой мегапровинции россыпи имеют позднплейстоценовый и голоценовый возраст и располагаются в пределах современных пляжей и на низких морских террасах. Повышенные концентрации тяжелых минералов отмечены также на прибрежном

мелководье до глубин 5-10 м. Проблематичной пока остается потенциальная алмазоносность затопленных долин (горло Белого моря). Транспорт россыпеобразующих минералов осуществляется через систему промежуточных коллекторов, в качестве которых выступают как четвертичные ледниковые и водно-ледниковые образования, так и более древние, преимущественно палеозойские коллекторы. Промышленные россыпи в пределах провинции не выявлены, и ее перспективы в целом оцениваются как весьма неопределенные.

Более "полной" выглядит история формирования россыпей в центральном и, особенно, в восточном секторах Арктической шельфовой области, где промышленные россыпи золота и олова приурочены как к базальным горизонтам кайнозойского чехла, так и к определенным стратиграфическим уровням внутри него. При этом, в кайнозойской истории развития Восточно-Арктической шельфовой области (ВАШ) удастся выделить следующие несколько этапов, в целом соизмеримых по своей продолжительности, за исключением последнего, незавершенного (рис. 7.4).

В ряде случаев сохранились и более древние металлоносные коллекторы, например, юрские золотоносные конгломераты Кунарской депрессии в Челюскинском районе (Недра..., 1995).

Россыпная минерализация палеоцен-эоценового и олигоценового (включая ранний миоцен) этапов развития шельфовой области на протяженных пространствах от побережья Таймыра до Чукотки характеризуется такими типичными платформенными формациями, как металлоносные коры выветривания и аллювиальные россыпи ближнего сноса в широких планиморфных долинах и слабо врезанных логах, сформировавшимися в условиях предельного выравнивания территории (эоценовые и олигоценовые пласты золотоносных россыпей северного фланга Куларского района, нижний пласт Чаанайской россыпи золота, планиморфные россыпи олова Северо-Ляховского района) (рис. 7.5). Распространение трансгрессии в область эоценового пенеппена привело к формированию прибрежно-морских россыпей (Унгинская и Водораздельная россыпи золота в Североземельско-Челюскинской зоне). К этому времени относится также формирование нижних пластов россыпей в зонах тектонических уступов и в грабен-долинах, представляющих собой локальные деструктивные структуры, сопряженные с более крупными прогибами, по которым проникало море во время трансгрессий. Не исключено также потенциальное присутствие в составе этих терригенных формаций и комплексных россыпей тяжелых минералов, которые вряд ли могут иметь промышленное значение.

Усилившаяся в миоцене деструкция континентальной окраины в области Восточно-Арктического шельфа (ВАШ) определила две тенденции эволюции россыпеобразования. С одной стороны, произошло частичное расчленение пенеппена, врезание долин и формирование богатых золото- и оловоносных пластов, обогащенных продуктами перемыва коры выветривания (нижние пласты многих погребенных россыпей), а с другой - имела место обширная трансгрессия, с которой связаны наиболее богатые рудные пласты прибрежно-морского генезиса (например, в Северо-Ляховском оловоносном районе) (рис. 7.6). Обе эти тенденции усилились в начале последнего, плиоцен-

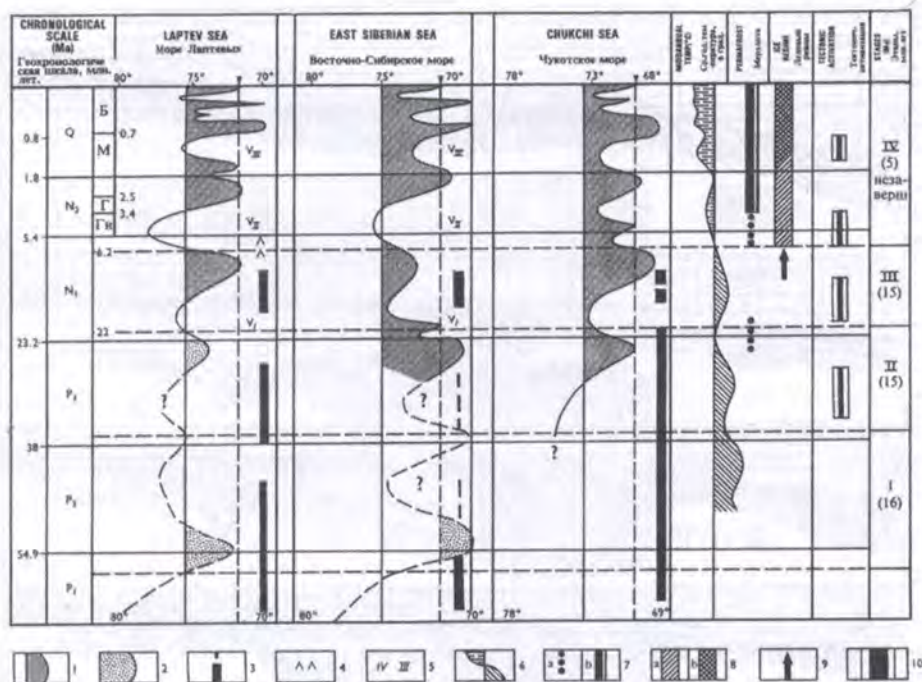
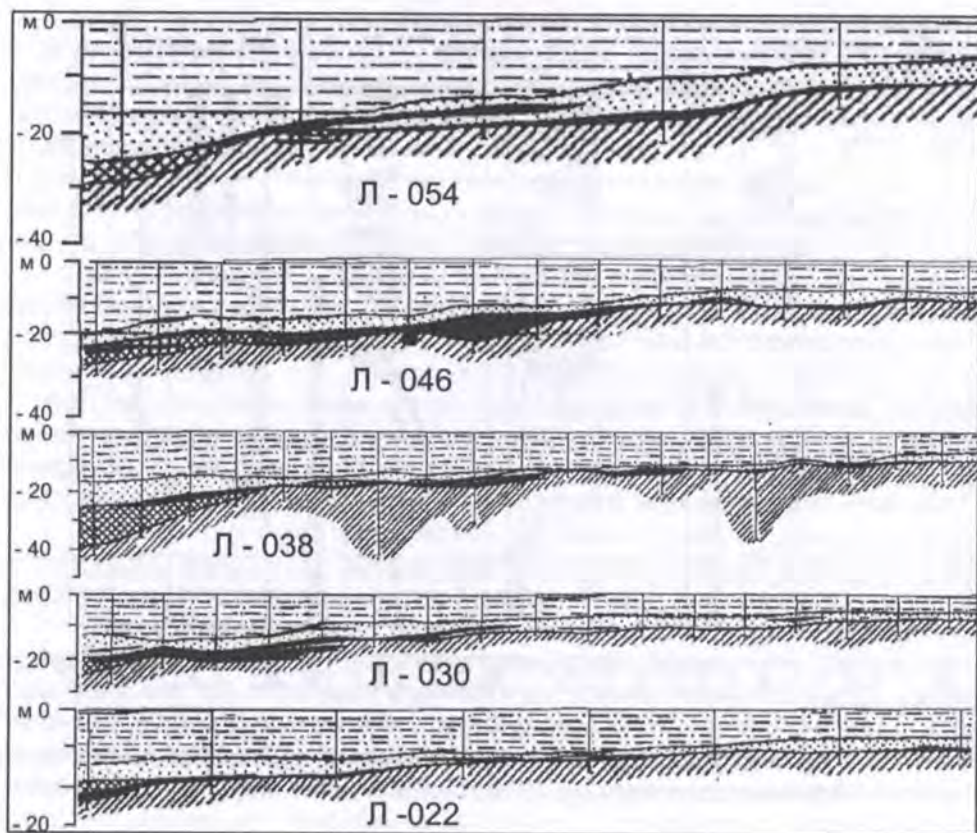


Рис. 7.4. Схема корреляции основных событий кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа (Патык-Кара и др., 1989)

1 - максимумы трансгрессий; 2 - максимумы ингрессий; 3-5 - периоды: 3 - выравнивания и корообразования, 4 - развития покровных суглинков, 5 - врезания долин; 6 - кривая колебаний среднегодовых температур; 7 - возникновение мерзлоты: а - сезонной, б - многолетней; 8 - развитие ледового покрова в морях: а - эпизодического, б - постоянного; 9 - приток тихоокеанских вод; 10 - эпохи тектонической активизации. Палеомагнитная шкала: эпохи: Б - Брунес, М - Матуяма, Г - Гаусс, Ги - Гилберт.

четвертичного этапа (вплоть до начала плейстоцена), однако прогрессирующее погружение окраины континента, распространение трансгрессий и аккумуляция осадков на приморской равнине с постепенным переходом к ледово-криогенному типу литогенеза резко сократили арену россыпеобразования, ограничив ее небольшими по площади островными возвышенностями и непосредственным подножием горного обрамления. Одновременно произошло погребение более древних континентальных и прибрежно-морских россыпей. Следует обратить внимание на то, что эволюция россыпеобразования в оловоносных районах ВАШ (рис. 7.7) во многом напоминает таковую в области оловоносного Индонезийского шельфа (см. рис. 7.1).

Весьма спорно определение нижнего возрастного рубежа россыпеобразования в Центральном (Карском) секторе Арктической шельфовой области. Какие-либо достоверные сведения о древних россыпных концентрациях на самом шельфе отсутствуют. Если же рассматривать

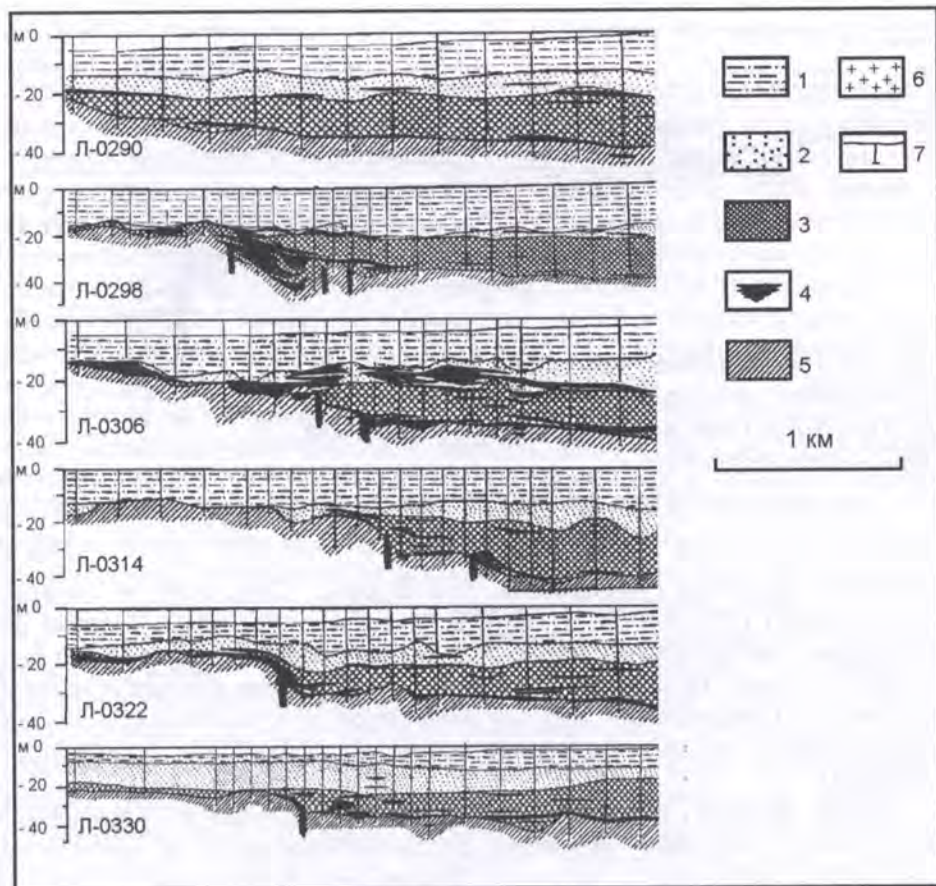


**Рис. 7.5.** Субмаринная планиморфная россыпь олова в связи с погребенным пенепленом, переработанным в ходе трансгрессий (месторождение олова Боругоа в Северо-Ляховском районе) (Россыпные..., 2001)

Условные обозначения см. на рис. 7.6.

обширные эпиконтинентальные моря, существовавшие здесь в конце мезозоя и особенно в начале кайнозоя, а также учитывать глубокое проникновение в пределы современной суши четвертичных морских трансгрессий, то можно говорить о нескольких временных рубежах потенциального россыпеобразования в кайнозое в этом секторе Арктической области. Ранние этапы потенциального прибрежно-морского россыпеобразования в этом секторе связаны с внутренними морями Северного Паратетиса, соединявшимися с Арктическим бассейном. Наиболее важными из них, безусловно, являются эоценовый (кусковская свита) и олигоценовый (атлым-новомихайловская свита). Ближайшие к северной границе суши достоверно установленные концентрации тяжелых минералов в прибрежно-морских





**Рис. 7.6.** Погребенная субмаринная полигенная (континентальная и морская) россыпь олова в зоне тектонического уступа (месторождение Западное в Северо-Ляховском районе) (Россыпные..., 2001)

1 - полигенные покровные плейстоцен-голоценовые отложения (торфа россыпи); 2 - прибрежно-морские отложения верхнелиоцен-нижнелистоценового возраста, оловоносные; 3 - полигенные палеоцен-нижнемиоценовые отложения, оловоносные; 4 - рудные пласты; 5-6 - породы плотика: 5 - верхнеюрские терригенные породы, 6 - нижнемеловые гранитоиды, 7 - буровые скважины.

осадках атлымской-новомихайловской свиты располагаются севернее широтного отрезка р. Оби, в области северных склонов Сибирских увалов, однако формирование их произошло уже в условиях изоляции внутреннего моря от Арктики, которое произошло в среднем эоцене на рубеже люлинворского и тавдинского веков. Следует добавить, что вторая половина палеогена, в особенности олигоцен, и миоцен - вообще одна из наиболее продуктивных в отношении формирования комплексных ПМР эпох на



обрывах Восточно-Арктических морей (Восточно-Якутская костеносная россыпная провинция) (Смирнов, 2004).

*Дальневосточная россыпная мегапровинция*, объединяющая шельфовые моря Берингова, Охотского и Японского морей, а также восточное побережье Камчатки и Курильских островов, гетерогенна в тектоническом отношении. В строении основания ее периферической части принимают участие структуры восточного фланга Верхояно-Колымского супертеррейна, Чукотского террейна, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Камчатко-Корякской и Сихоте-Алиньской аккреционных систем и др. Впадины Берингова и Охотского морей, так же, как и Командорская и Курильская островные дуги, имеют позднепалеоценовый-эоценовый возраст, а впадина Японского моря - миоценовый (Хаин, 2001). Соответственно, эта мегапровинция характеризуется, по крайней мере, двумя стилями россыпеобразования. Один из них характерен для Чукотского сектора, связанного с Берингоморским шельфом; он во многом близок к наблюдаемому в области Восточно-Арктического шельфа и охватывает вторую половину кайнозоя, начиная с миоцена. Иной стиль присущ Камчатскому, Курильскому, Сахалинскому и Япономорскому секторам; он типичен для активных континентальных окраин и характеризуется довольно коротким периодом россыпеобразования.

Россыпной потенциал мегапровинции определяется молодым, преимущественно позднемиоценовым-кайнозойским возрастом россыпеобразующего оруденения, а также практическим отсутствием древних россыпеносных осадков, которые известны лишь на площади весьма ограниченных выходов древних пород (Patuk-Kara, Ivanova, 2004). Наиболее древние россыпные концентрации золота установлены в миоценовых конгломератах берингоморского сектора и в плиоценовых пролювиально-аллювиальных конгломератах западного побережья Камчатки, служащих промежуточными коллекторами для современных пляжевых россыпей. Важной особенностью северного сектора Дальневосточной россыпной шельфовой мегапровинции является участие позднеплейстоценовых долинных ледников и ледников подножья, морены которых выступают в качестве промежуточных источников россыпеобразующих минералов для пляжевых и литоральных россыпей. Редкие находки золота в более молодых аллювиальных осадках, в том числе залегающих ниже уровня моря, не дают основания говорить о четко выделяемых эпохах россыпеобразования. В качестве таковой уверенно выделяется только поздний плейстоцен-голоцен фактически современная эпоха, с которой связаны все сколько-либо значимые россыпные концентрации золота и платиноидов в затопленных долинах, пляжевые и террасовые россыпи титаномагнетита, золота, хромшпинелидов.

Эволюция кайнозойского россыпеобразования в *Азово-Черноморской провинции* связана с заключительными этапами развития восточной части океана Тетис в палеоцене и возникшим на его месте крупным внутриконтинентальным бассейном - Паратетисом (Атлас..., 1991). Максимальное распространение кайнозойских трансгрессий отмечено в эоцене, когда окраинные моря Паратетиса соединялись на востоке через Тургайский прогиб и Западносибирское внутреннее моря с Арктическим бассейном (Ахметьев, 2002), а на севере через систему проливов с бассейном,

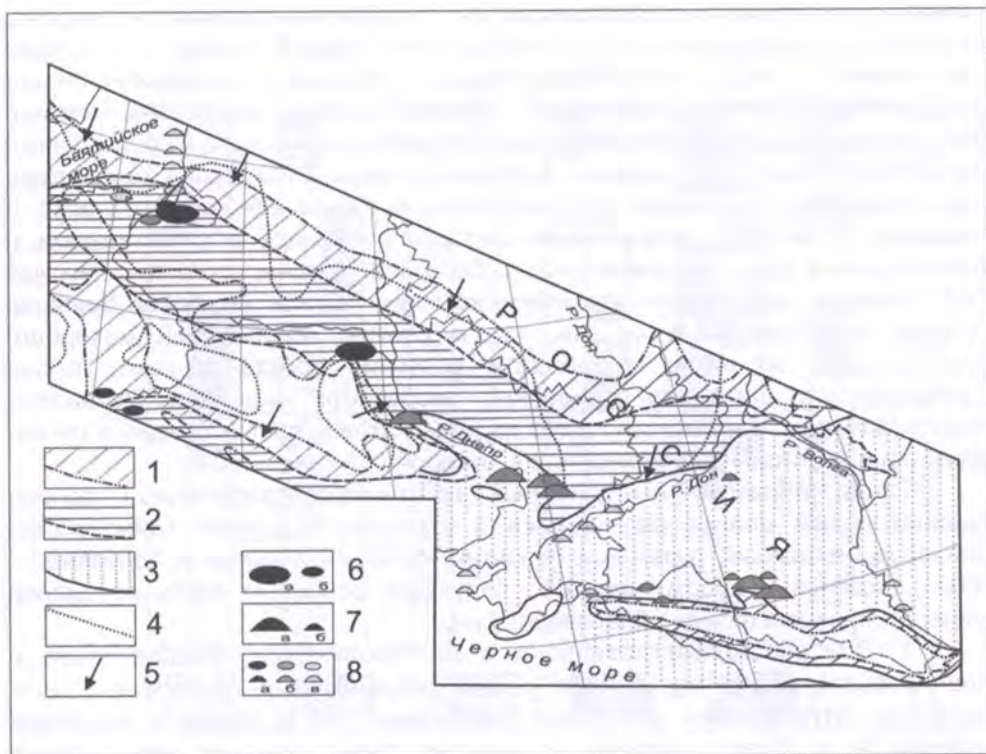
занимавшим Польско-Литовскую синеклизу. В олигоцене произошло обособление Паратетиса от океана (рис. 7.8). На дальнейшее развитие шельфовой области оказало влияние надвигание на край Скифской плиты структур Большого Кавказа, что привело в миоцене к постепенному сокращению морского бассейна и его изоляции от океана (Хаин, 2001).

С ростом сооружений Большого Кавказа впервые за время киммерийско-альпийского ("тетического") мегаэтапа формирования комплексных прибрежно-морских россыпей по южному флангу Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на юге возник дополнительный источник сноса кластогенных минералов, вопрос о вкладе которого в образование миоценовых ПМР Азово-Черноморской россыпной провинции (Бешпагир и другие россыпи Ставропольского свода) продолжает широко дискутироваться. Предполагается, что ВЕП продолжала оставаться основным источником питания россыпей, связанных с занимавшим Скифскую плиту морским бассейном. Дополнительным же источником материала могла служить молодая Кавказская островная суша, на значительной части которой в это время обнажались юрские терригенные породы, в которых установлены повышенные содержания кластогенных тяжелых минералов, в том числе циркона, основные источники которых располагались на севере (Шило и др., 2004). Справедливости ради надо отметить, что существует и альтернативная точка зрения, согласно которой Большой Кавказ являлся главной питающей провинцией шельфовых россыпей сарматского бассейна (Веремеева и др., 2004).

Второй по значимости эпохой шельфового россыпеобразования в Азово-Черноморском регионе является современная (голоценовая) эпоха с непромышленными комплексными ПМР североазовского побережья, Тамани и Анапской пересыпи, а также концентрациями мелкого и тонкого золота в донных осадках Азовского моря.

*Балтийская провинция* прибрежно-морских россыпей ассоциирует с типичными внутриконтинентальными кайнозойскими водоемами, наложенными на южный склон Балтийского шита и часть Польско-Литовского (юрско-мелового) прогиба, возникшего как отголосок спрединга в Северной Атлантике. Этот этап весьма важен для истории кайнозойского россыпеобразования в Балтийской провинции, поскольку выполняющие прогиб нижнеюрские, нижне- и верхнемеловые терригенные осадки явились одним из главных источников (промежуточным коллектором) для более молодых россыпей по берегам современной Балтики (Евзеров, 2004). Другая особенность провинции, как уже отмечалось выше, - ее своеобразный минерагенический профиль, определяемый широким развитием янтарных россыпей (принадлежащих к классу каустобиолитов), которые, согласно В.С.Трофимову (1974), образуют здесь две крупнейшие янтареносные субпровинции - Балтийско-Днепровскую и Карпатскую.

Первая и главная эпоха прибрежно-морского кайнозойского россыпеобразования приходится на поздний эоцен - ранний олигоцен и ассоциирует с системой мелководных прогибов, занимавших южную часть Польско-Литовской синеклизы, Припятскую, Прикарпатскую впадины и шельфовые моря северо-западной Атлантики с морями Паратетиса. С осадками этих бассейнов связаны крупнейшие в Мире прибрежно-морские



**Рис. 7.8. Схема размещения прибрежно-морских (литоральных и пляжевых) янтарных и комплексных россыпей тяжелых минералов в системе эоцен-олигоценых, миоценовых и современных бассейнов Балтийской и Азово-Черноморской шельфовых россыпных провинций (Патык-Кара, 2005)**

1-3 - расположение морского бассейна: 1 - в позднем эоцене, 2 - в раннем-среднем олигоцене, 3 - в миоцене (сарматское время); 4 - области континентальной аккумуляции в миоцене; 5 - направление сноса материала с суши; 6 - россыпи янтаря: а - промышленные месторождения, б - проявления; 7 - россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые): а - промышленные месторождения, б - мелкие месторождения и проявления; 8 - возраст россыпей: а - эоцен-олигоценые, б - миоценовые, в - четвертичные.

россыпи янтаря Самбийского полуострова (Пальменикенское и Приморское месторождения), а также россыпи Южного Полесья (Клесовское месторождение и др.) (Россыпные..., 1997).

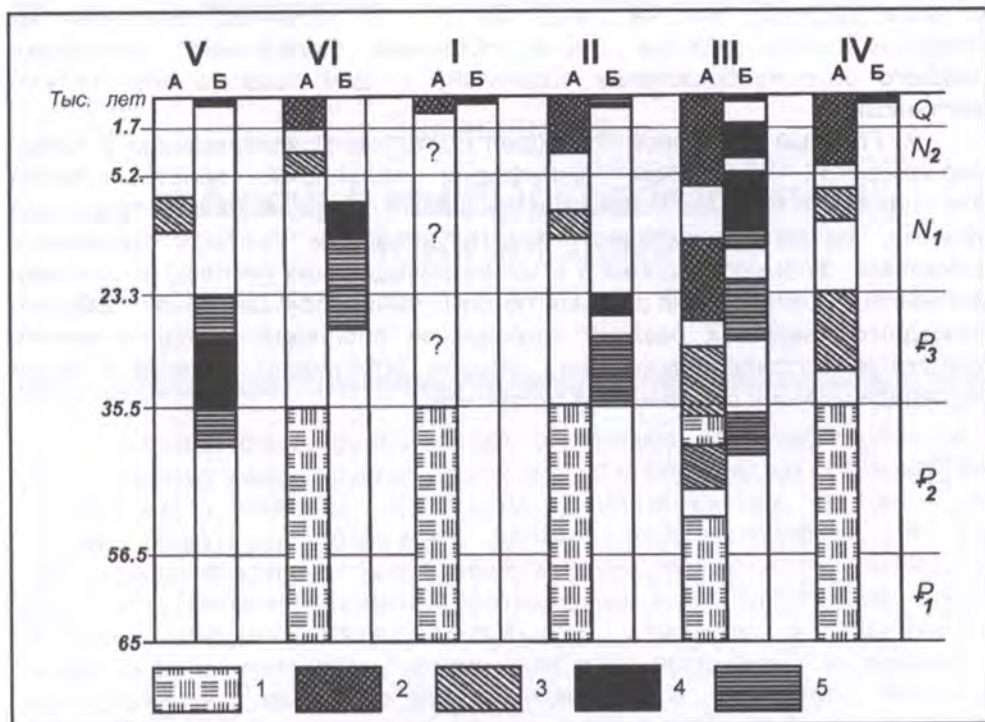
На средний миоцен приходится вторая эпоха, с которой связаны вторичные аккумуляции янтаря в аллювиальных осадках, обычно непромышленные. Неоднократные плейстоценовые оледенения в целом способствовали разному и рассеянию янтаря, но в отдельных благоприятных

условиях (например, на Самбийском п-ве) эоценовые прибрежно-морские россыпи и перекрывающие их миоценовые осадки лежат под толщей ледниковых и водно-ледниковых осадков. Возобновление россыпеобразования связано с установлением прибрежно-морской обстановки в конце четвертичного периода (Литориновое море и современный бассейн). Этот этап продолжается и поныне: вымываемый со дна моря янтарь накапливается в пляжевых осадках вдоль всего побережья Гданьского и Рижского заливов. С отложениями Литоринового моря и с пляжевыми и литоральными фациями современного бассейна связаны также комплексные ПМР тяжелых минералов, источником которых явились как более древние, прежде всего меловые осадки, так и свежий обломочный материал, принесенный ледником из области развития кристаллических пород Скандинавского щита, что определило "незрелость" минерального состава песков, а именно повышенную долю полевошпатовой составляющей в легкой фракции и неустойчивых минералов в тяжелой (Евзеров, 2004).

Таким образом, выполненный на палеогеографической основе сравнительный анализ размещения и строения россыпей кайнозойских шельфов, нашедший отражение в картах Атласа "Геология и полезные..." (2004), позволяет сформулировать следующие основные черты россыпной минерагении шельфовых областей России:

1. Все россыпные провинции и мегапровинции, ассоциирующие с шельфовыми областями России, имеют комплексный полиминеральный профиль, отражающий сочетание различных типов пород и коренных источников в области питания и сложную трансформацию минеральных парагенезисов россыпей в процессе переноса и многократного переотложения материала в условиях чередования этапов преимущественно континентального и прибрежно-морского литогенеза.

2. Для кайнозойского россыпеобразования в шельфовых областях России характерна отчетливая метахронность развития, причем количество и возрастная позиция основных рубежей установленного промышленного и потенциального россыпеобразования существенно различаются в зависимости от тектонических особенностей того или иного сектора шельфовой области и ассоциируют с развитием сопредельных океанических бассейнов (рис. 7.9). В Арктическом секторе шельфовой области положение эпох россыпеобразования, стиль их развития и относительная продуктивность коррелируются с двумя главнейшими этапами эволюции Арктической части Евразийского океанического бассейна - рифтогенным (поздний мел - палеоцен) и спрединговым (эоцен-четвертичное время). Именно с последним этапом связаны основные эпохи как континентального, так и собственно шельфового (прибрежно-морского) россыпеобразования в Центрально-Арктической и в Восточно-Арктической мегапровинциях. Метахронность россыпеобразования в арктических областях проявляется в том, что, если в центральном секторе в конце эоцена практически закрываются потенциально россыпеносные морские бассейны, связывавшие Арктический бассейн с морями восточного Паратетиса, то в восточном секторе именно на этот рубеж приходится начало мощных деструктивных процессов, обусловивших поэтапную перестройку структурного плана континентальной окраины с



**Рис. 7.9.** Соотношение эпох континентального (А) и шельфового (прибрежно-морского) (Б) россыпеобразования в кайнозойских шельфовых областях России (Патык-Кара, 2005)

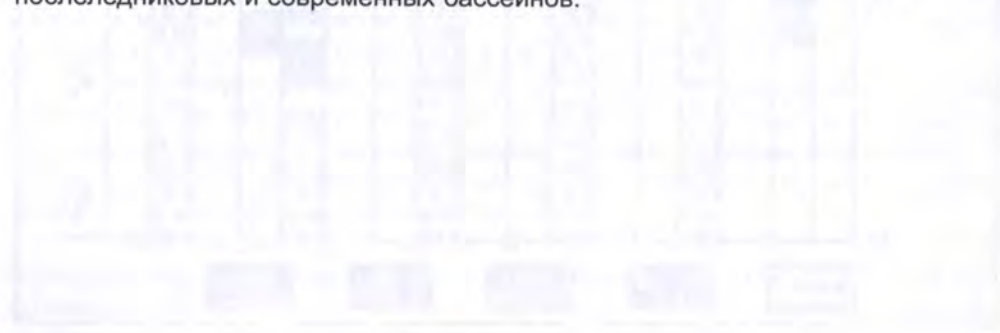
1-5 - эпохи: 1 - выравнивания и корообразования, 2 - формирования континентальных россыпей промышленного уровня, 3 - то же, непромышленных и потенциально промышленных, 4 - прибрежно-морского россыпей промышленного уровня, 5 - то же, потенциально промышленных и непромышленных. I-VI - мегапровинции и провинции: I, II, III - связанные с Арктическим бассейном (I - Западно-Арктическая, II - Центрально-Арктическая, III - Восточно-Арктическая мегапровинции), IV - то же, с Тихоокеанским бассейном (Дальневосточная мегапровинция), V, VI - то же, с Паратетисом (V - Балтийская, VI - Азово-Черноморская провинции).

чередованием эпох континентального и прибрежно-морского россыпеобразования, пик продуктивности которых приходится на миоцен и плиоцен-ранний плейстоцен.

3. Дальневосточная россыпная мегапровинция, располагающаяся в пределах активной континентальной окраины северо-западного сектора Пацифики, характеризуется преимущественно меловым-кайнозойским возрастом россыпеобразующего оруденения. Главная эпоха, с преобладанием континентального россыпеобразования, имеет здесь плиоцен-четвертичный возраст при абсолютном преобладании среди промышленных объектов молодых, преимущественно плейстоценовых и голоценовых россыпей,

которые залегают как на суше, так и в затопленном состоянии на континентальном шельфе. Эпоха собственно шельфового, прибрежно-морского россыпеобразования ограничена концом позднего плейстоцена-голоценом.

4. Главный россыпной потенциал Балтийско-Приднепровской и Азово-Черноморской россыпных шельфовых провинций, пространственно совпадающих с мезо-кайнозойскими прогибами северного фланга тетической области, связан преимущественно с древними прибрежно-морскими россыпями, формировавшимися в эоцен-олигоценых (янтарь) и олигоцен-миоценовых (комплексные россыпи тяжелых минералов) бассейнах. Закрытие последних привело к резкому сокращению площадей и эффективности процессов россыпеобразования, которое ограничено береговой зоной послеледниковых и современных бассейнов.





---

---

## Заключение.

# ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

---

---

Завершая обзор региональных обстановок россыпеобразования в рамках главных типов структур земной коры с присущими им особенностями тектонического развития, магматизма, набора рудных, в том числе россыпеобразующих, формаций, режима осадконакопления, тектоно-геоморфологической эволюции поверхности, унаследованности современных обстановок россыпеобразования по отношению к предшествующим этапам развития (или отсутствия таковой), т.е. факторов, в совокупности определяющих минерагенический профиль россыпных провинций и мегапровинций, мы неизбежно подходим к проблеме эволюции россыпеобразования как в рамках отдельных крупных таксонов, соответствующих главным типам структур земной коры, так и в целом в истории Земли.

Проблема эволюции рудообразования в минерагении неизбежно встает перед исследователем в независимости от того, является ли объектом исследования определенный минеральный тип месторождений или широкий спектр месторождений полезных ископаемых. Достаточно напомнить точку зрения, высказанную более 20 лет назад Д.В.Рундквистом (1984,1989), что рудные образования, представляющие собой парагенезисы, формации и месторождения, наиболее точно отражают эволюцию вещества в неживой природе. Классическим выражением направленно-циклического развития рудогенеза в ходе эволюции земной коры являются всем известные геолого-металлогенические этапы В.И.Смирнова (1984). Эволюционные аспекты эндогенного рудообразования, как известно, нашли отражение в работах О.П.Богатикова и его коллег, Н.Л.Добрецова, В.В.Ляховича, И.С.Грамберга, О.Г.Сорохтина, В.И.Старостина и многих других исследователей.

Столь же широк перечень работ, затрагивающих проблему эволюции осадочных бассейнов (Einsele, 1992) и связанного с ними осадочного рудообразования в различных его аспектах - от тектонического (Осадочные..., 2004 и др.) до климатически обусловленного (Ронов, 1983 и др.), общие и специальные аспекты которого в отечественной литературе наиболее ярко освещены в работах Н.М.Страхова, А.Л.Яншина, А.С.Соколова, В.Г.Кузнецова, А.М.Дымкина, В.Н.Холодова и др. Особое место занимают исследования, посвященные эволюции корообразования и гипергенного рудообразования в

истории Земли (А.П.Сидоренко, Б.М.Михайлов и др.), а также направленные на установление причинно-временных связей между эндогенными процессами в частности, магматизмом, и экзогенными процессами, прежде всего корообразованием (Савко и др., 1999). Как уже отмечалось во **введении**, знаменательным событием в развитии комплексного эволюционного минерагенического анализа является сводка "Историческая минерагения" (Зинчук и др., 2005, 2007), содержащая характеристику практически всех типов месторождений полезных ископаемых как эндогенных, так и экзогенных, и их распределения по этапам тектонического развития Земли.

В начале книги подчеркивалась "двойственная" природа россыпей, которые, с одной стороны, представляя собой продукт разрушения коренных пород, наследуют черты минерагении коренных источников, а с другой стороны, будучи составной частью общего миграционного потока твердого вещества в ходе денудационно-аккумулятивного цикла, являются составной частью осадочной оболочки Земли. Это определяет тесный парагенезис россыпей с коренными месторождениями и, одновременно, их закономерную позицию в процессах седиментогенеза (Патык-Кара, 2002). Иными словами, эволюция россыпеобразования как в рамках отдельно взятого месторождения или россыпного района, так и в рамках россыпных провинций, особенно полиминеральных, совмещает в себе влияние эндо- и экзогенных процессов и событий и сочетает признаки, отражающие:

- эволюцию эндогенного рудообразования, т.е. тектоническую позицию, возраст и наложение разнотипной россыпеобразующей минерализации;
- тектоно-геоморфологическую эволюцию земной поверхности, т.е. число и продолжительность геоморфологических циклов развития, определяющих время, условия и глубину вскрытия коренных источников, характер деструктивных и аккумулятивных процессов, условия транспортировки и концентрации россыпеобразующих минералов, сохранность россыпей в условиях меняющихся геоморфологических режимов;
- климатически обусловленную эволюцию седиментогенеза, отраженную в условиях мобилизации рудного вещества у поверхности Земли, смене типов литогенеза и свойственных последним типам россыпных концентраций и т.д.

Прослеживается также безусловная связь важнейших этапов россыпеобразования в истории Земли с такими глобальными событиями, как распад суперконтинентов. Для понимания того, каковы были основные тенденции в перегруппировке областей сноса, транзита и накопления аллотигенного обломочного материала и причин смены зональности распределения россыпных провинции, целесообразно учитывать основные моменты этого глобального процесса, выделенные В.Е.Хаиным (1996).

Например, распад Пангеи начавшийся во второй половине бата - раннеоксфордское время (165-150 млн. лет), приведший к образованию широтного бассейна, отделившего Гондвану от Лавразии и соединявшегося на западе с Тетисом, а чуть позже (157-140 млн. лет) к раскрытию Индийского океана, сопровождался обособлением новых областей сноса, перестройкой магистральных долинных систем, формированием новых бассейнов конечной седиментации. С этими событиями синхронизируется начало накопления осадочного чехла на молодых платформах, в том числе на столь отдаленных

друг от друга, как Западно-Сибирская, Скифско-Туранская, с одной стороны, и Восточно-Австралийская - с другой, где начинают впервые создаваться условия для концентрации тяжелых минералов в мезозойских терригенных формациях - процесс, получивший свое дальнейшее развитие в раннем кайнозое.

Нередко минерагенический облик россыпных провинций унаследован по отношению к минерагении более древних этапов их тектонического развития. Так, минерагения Северо-Американской Атлантической шельфовой россыпной провинции, облик которой определяют исключительно тяжелые минералы, наследует минерагению мезозойского осадочного чехла плитной структуры, сформированной на герцинском основании, а та, в свою очередь, обнаруживает преемственность по отношению к пассивной континентальной окраине раннепалеозойского океана Япетус, образованиями которой являются метаморфизованные россыпи тяжелых минералов в составе формаций Окое и Пинэйкл.

Вообще отмеченное В.Е.Хаиным (1996) временное отставание трансгрессий (от 15-30 до 150 млн. лет) и накопления осадочного чехла на материковых равнинах окраин (плитах) по отношению в начале деструкции континентов в рамках мегапровинций проявляется во временной последовательности россыпей денудационного цикла (преимущественно континентальных) и россыпей аккумулятивного цикла (преимущественно литоральных), приуроченных к пассивным континентальным окраинам и плитным структурам.

В каждом конкретном случае, когда речь идет о масштабных россыпных объектах, которые, как правило, формируются в течение достаточно продолжительного периода (не менее 10-15 млн. лет), обычно в несколько этапов, влияние эндогенных факторов (свойства коренного источника: его масштабы и состав руд, трансформированные через уровень среза и положение в рельефе) проявляется в нарастании (или снижении) продуктивности разновозрастных пластов и частей россыпи, вариациях их состава, в частности, в отраженной зональности россыпей. Влияние группы экзогенных факторов определяет чередование этапов врезания и аккумуляции, генетическую и фациальную изменчивость россыпи, пространственное соотношение и сохранность ее разновозрастных частей.

Особенно важен эволюционный подход для анализа ископаемых россыпей, формировавшихся в условиях отличного от существующего тектоно-геоморфологического состояния территории, что впервые было подчеркнуто В.С.Трофимовым (1984). При этом во внимание принимается тот факт, что, поскольку в эволюционном плане россыпи отвечают эпохам преимущественно деструктивного (континентального) развития территорий или достаточно узкому временному интервалу в начале трансгрессивных и регрессивных циклов, они сохраняются в геологически значимые отрезки времени при редко достигаемом сочетании благоприятных условий. Поэтому даже единичные находки ископаемых россыпей в составе древних формаций являются важным ключом к пониманию истории развития россыпеобразования в геологической истории Земли (Константиновский, 2000).

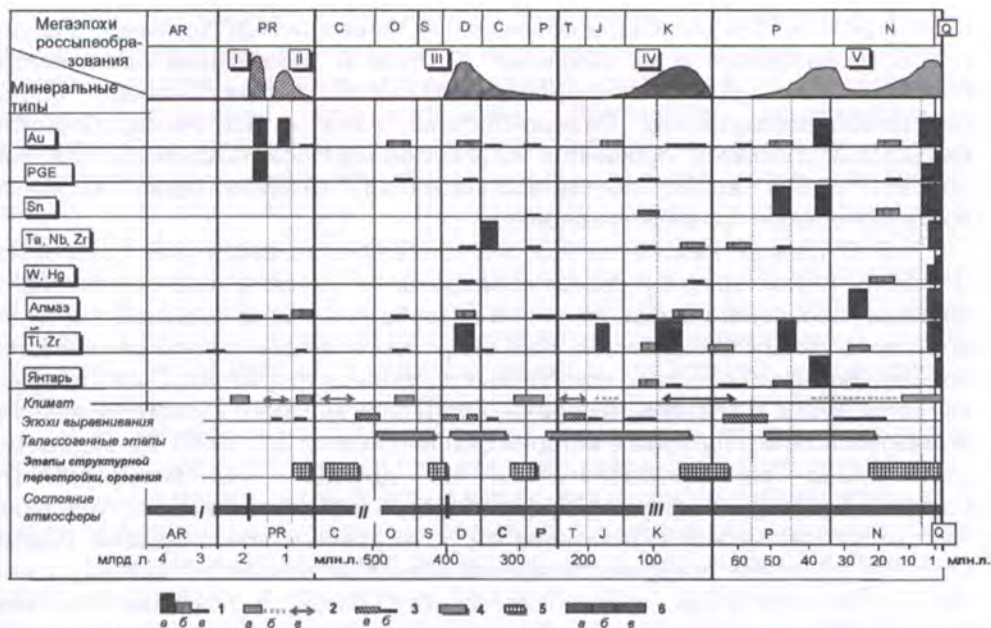
Эволюционные аспекты россыпеобразования проявляются особенно выпукло, если проследить закономерности распределения различных минеральных типов россыпей по эпохам геологической истории Земли, в их соотношении с основными эпизодами структурной перестройки (орогенеза, распада континентов, заложения океанов и пр.), периодами талассогенного развития, глобальными этапами выравнивания и корообразования, изменениями состояния атмосферы, флуктуациями климата и т.д. Принимая во внимание неполноту наших знаний о наиболее ранних эпохах россыпеобразования и неравную сохранность современных и ископаемых россыпей, можно все же отметить следующее (Патык-Кара, 2002) (рис. 8.1):

1. Выделяются по крайней мере 5 мегаэпох россыпеобразования (МЭ), в рамки которых укладываются все известные на настоящее время промышленные россыпи и сколько-либо значительные перспективные объекты. Это - нижний протерозой, верхний протерозой, вторая половина палеозоя, вторая половина мезозоя, весь кайнозой (незавершенный). Продолжительность фанерозойских МЭ россыпеобразования около 100 млн. лет, кроме последнего, незавершенного, длительностью всего 60 млн. лет. О продолжительности докембрийских МЭ можно судить с некоторой долей условности, поскольку, по-видимому, в каждой из них мы наблюдаем результат сложения нескольких эпох, что в конечном итоге и определяет "аномально высокий" уровень их продуктивности, а все известные крупнейшие раннепротерозойские россыпные месторождения (Тарква, Витватерсранд, Блэк-Хиллс) по существу представляют собой рудно-россыпные районы с пролонгированным во времени россыпеобразованием.

2. Если исключить по указанным соображениям из сравнения раннепротерозойскую МЭ, то второй по продуктивности, за кайнозоем, является вторая половина палеозоя. На эту МЭ приходятся такие объекты, как нижнекаменноугольная редкометалльная россыпь Томтор, погребенные палеозойские алмазоносные россыпи Якутии, девонские титаноносные (лейкоксеновые и ильменитовые) и полиминеральные (золото, редкие металлы, алмазы и пр.) россыпи Среднего Тимана, алмазоносная такатинская свита Западного Урала, титано-циркониевые россыпеносные формации серии Двейк, формации Карру и многие другие россыпные проявления.

3. "Вспышки" протерозойского и палеозойского россыпеобразования следуют сразу за этапами кардинальной перестройки атмосферы (и соответственно, характера обмена вещества на поверхности Земли) - сначала с бескислородной на кислородную, а затем на кислородную с участием наземной растительности в обмене веществ. В частности, как было показано А.А.Константиновским (2000), это нашло выражение в направленной смене парагенезисов тяжелых рудных минералов олигомиктовых россыпеносных формаций: сульфидно-безурановая ---> сульфидно-урановая ---> магнетит-мартитовая ---> гематитовая ---> маложелезистая.

4. Рамки отдельных МЭ, а также периоды преимущественного распространения в них континентальных и прибрежно-морских россыпей контролируются этапами орогении и глобальной структурной перестройки. Например, палеозойские (девонские - раннекарбоновые) россыпи тяготеют к периферии палеоконтинентов Лавразии и Гондваны, мезозойские



**Рис. 8.1. Мегаэпохи россыпеобразования в истории Земли (Патык-Кара, 2002)**

Римскими цифрами I, II, III, IV и V обозначены соответственно раннепротерозойская, позднепротерозойская, средне-позднепалеозойская, позднемезозойская и кайнозойская мегаэпохи россыпеобразования; вне масштаба отражено относительное нарастание и спад продуктивности россыпеобразования (с учетом современных данных).

1 - эпохи установленного развития: а - промышленных россыпей, б - непромышленных россыпей, в - россыпных проявлений; 2-6 - основные события геологической истории: 2 - климатические эпохи: а - оледенения, б - глобальные похолодания, в - глобальные потепления; 3 - эпохи выравнивания: а - главные (формирование региональных поверхностей выравнивания и кор выветривания), б - второстепенные; 4 - главнейшие талассогенные этапы; 5 - главнейшие этапы структурной перестройки и орогении; 6 - тип атмосферы: а - бескислородная (I), б - кислородная без участия растений (II), в - кислородная с участием наземных растений в обмене веществ (III).

Примечание. PGE - ассоциация полезных компонентов, связанных с минералами платиновой группы, Ta, Nb, Zr - ассоциация полезных компонентов, связанных с минералами редкометалльных россыпей ближнего сноса (в связи с щелочными гранитами и ультраосновными-щелочными породами), Ti, Zr - ассоциация полезных компонентов, связанных с комплексными прибрежно-морскими россыпями дальнего переноса (heavy mineral placers).

комплексные ПМР группируются по берегам океана Тетис. Серьезная перестройка геоморфологической (морфоструктурной) и литогенетической зональности на платформах Гондванского ряда после их распада создала условия для кардинальной перестройки долинной сети, перегруппировки областей сноса, транзита и аккумуляции минералов разной миграционной

способности и стимулировала образование "новых очагов" континентального россыпеобразования в их пределах. В связи с заложением Арктического бассейна в первой половине кайнозоя возник новый ареал россыпеобразования на Северо-Востоке Азии - Восточноарктическая шельфовая россыпная провинция. Еще более молодой (позднекайнозойский) возраст имеет ареал россыпеобразования, охватывающий активные континентальные окраины Пацифики.

5. В рамках каждой из МЭ этапы континентального или прибрежно-морского (литорального) россыпеобразования связаны соответственно с эпохами глобального выравнивания и корообразования и сменяющими их во времени эпохами трансгрессий. Именно россыпи второй группы сохраняются преимущественно в составе ископаемых россыпных формаций. Очень важным является вывод о временной сближенности эпох мощного корообразования и алмазонасного магматизма в истории Земли (Савко и др., 1999). По-видимому, этот вывод распространяется и на другие типы магматогенных россыпеобразующих формаций (например, УЩК), отвечающих условиям тектоно-магматической активизации структур древней консолидации. Иными словами, цикловые поверхности выравнивания (истинные пенеплены), такие как неопротерозойская, среднепалеозойская, ранне- и позднемезозойская, фиксируют начало крупных мегаэпох, отличающихся не только закономерной сменой россыпных формаций, но и включением в сферу россыпеобразования "новых" типов россыпеобразующих коренных источников.

6. Важнейшая роль этапов глобальной структурной перестройки в эволюции россыпеобразования и в становлении россыпного облика целых россыпных мегапровинций и провинций хорошо видна на примере эоцено-раннего олигоцена, составляющего важнейший рубеж между завершением мезозойского тектоногенеза и началом неотектонического этапа. Эта глобальная эпоха была отмечена следующими важными событиями: 1) завершением формирования в общих чертах позднемеловой-палеогеновой поверхности выравнивания, с которой связана россыпная формация пенеплена, присутствующая и в разной степени сохранившаяся во всех россыпных мегапровинциях, кроме молодых складчатых поясов; 2) глобальным распространением мелководных эпиконтинентальных бассейнов, в береговой зоне которых создавались условия для формирования высокозрелых олигомиктовых кварцевых формаций с характерными для них комплексными россыпями тяжелых минералов.

7. Глобальные климатические события накладывают свой отпечаток на распределение россыпей внутри МЭ, но не влияют на продуктивность МЭ в целом. В литературе обсуждалась роль аридных и криогенных обстановок россыпеобразования в истории Земли в противоположность теплым гумидным условиям (Шило и др., 1994). К этому следует добавить, что даже покровные оледенения не прерывали россыпеобразование полностью, свидетельством чему является алмазонасность тиллитов серии Лаврас, тиллитов "Великого пермо-карбонowego ледникового периода" на платформах Гондваны, многочисленные россыпи золота, МПГ, нефрита и др. в областях развития четвертичного оледенения.

8. Многие минеральные виды россыпей являются "сквозными" в истории Земли и характерны для всех МЭ. Безусловное исключение составляют россыпи янтаря и мамонтовой кости, связанные с появлением россыпеобразующих первоисточников биогенного происхождения. Формирование первых из них обязано появлению влажных хвойно-широколиственных лесов тургайской флоры, а позже лесов полтавской флоры, в составе которых присутствовали сосновые таксодиевые и гимнейные представители растительного мира - продуценты янтареобразующей живицы. По сути, к эоцену сформировался и в полной мере проявил себя новый "минеральный" класс россыпей, полезный компонент которых относится к классу каустобиолитов. Соответственно возникновение россыпей мамонтовой кости связано с формированием в плейстоцене арктических и субарктических тундростепей и распространением мамонтовой фауны.

9. Распространенность (сохранность) тех или иных минеральных видов россыпей в историческом срезе отражают два главных фактора: способность того или иного минерала сохраняться в условиях переноса и переотложения и сохранность самих россыпеносных формаций в ходе тектонической эволюции территорий и смены геоморфологических режимов. При особо благоприятном сочетании факторов в ископаемом состоянии могут сохраняться не только россыпи конечных бассейнов седиментации, но и россыпи денудационного цикла, тяготеющие к континентальным перерывам (пенепленам), в том числе даже россыпи, характеризующие начальные стадии дифференциации и транзита рудного вещества (склоновые, карстовые россыпи, россыпи малых озерных ванн).

Эти предварительные соображения нуждаются в уточнении.

Тем не менее, рассматривая россыпные скопления различного минерального состава как единый класс месторождений полезных ископаемых, мы вынуждены признать, что механизмы концентрации россыпеобразующих минералов, так же как и природные обстановки, в которых возможны формирование и сохранность россыпей, представляющих промышленный интерес или рассматриваемых в качестве потенциально-промышленных или перспективных типов объектов, весьма многообразны. Россыпеобразование протекает в широком диапазоне тектоно-геоморфологических обстановок, на всех стадиях континентального и литорального седиментогенеза, в спектре разнообразных фациальных и литогенетических условий. При этом ни один тип континентального и литорального морфолитогенеза не является "запрещенным" для формирования россыпных скоплений. Эта тенденция просматривается и при сопоставлении современных и древних россыпей, относящихся к разным геологическим эпохам.

Сказанное позволяет нам предполагать, что россыпной потенциал рассмотренных типов россыпных провинций и мегапровинций, отвечающих разным типам структур земной коры, далеко не исчерпан. Он связан с:

- комплексным подходом в изучении россыпеносных территорий различного ранга с учетом потенциала всех минеральных типов россыпей и разновозрастных россыпеносных формаций;

- выявлением "новых" минеральных типов россыпей, характеризующихся нетрадиционным сочетанием полезных минералов, в том числе за счет извлечения попутных компонентов, появлением новых технологии обогащения рудных песков и переработки концентратов, появлением новых областей их применения, меняющейся конъюнктуры рынка;

- переоценкой территорий с целью выявления локальных обстановок и типов структурно-седиментационных ловушек, обеспечивающих условия формирования и сохранности масштабных россыпных скоплений (*крупных и суперкрупных россыпей*), формирующихся как по экстенсивному, так и по интенсивному закону;

- выявлением и оценкой ископаемых россыпных формаций, в том числе метаморфизованных россыпей, в структурах древней консолидации;

- переоценкой погребенных россыпей с учетом прогрессивных способов их отработки, в частности скважинной гидродобычи на суше, морского драгирования на континентальном шельфе и др.;

- совершенствованием и внедрением ресурсосберегающих технологий при отработке и обогащении россыпей, обеспечивающих рациональное и комплексное использование недр.



---

---

## Литература

---

---

1. *Айнемер А.И.* Шельфовые зоны как бассейны седиментогенеза // Осадконакопление в шельфовых зонах. Л.: Севморгеология, 1983. С. 6-24.
2. *Айнемер А.И., Авдюничев В.В., Степанова Т.В.* Россыпеобразующие барьеры (на примере Восточной Чукотки) // Проблемы континентального россыпеобразования. Материалы VI Всесоюзного совещания по геологии россыпей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 4-11.
3. *Айнемер А.И., Коншин Г.И.* Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1981. 263 с.
4. *Амосов Р.А., Васин С.Л.* Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.
5. *Ананьев Г.С.* Региональная геоморфология зарубежных стран. Европа. Азия. М.: МГУ, 1986. 180 с.
6. *Ананьев Г.С., Бредихин А.В.* Геоморфология материков: учебник. М.: КДУ, 2008. 348 с.
7. *Архангельская В.В., Усова Т.Ю., Лагонский Н.Н., Чистов Л.Б.* Руды редкоземельных металлов России // Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2006. № 19. 72 с.
8. *Атлас основных золотороссыпных месторождений Дальнего Востока и их горногеологические модели.* Владивосток-Благовещенск-Хабаровск: ДВО РАН, 2000. 334 с.
9. *Ахметьев М.А.* Геологическая история Западной Сибири в палеогене // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 280-288.
10. *Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньяминовский В.Н. и др.* Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Статья 2 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 65-86.
11. *Баранников А.Г.* Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, 2006. 197 с.
12. *Баранников А.Г.* О косых пластах и древних россыпях золота на Южном Урале // Геоморфология. 1975. № 2. С. 58-63.
13. *Бардеева Е.Г., Патык-Кара Н.Г., Веселовский А.В., Маханова Т.М.* Требования и проблемы создания базы данных по россыпным месторождениям на основе ГИС технологий // Геоинформатика. 2004. № 4. С. 3-9.
14. *Башкиров Б.Г., Попов Ю.В.* Особенности методов поисков крупных эндогенных месторождений // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлов полезных ископаемых. ВИЭМС, 1983. 30 с.
15. *Безродных Ю.П.* Ореолы олова в морских осадках и их поисковое значение // Советская геология. 1978. № 1. С. 129-135.
16. *Белоусов В.Д., Петроченков А.А., Спорыхина Л.В.* Морфогенетические типы и особенности локализации оловоносных россыпей Вьетнама // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1988. № 11. С. 98-103.

17. Белоусов В.Д., Спорыхина Л.В. Климатическая обусловленность формирования и экологических последствий эксплуатации оловоносных россыпей Тихоокеанского региона Евразии // Разведка и охрана недр. 1994. № 2. С. 24-26.
18. Беляев К.Д., Ганеев И.Г., Чайка В.Г. и др. Рудные ресурсы и их размещение по геозонам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий и гафний: Справ. пособие / Под ред. Д.В.Рундквиста. М.: Недра, 1996. 176 с.
19. Борщева Н.А. Строение и история формирования древних долин Анабаро-Уджинского междуречья // Ученые записки НИИГА. 1969. Вып. 16. С. 105-108.
20. Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. М.: Наука, 1972. 75 с.
21. Бурмин Ю.А. Эпохи корообразования и элювиальные россыпи. М.: Недра, 1988. 253 с.
22. Быховский Л.З., Гурвич С.И., Патык-Кара Н.Г., Флеров И.Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 253 с.
23. Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения // Тезисы докладов XI Международного совещания. 16-19 сентября 1997. Москва-Дубна. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 273 с.
24. Ван Чжиси, Лю Цичжун Источники прибрежных россыпей в Китае // Хайян дичжи юй дисынцзы дичжи. 1988. Т. 8. № 11. С. 24-33.
25. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
26. Веремеева Л.И., Левченко Е.Н., Линде Т.П., Пруцкий Н.И., Рудянов И.Ф. Северный Кавказ - перспективная для промышленного освоения титан-цир-кониевая провинция России // Разведка и охрана недр. 2004. № 3. С. 5-14.
27. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.
28. Воскресенский С.С. Геоморфология россыпей. М.: МГУ, 1968. 368 с.
29. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: МГУ, 1985. 208 с.
30. Восьмое совещание по геологии россыпей (Связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ): Тезисы докладов. Киев: ИГФМ АН СССР, 1987. 415 с.
31. Высоцкий Н.К. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале // Труды Геологического комитета. 1900. Т. 13. № 3. 211 с.
32. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
33. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.Н.Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1-536; Кн. 2. С. 537-981.
34. Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений // Тезисы докладов Годичного собрания ВМО. СПб., 1994. 91 с.
35. Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. 302 с.
36. Геология и полезные ископаемые Африки / Под ред. В.Е.Хаина. М.: Недра, 1973. 460 с.

37. *Геология и полезные ископаемые Африки* / Под ред. Е.А.Долгинова. М.: Недра, 1989. 415 с.
38. *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Под ред. М.Н.Алексеева. М.: Научный мир, 2004.
39. *Геология месторождений олова зарубежных стран* / Под ред. С.Ф.Лугова и М.Г.Руб. М.: Недра, 1969. 328 с.
40. *Геология Монгольской Народной Республики. Полезные ископаемые* / Под ред. Н.А.Маринова, Р.А.Хасина, Ч.Хурца. М.: Недра, 1977. Т. 3. 703 с.
41. *Геология Намибии. Новые научные и прикладные аспекты* / Под ред. Б.М.Зубарева, Н.В.Межеловского и др. М.: РУДН, 2005. 202 с.
42. *Геология оловянных россыпей СССР, их поиски и оценка* / Под ред. С. Ф.Лугова. М.: Недра, 1979. 295 с.
43. *Геология россыпей* / Под ред. В.И.Смирнова. М.: Наука, 1965. 400 с.
44. *Геолого-генетические основы поисков прогноза и оценки месторождений золота в корях выветривания* / Н.М.Риндзюнская, Р.О.Берзон, Е.П.Полякова. Е.В.Матвеева. М.: ЦНИГРИ, 1995. 128 с.
45. *Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале* / Под ред. Л.В.Акимова, О.Ф.Набровенкова, Н.М.Риндзюнской и др. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1988. 109 с.
46. *Геоморфологические режимы Евразии* / Под ред. Д.А.Тимофеева. М.: Медиа-Пресс, 2006. 400 с.
47. *Герасимов Б.Б.* Россыпная золотоносность Лено-Анабарского междуречья. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Якутск: ИГБМ, 2007. 22 с.
48. *Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического развития Земли // Геоморфология. 1970. №1. С. 3-14.
49. *Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.* О геоморфологическом этапе в развитии Земли // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3-12.
50. *Глубинное строение и металлогения Казахстана. Металлогения.* Алматы: РГП "Информационно-аналитический центр геологии и минеральных ресурсов Республики Казахстан", 2002. Т. 2. 350 с.
51. *Гляциологический словарь* / Под ред. В.М.Котлякова. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 526 с.
52. *Горяинов И.Н., Эльзенгер М.Л., Рыбалко А.Е.* Платина и палладий в осадках Белого моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 21. № 6. С. 430-1432.
53. *Грамберг И.С.* Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17-34.
54. *Грамберг Ю.С.* Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3-19.

55. *Граханов С.А.* Особенности формирования и закономерности размещения россыпей алмазов Северо-Востока Сибирской платформы. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Якутск, 2007. 40 с.
56. *Граханов С.А.* Россыпи алмазов Северо-Востока Сибирской платформы и их коренные источники // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 20-28.
57. *Григорян С.В., Патык-Кара Н.Г.* Геохимическая зональность россыпей и ее причины // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1192-1196.
58. *Гровс Д.И., Бэтт У.Д.* Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 98-129.
59. *Гурвич С.И.* Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978. 227с.
60. *Гурвич С.И., Болотов А.М.* Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы их поисков. М.: Недра, 1968. 187 с.
61. *Гурвич С.И., Казаринов Л.С., Хмара Н.В.* Древние редкометалльно-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М.: Недра, 1964. 176 с.
62. *Джейкс А.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
63. *Джон Б., Дербишер Э., Янг Г., Фэйбридж Р. и др.* Зимы планеты нашей: Пер. с англ. / Под ред. Б.Джона. М.: Мир, 1982. 333 с.
64. *Додатко А.Д., Савко А.Д.* Эволюция процессов образования кор выветривания // Идея развития в геологии. Вещественные и структурный аспекты. Новосибирск: Наука, 1996. С. 62-66.
65. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И.* Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: Геоинформмарк, 2001. 302 с.
66. *Долгополов В.Ф.* Металлогенические комплексы мезозой-кайнозойского платформенного чехла // Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана: В 3-х томах. Т 2. Металлогения. Алматы: РГЦ "ИАЦГМР Респ. Казахстан", 2002. С. 205-259.
67. *Древние и погребенные россыпи СССР.* Части 1 и 2. Киев: Наукова Думка, 1977. С. 201 и 210.
68. *Дружинин А.М., Ганжа Л.М.* Условия локализации металлоносных россыпей в докембрийских конгломератах Янгозерской структуры (Центральная Карелия) // Труды ЦНИГРИ. 1988. Вып. 227. С. 39-45.
69. *Дю Тойт* Геология Южной Африки. М.: Иностранная литература, 1957. 490 с.
70. *Евзеров В.Я.* Минерагения четвертичных Отложений Северо-Восточной части Балтийского щита. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Воронеж: Воронежский ГУ, 2004. 56 с.
71. *Евзеров В.Я.* Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связь с ними месторождений Северо-Восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 50-58.
72. *Евзеров В.Я.* Формирование и размещение прибрежно-морских россыпей в области развития скандинавских ледниковых покровов // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 1. С. 31-40.

73. *Еремин Н.И., Дергачев А.Л.* Экономика минерального сырья: Учебник. М.: КДУ, 2007. 504 с.
74. *Жабойда В.А., Сивков В.В., Смирнов А.Н.* Современные прибрежно-морские россыпи янтаря Южной Прибалтики (Калининградская область) // Тезисы докладов конференции "Полезные ископаемые континентальных шельфов и V (заключительная) конференция по проекту IGCP-464". СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. С. 51-53.
75. *Закономерности размещения полезных ископаемых* / Под ред. Н.С.Шатского. М.: Госгортехиздат, 1960. Т. 4. Россыпи. 254 с.
76. *Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Часть 2.* Киев: АН УССР, 1960. 195 с.
77. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашева А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С. 18-30.
78. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев А.Т.* Историческая минерагения. Введение в историческую минерагению. Воронеж: Воронежский ГУ, 2005. Т. 1. 590 с.
79. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев А.Т.* Историческая минерагения. Историческая минерагения платформ. Воронеж: Воронежский ГУ, 2007. Т. 2. 570 с.
80. *Золотоносность кор выветривания Салаира* / Под ред. Н.А.Рослякова, Г.В.Нестеренко, Ю.А.Калинина и др. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 170 с.
81. *Иванова А.М., Супруненко О.И., Ушаков В.И.* Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 108 с.
82. *Ивесен Ю.П., Левин В.И., Нужнов С.В.* Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М.: Наука, 1969. 208 с.
83. *Игнатъев В.Д., Бурцев И.Н.* Лейкоксен Тимана. Минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997. 215 с.
84. *Избеков Э.Д.* Особенности россыпного золота Вилюйской синеклизы и прилегающих районов // Россыпи золота и их связь с коренными источниками. Якутск: Якуткнижиздат, 1972. С. 177-199.
85. *Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет* / Под ред. А.А.Величко. М.: ГЕОС, 1999. 201 с.
86. *Каджур М.А.С.* Тантал-ниобиевая минерализация и щелочные комплексы плато Аир (Нигер) и плато Джос (Нигерия). Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: РУДН, 2005. 31 с.
87. *Казакевич Ю.П., Ревердатто М.В.* Ленский золотоносный район. Т. 2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей // Труды ЦНИГРИ. 1972. Вып. 2. 152 с.
88. *Казанский В.И., Яновский В.М.* Сопоставление мезозойских золоторудных районов Сино-Корейского и Алдано-Станового щитов // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1 С. 51-70.
89. *Калинин Н.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г.* Золотоносные коры выветривания Юга Сибири. Новосибирск: Гео, 2006. 339 с.
90. *Казн Л.* Геология Бельгийского Конго: Пер. с фр. М.: ИЛ, 1958. 538 с.

91. *Кивеленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П.* Геология месторождений драгоценных камней. 2-е изд. М.: Недра, 1982. 279 с.
92. *Кивеленко Е.Я., Сенкевич Н.Н.* Геология месторождений поделочных камней. 2-е изд. М.: Недра, 1983. 263 с.
93. *Кинг Л.* Морфология Земли: Пер. с англ. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
94. *Кинг Л.* Поверхности выравнивания на Африканском континенте // Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. С. 109-116.
95. *Киселев И.И.* Концентрации ценных минералов в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 25-32.
96. *Киселев И.И., Минаков Ф.В.* Поиски россыпей апатита в Хибинах // Новые методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых на Северо-Западе РСФСР. М.: Недра, 1984. С. 181-196.
97. *Киселева З.Н.* Рельеф и золотоносные россыпи Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГТУ, 2000. 299 с.
98. *Кленов В.И.* Режим врезания речной долины и особенности формирования россыпей (опыт статистического моделирования) // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: МГУ, 1981. С. 413-414.
99. *Кленов В.И., Патык-Кара Н.Г.* Численное моделирование формирования россыпей и эрозионного среза // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлов полезных ископаемых. Отеч. произв. опыт: Экспресс-информация. ВИЭМС, 1986. Вып. 9. С. 1-8.
100. *Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И., Первухина А.Е., Потемкин К.В.* Геология редких элементов Южной Америки. М.: Наука, 1968. 279 с.
101. *Колотухина С.Е., Клаповская Л.И., Рожанец А.В.* Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М.: Наука, 1974. 270 с.
102. *Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В.* Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М.: Наука, 1964. 255 с.
103. *Коляда А.А.* Россыпи платины Корякии // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 35-40.
104. *Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. М.: Научный Мир, 2006. 358 с.
105. *Константиновская Е.А., Малавье Ж.* Аккреционные орогены: эрозия и эксгумация // Геотектоника. 2005. № 1. С. 78-98.
106. *Константиновский А.А.* Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. М.: Научный мир, 2000. 288 с.
107. *Коржув С.С.* Морфоструктура кристаллических щитов и проблема пенепленов // Известия АН СССР. 1973. № 2. С. 94-106.
108. *Коржув С.С.* Морфотектоника рельефа земной поверхности. М.: Наука, 1974. 268 с.
109. *Коржув С.С.* Аккреционные и надвиговые горы Северо-Восточной Азии // Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 158-165.

110. *Коры* выветривания и связанные с ними полезные ископаемые / А.Д.Савко, Ю.Ю.Бугельский, В.Н.Новиков, А.Д.Слукин, Л.Т.Шевырев. Воронеж: Истоки, 2007. 335 с.
111. *Кременецкий А.А.* Новый геолого-промышленный тип редкоземельных россыпей // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 15-19.
112. *Кременецкий А.А., Максимюк И.Е.* Новые данные об углеводородах в золотоносных конгломератах рудного района Витватерсранд (ЮАР) // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 2. С. 118-133.
113. *Крупные* и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: В 3-х томах. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. 672 с. Т. 3: в 2-х книгах. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Кн. 1. 472 с. Кн. 2. 392 с. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
114. *Крупные* и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы генезиса и освоения) // Тезисы докладов I Международного симпозиума. Октябрь, 1996. СПб.: СПбГИ, 1996. 176 с.
115. *Кудайбергенов Б.Т.* Строение и история развития долинной сети бассейна среднего течения р. Селемджи и формирование россыпей халцедонов. Автореферат дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1990. 24 с.
116. *Кузьмин В.Г., Гаериш А.В., Смирнов А.Н.* Условия размещения и формирования россыпей золота в Североземельско-Челюскинской шельфовой зоне // Недра Таймыра. Вып. 3. Норильск: Таймыркомприродресурсы, 1999. С. 150-171.
117. *Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
118. *Лапин А.В., Толстов А.В.* Месторождения кор выветривания карбонатитов. М.: Наука, 1995. 208 с.
119. *Ле Конг Хай* Строение, условия образования и полезные ископаемые кайнозоя Индокитая (Вьетнам, Лаос, Камбоджа). Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГГА, 1999. 51 с.
120. *Литвиненко И.С.* Возраст древней россыпи р. Большой Кураны // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 30-34.
121. *Лунгерсгаузен Г.Ф.* Периодические изменения климата и великие оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии) // Советская геология. 1957. № 59. С. 88-115.
122. *Маккавеев Н.И.* Образование глобального пенеппена // Основные направления развития геоморфологической теории. Новосибирск: Наука, 1982. С. 88-95.
123. *Маккавеев Н.И.* Основные модели развития рельефа // Геоморфология. 1986. № 3. С. 6-16.
124. *Малич К.Н., Лопатин Г.Г.* Новые данные о металлоносности уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 247-258.
125. *Малич Н.С., Миронюк Е.П., Туганова Е.В. и др.* Эволюция древних платформ севера Евразии // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 137-155.
126. *Малкин Б.В.* О геодинамической природе геоморфологических циклов // Геоморфология. 1991. № 3. С. 3-16.

127. *Маринов Н.А., Хурц Ч., Клейнер Ю.М.* Вопросы формирования и закономерности распространения россыпей // Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. М.: Недра, 1977. С. 574-586.
128. *Мелкий В.А.* Петрогенетическая информативность железо-титано-оксидных минералов вулканических комплексов Большой Курильской Дуги. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1995. 26 с.
129. *Месторождения литофильных редких элементов* / Под ред. Л.Н.Овчинникова и Н.А.Солодова. М.: Недра, 1980. 559 с.
130. *Металлогения Казахстана.* Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта. Алма-Ата: Наука КазССР, 1978. 228 с.
131. *Металлогения орогенов* / Под ред. И.Н.Томсона, В.С.Кравцова, Н.Т.Кочневой и др. М.: Недра, 1992. 272 с.
132. *Металлогения ртути* / Под ред. В.И.Смирнова, В.А.Кузнецова, В.П.Федорчука. М.: Недра, 1976. 559 с.
133. *Методика разведки россыпей золота и платиноидов* / Под ред. И.Б.Флерова и В.И.Куторгина. М.: ЦНИГРИ, 1992. 296 с.
134. *Мигачев И.Ф., Кальниченко С.С., Романчук А.И.* Перспективы золотоносности Восточно-Европейской платформы // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 53-57.
135. *Минерагения Сибирской платформы* / Под ред. Ю.Г.Старицкого, Е.А.Баскова, Н.С.Малич и др. М.: Недра, 1960. 208 с.
136. *Минералогия и геохимия россыпей* / Под ред. Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара. М.: Наука, 1992. 246 с.
137. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений: Пер. с англ. / Под ред. В.И.Старостина. М.: Мир, 1984. 495 с.
138. *Модели россыпеобразующих платиноносных массивов* / Под ред. Заскинд Е.С., Конкина О.М., Кочнева-Первухова В.И., Столяренко В.В., Федоровой С.О. // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 33-34.
139. *Мочалов А.Г.* "Шлиховая платина" россыпей Дальнего Востока России. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 48 с.
140. *Недра Таймыра.* Норильск, 1995, 203 с.
141. *Нестеренко Г.В.* Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1977. 312 с.
142. *Никифорова З.В., Филиппов В.Е., Герасимов Б.Б.* Влияние золотых процессов на образовании золотоносных россыпей в различные эпохи развития Земли // Геология и геофизика. 2005. № 5. С. 517-528.
143. *Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Тулаева Е.Г.* Россыпная золотоносность востока Сибирской платформы // Рудогенез и металлогения Азии. Якутск, 2006. С. 128-130.
144. *Новиков В.М.* Современные и древние коры выветривания и бокситы Азии на примере Вьетнама, Дальнего Востока и Южного Урала. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2000. 54 с.
145. *Округин А.В.* Типоморфные ассоциации минералов платиновой группы в россыпях Сибирской платформы. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Якутск: ИГ АБМ СО РАН, 2001. 26 с.



146. *Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
147. *Оловоносные и редкометалльные россыпи Забайкалья* / Под ред. С.Ф.Лугова. М.: ВИМС, 1973. 155 с.
148. *Орлов В.П.* Геологическое прогнозирование. М.: Недра, 1991. 164 с.
149. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* / Под ред. Ю.Г.Леонова и Ю.А.Воложа. Труды ГИН РАН. М.: Научный мир, 2004. Вып. 543. 626 с.
150. *Павлидис Ю.А.* Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага на примере Курильских островов. М.: Наука, 1968. 112 с.
151. *Парфенов Л.М., Берзин А.И., Бардач Г. и др.* Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
152. *Патык-Кара Н.Г.* Методика количественного прогноза россыпных месторождений олова // Советская геология. 1979. № 10. С. 84-92.
153. *Патык-Кара Н.Г.* Зональность оловоносных россыпей // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 2. С. 76-83.
154. *Патык-Кара Н.Г., Иванова А.М., Ушаков В.И.* Россыпная металлоносность шельфов и внутренних морей России. Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 184-204.
155. *Патык-Кара Н.Г.* Ископаемые россыпные формации как основа расширения минерально-сырьевой базы россыпей в России // Минеральные ресурсы в России. 2004. № 5-6. С. 32-37.
156. *Патык-Кара Н.Г.* Озерные россыпи ближнего сноса: минеральные типы и промышленное значение // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 1. С. 56-67.
157. *Патык-Кара Н.Г.* Оловоносные россыпи зон тектонических уступов: условия формирования и закономерности размещения // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 2. С. 92-105.
158. *Патык-Кара Н.Г.* Россыпеобразование в аридных обстановках // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 2. С.138-150.
159. *Патык-Кара Н.Г.* Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 5. С. 494-508.
160. *Патык-Кара Н.Г.* Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 2. С. 49-60.
161. *Патык-Кара Н.Г.* Эволюция россыпеобразования в шельфовых областях России // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 451-464.
162. *Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт И.Р.* Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории Восточной Арктики // Геоморфология. 1989. № 4. С. 96-104.
163. *Патык-Кара Н.Г., Бардеева Е.Г.* Метод актуализма при реконструкции локальных обстановок формирования ископаемых титано-циркониевых россыпей // Руды и металлы. 1997. № 6. С.33-44.

164. *Патык-Кара Н.Г., Давыдов П.С., Ушаков В.Т.* Северо-Ляховский оловоносный район на шельфе моря Лаптевых // Геология рудных месторождений. 1993. № 0. С. 46-55.
165. *Патык-Кара Н.Г., Колодочко В.И.* Палеоструктурные условия формирования титано-циркониевых россыпей Обуховской группы (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 1. С. 57-67.
166. *Патык-Кара Н.Г., Левченко Е.Н., Стехин А.И. и др.* Минеральные ассоциации титано-циркониевых песков месторождения Центральное (Восточно-Европейская платформа) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 3. С. 246-270.
167. *Патык-Кара Н.Г., Спорыхина Л.В.* Россыпи карстовых областей Юго-Восточной Азии (Южный Китай, Вьетнам) // Материалы Международного симпозиума "Карстоведение - XXI век: теоретическое и практическое значение". Пермь: Пермский ГУ, 2004. С. 292-296.
168. *Патык-Кара Н.Г., Шевелев А.Г.* Неоднородность минерального поля комплексных полиминеральных россыпей // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 2. С. 132-145.
169. *Патык-Кара Н.Г., Шило Н.А., Быховский Л.З.* Комплексные россыпи тяжелых минералов (титано-циркониевые россыпи) // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья / Под ред. Ю.Г.Сафонова. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 481-606.
170. *Петелин В.П.* Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана // Океанология. 1964. Т. 4. № 6. С. 1052-1058.
171. *Петрусевич М.Р.* Колыванские россыпи касситерита // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1944. № 4-5. С. 42-61.
172. *Платиновометалльные месторождения мира.* М.: Геоинформмарк, 1994. Т. 1. 279 с.
173. *Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири* / Под ред. Г.В.Полякова и В.И.Богнибова. Новосибирск: ОГГМ Сиб. отд. РАН, 1995. 151 с.
174. *Подвысоцкий В.Т.* Терригенные алмазонасные формации Сибирской платформы. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000. 332 с.
175. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407 с.
176. *Попкова Н.В.* Золотоносность докембрийских образований Михайловского рудного узла. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 26 с.
177. *Преториус Д.А.* Золото и уран в кварцевых конгломератах // Генезис рудных месторождений. Т. 2 / Под ред. Б.Скиннера. М.: Мир, 1984. С. 5-38.
178. *Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий* // Тезисы XII Международного совещания. 25-29 сентября 2000. М.: ИГЕМ РАН, 2000. 442 с.
179. *Проблемы геологии россыпей* / Под ред. В.И.Смирнова. Магадан, 1970. 415 с.
180. *Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири* // Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири. Т. 3. Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1970. 283 с.

181. *Проблемы континентального россыпеобразования // Материалы VI Всесоюзного совещания по геологии россыпей.* Владивосток: ДВНЦ, 1984. 272 с.
182. *Проблемы эндогенного рельефообразования / Под ред. Н.А.Флоренсова. Серия "История развития Сибири и Дальнего Востока".* М.: Наука, 1976. 452 с.
183. *Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л.* Древний карст и его россыпная минерализация. М.: Наука, 1985. 175 с.
184. *Прокопчук Б.И.* Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.
185. *Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П.* Древний рудоносный карст. М.: Недра, 1988. 222 с.
186. *Прудников С.Г.* Закономерности размещения россыпей золота в морфоструктурах Тувы и Западного Саяна. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2004. 20 с.
187. *Пушаровский Ю.М., Алексеев М.Н.* Шельфы Евразии: типы, палеогеологические аспекты // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 4. С. 488-491.
188. *Разин Л.В., Васюков В.С., Избеков Э.Д., Миронов Е.П.* Россыпная платиноносность Центрально-Алданской металлогенической области // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 159-165.
189. *Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура).* М.: Наука, 1967. 320 с.
190. *Риндзюнская Н.М., Берзон Р.О., Полякова Т.П., Матвеева Е.В.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений в корях выветривания. М.: ЦНИГРИ, 1995. 128 с.
191. *Рожков И.С.* Геология золотых и платиновых россыпей Северного и Среднего Урала и закономерности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 272 с.
192. *Рожков И.С.* Мезозойские россыпи Среднего и Южного Урала. Свердловск: Металлургиздат, 1945. 142 с.
193. *Рожков И.С.* О некоторых теоретических вопросах геологии аллювиальных россыпей. Колыма, 1959. № 2. С. 44-48.
194. *Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.* Платина Алданского щита. М.: АН СССР, 1962. 119 с.
195. *Рожков И.С., Михалев Г.П., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.А.* Алмазоносные россыпи Западной Якутии. М.: Наука, 1967. 280 с.
196. *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научный мир, 2006. 212 с.
197. *Ронов А.Б.* Эволюция осадконакопления в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 49-74.
198. *Российский металлогенический словарь.* СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.
199. *Россыпи алмазов мира.* М.: Геоинформмарк, 2005. 747 с.
200. *Россыпи алмазов России / Под ред. Д.А.Додина.* Новосибирск: Гео, 2007. 457 с.

201. *Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки)* / Под ред. М.М.Константинова, М.З.Зинатуллина, Ю.В.Прусса. Магадан: КНР по Магаданской обл., 1999. 138 с.
202. *Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе* // Тезисы докладов X Международного совещания. М.: ИГЕМ РАН, 1994. 252 с.
203. *Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения* // Тезисы докладов XIII Международного совещания. Пермь: Пермский ГУ, 2005. 358 с.
204. *Россыпи складчатых (орогенных) областей* // Тезисы докладов IX Всесоюзного совещания по геологии россыпей. Ч. 1-3. Бешкек, 1991.
205. *Россыпная минерализация шельфовых областей.* Л.: ВНИИОкеангеология, 1987. 174 с.
206. *Россыпные месторождения Ляховского оловяноносного района* / Под ред. И.С.Грамберга и В.И.Ушакова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 158 с.
207. *Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Минерализация. Промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы)* / Под ред. Н.П.Лаврова и П.Г.Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
208. *Россыпные месторождения титана СССР* / Под ред. Г.С.Момджи. М.: Недра, 1976. 287 с.
209. *Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени* // Доклады советских геологов к XXVIII Международному Геологическому Конгрессу "Эволюция геологических процессов" / Под ред. А.Л.Яншина. М.: Наука, 1989. С. 175-183.
210. *Рундквист Д.В. Современные проблемы металлогении* // Вестник АН СССР. 1984. № 8.
211. *Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере* // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 298-303.
212. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли.* Воронеж: Воронежский ГУ, 1999. 102 с.
213. *Савко А.Д., Додатко А.Д., Сиротин В.И. Эпохи коро- и россыпеобразования в фанерозое Русской платформы* // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 41-47.
214. *Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы.* Воронеж: Воронежский ГУ, 1991. 239 с.
215. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Ультратонкое золото* // Труды НИИ Воронежского университета. Воронеж, 2001. Вып. 6. 151 с.
216. *Самама Ж.-К. Выветривание и рудные поля.* М.: Мир, 1989. 448 с.
217. *Самойлов А.Г., Шатков В.А. Опыт разработки техногенной россыпи платиноидов в Норильском горнорудном районе* // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2000. № 1. С. 41-47.
218. *Самсонов Я.П., Туринге А.П. Самоцветы России.* М.: Недра, 1984. 335 с.
219. *Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд* // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 6. С. 475-511.

220. *Селиверстов Ю.П.* Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л.: Недра, 1978. 238 с.
221. *Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
222. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 128 с.
223. *Сигов А.П., Ромашова В.И.* Закономерности образования и размещения золото-платиновых россыпей Урала. Свердловск: Уральское ТГУ, 1977. 208 с.
224. *Сидоренко А.В., Чайка В.М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия // Металлогения осадочных осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970. С. 5-29.
225. *Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: МГУ, 1972. 251 с.
226. *Синицын В.М.* Введение в климатологию. М.: Недра, 1980. 248 с.
227. *Словарь по геологии россыпей.* М.: Недра, 1985. 197 с.
228. *Смирнов А.Н.* Ископаемая мамонтовая кость // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Т. 201. 172 с.
229. *Смирнов А.Н.* Россыпная оловоносность Североляховского района (архипелаг Новосибирские острова). Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 28 с.
230. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 326 с.
231. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Доклады геологов к XXVII Международному Геологическому Конгрессу "Металлогения и рудные месторождения". М., 1984. Т. 12. С. 3-10.
232. *Сорокин А.П.* Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. М.: Наука, 1990. 106 с.
233. *Спориыхина Л.В., Белоусов В.Д., Петроченков А.А.* Россыпные каскады - новый морфологический тип россыпных месторождений // Тезисы докладов XI Международного совещания "Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания. Технология оценки и освоения". Москва-Дубна, 15-19 сентября 1997. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 237.
234. *Станвей К.* Восточная титановая провинция Северной Америки // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 572-582.
235. *Старицкий Ю.Г.* Основные проблемы металлогении платформ // Труды ВСЕГЕИ "Проблемы региональной металлогении". 1960. Т. 191. С. 33-40.
236. *Степанов И.С., Алексеев В.Я., Сабиров Т.К., Сычкин Г.Н.* Новые данные о распространении эоценовых морских отложений на Урале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 176-179.
237. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Изд. 2-е. М.: Наука, 1962. Т. 2. 574 с.
238. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 534 с.
239. *Структурная геоморфология горных стран /* Под ред. О.К.Чедия и Н.В.Думитрашко. М.: Наука, 1975. 290 с.

240. *Тан Циксин, Ли Руху* Источники питания и условия концентрации литоральных россыпных месторождений Китая // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 583-589.
241. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. М.: Наука, 2001. 511 с.
242. *Толстов А.В., Тянь О.А.* Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: ЯПЦ СО РАН, 1999. 157 с.
243. *Торохов М.П., Мельников М.Е.* Акцессорные минералы в гидrogenных железомарганцевых корках Тихого океана - россыпной механизм концентрации // Докл. РАН. 2005. Т. 495. № 4. С. 511-513.
244. *Транспортировка полезных ископаемых в россыпях: Тезисы докладов.* Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1975. 149 с.
245. *Третьяков А.В.* Россыпная золотоносность востока Казахстана. Алматы, 2004. 210 с.
246. *Трофимов В.С.* Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980. 256 с.
247. *Трофимов В.С.* Гидрогетитовые россыпи северной части Тургайского прогиба // Геология рудных месторождений. 1964. № 6. С. 98-109.
248. *Трофимов В.С.* Гумидный тип литогенеза и связанные с ним россыпи полезных ископаемых // Генезис и литология континентальных экзогенных месторождений. М.: Наука, 1965. С. 112-123.
249. *Трофимов В.С.* Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М.: Недра, 1967. 229 с.
250. *Трофимов В.С.* Ископаемые россыпи как особая категория погребенных россыпей // Материалы VI совещания по геологии россыпей в г. Благовещенске "Проблемы континентального россыпеобразования". Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 148-151.
251. *Трофимов В.С.* Олигоценные россыпи западной части Тургайского прогиба и закономерности их размещения // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: АН СССР, 1960. Т. 3. С. 285-303.
252. *Трофимов В.С.* Янтарь. М.: Недра, 1974. 280 с.
253. *Трушков Ю.Н.* Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоидах Якутии. М.: Наука, 1971. 265 с.
254. *Уникальные месторождения полезных ископаемых России. Закономерности формирования и размещения: Сборник научных статей.* СПб.: СПбГИ, 1996. 158 с.
255. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Иркутский ГУ, 2002. 493 с.
256. *Уфимцев Г.Ф.* Экваториальные горы (горы влажных областей низких широт) // Геоморфология. 2007. № 2. С. 19-28.
257. *Федорчук В.П.* Геология ртути. М.: Наука, 1983. 270 с.
258. *Федорчук В.П.* Минеральные месторождения Китая. М.: Геоинформмарк, 1999. 279 с.

259. Федорчук В.П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы // Известия АН Киргиз. ССР. Серия естественных и технических наук. 1960. № 2. Вып. 9. С. 16-21.
260. Филиппов В.А., Никифорова З.С. Формирование россыпей золота при воздействии золотых процессов. Новосибирск: Наука, Сиб. предприятие РАН, 1998. 160 с.
261. Филиппов В.П., Матвеева Е.В., Яблокова С.В. и др. Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 42-47.
262. Финько В.И. Магнезиальные месторождения в терригенных осадочных породах // Высоко-магнезиальное минеральное сырье. М.: Наука, 1991. С. 129-144.
263. Флеров И.Б. Принципы выделения перспективных районов россыпной золотоносности // Труды ЦНИГРИ. 1982. Вып. 172. С. 3-16.
264. Флоренсов Н.А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии // Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 78-89.
265. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
266. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.
267. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
268. Хаин В.Е. Глобальная квазисинхронность начала распада суперконтинентов и ее возможное значение // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 661-664.
269. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.
270. Хурц Ч. Закономерности размещения и формирования россыпных месторождений на территории Монголии. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: УДН, 1968. 16 с.
271. Цыкин Р.А. Обстановки осадконакопления карстовой фациальной области // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 107-113.
272. Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова Думка, 1975. 247 с.
273. Чень Го-Да. Активные районы Китайской платформы и проблема Катазии: На китайск. яз. // Дичин сюебао. 1956. № 3. С.17-41.
274. Четвертичная геология Зарубежной Азии / Под ред. Е.И.Кригера. М.: Наука, 1991. 247 с.
275. Чичагов В.И. Деструкция и эволюция равнинного рельефа Центральной и Восточной Азии. Автореферат дисс. докт. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 1996. 40 с.
276. Чумаков. Н.М. Климатическая зональность и климат мелового периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 105-123.
277. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 295 с.
278. Шило Н.А. Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса // Труды СВКНИИ СО АН СССР. 1963. Вып. 6. 485 с.

279. Шило Н.А. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности Северо-Востока и россыпеобразование // Труды СВ КНИИ АН СССР "Проблемы науки на Северо-Востоке СССР". Магадан, 1967. Вып. 30. С. 146-154.
280. Шило Н.А. Витватерсранд и проблема рудогенеза // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 101-111.
281. Шило Н.А. Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 70 с.
282. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.
283. Шило Н.А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты // Советская геология. 1956. № 53. С. 102-117.
284. Шило Н.А. Учение о россыпях. М: Академия горных наук, 2000. 632 с.
285. Шило Н.А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
286. Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г., Погодаев В.М. и др. Процессы формирования россыпей в перигляциальных и аридных обстановках и типы промышленных россыпных месторождений // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 483- 499.
287. Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г. Геохимические аспекты концентрации и рассеяния рудного вещества в россыпях. Геохимическая эволюция россыпей // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 78-88.
288. Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г. Минерагения и коренные источники россыпей платформенных областей // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 218-232.
289. Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г., Бардеева Е.Г. и др. Россыпные месторождения // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 3. Стратегические виды сырья Востока России. Книга 2. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 765-850.
290. Шпунт Б.Р. Золотоносность осадочных комплексов Лено-Анабарского междуречья. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ СО АН СССР, 1871. 24 с.
291. Шуб В.С. Эволюция процессов выветривания в геологической истории Урала и их металлогеническая специализация // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 62-74.
292. Шумилов Ю.В. Континентальный литогенез и россыпеобразование в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1986. 187 с.
293. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литогенетические факторы россыпеобразования. М: Наука, 1981. 270 с.
294. Шур В.И., Патык-Кара Н.Г. Минеральные ассоциации кайнозойских отложений оловорудных районов Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 39-46.
295. Щеглов А.Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
296. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.
297. Экзогенные рудообразующие системы кор выветривания. М.: Наука, 1990. 224 с.



298. Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее-палеозое Русской платформы) // Труды ГИН АН СССР. 1973. Вып. 248. 216 с.
299. Adams J., Zimpfer C.L., McLane C.E. Basin dynamics, channel processes, and placer formation: a model study // Economic Geology. 1978. V. 73. P. 416-426.
300. Agterberg F.P. Multifractal Modelling of the Sizes and Grades of Giant and Supergiant Deposits. Preprint. 1995. 7 p.
301. Ajdanlijsky G., Dotzov D. Heavy mineral characteristics of the Neogene-Quaternary sediments from the southern part of the Blagovgrad Basin, SW Bulgaria // Ore Geology Review. 2006. V. 28. P. 507-524.
302. Aleva G.I.I. Aspects of the historical and physical geology of the Sunde shelf essential to the exploration of submarine tin placers // Geol. and mijnbou. 1973. V. 52. № 2. P. 79-91.
303. Babu N., Babu S.D., Mohan Das P.N. Impact of tsunami on texture and mineralogy of a major placer deposit in southwest coast of India // Environmental Geology. 2006. ISSN 0943-0105. P. 1-10.
304. Bartos P.J. The pallacos of Cerro Rico un Potoci, Bolivia: A new deposit type // Economic Geology. 2000. V. 95. P. 645-654.
305. Batchelor B.C. Dating of Malaysian fluvial tin placers // Journal of South east Asian Earth Sciences. 1979. V. 2. P. 283-314.
306. Boutakoff N. Les formation glaciaires et post-glaciaires fossiliferes, d'age permo-carbonifere (Karoo inferieur) de la region de Walikali (Kivu, Congo Belge) // Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain, 1948. V. 9. Fasc. 11.
307. Bowel R.J., Foster R.P., Gize A.P. The mobility of gold in tropical rain forest soils // Economic geology. 1993. V. 88. № 5. P. 999-1017.
308. Bowles J.F.W. The development of platinum-group minerals in laterites // Economic Geology. 1986. V. 81. P. 1278-1285.
309. Burbank D.W. Rates of erosion and their implication for exhumation // Miner. Magazine. 2002. V. 66 (1). P. 25-52.
310. Carey S.P., Hughes M.J. Three generations of gold-bearing fluvial systems at Ararat, Victoria // Geological Society of Australia. Abstracts. 1997. P. 4.
311. Carling P.A., Breakspear R.M.D. Placer formation in gravel-bedded rivers: A review // Ore Geology Review 28. 2006. P. 377-401.
312. Chauris L. Les mineralization pneumatolytique du Massif Armoricaïn // Mem. Bureau rech. geol. et miniers. 1965. № 31. P. 217.
313. Chauris L., Houlgatte E. Un gisement pliocene de cassiterite alluvionnaire: La Hye (pres la Volleder, Morbihan, France). Chron. rech. Miniere. 1988. V. 51. № 492. P. 41-50.
314. Cobb E.H. Placer Deposits of Alaska // U.S. Geolog. Survey Bull. 1973. Bull. 1374. 213 p.
315. Cole D.I., Labuschagne L.S. Shallow-marine placer deposits in the Witterberg Group near Willowmore, Cape Province // Trans. of the Geol. Society of South Africa. 1983. V. 86. P. 105-116.
316. Cooke R., Warren A., Goudie A. Desert Geomorphology, London, 1993. 560 p.

317. *Corte A.E.* Particle sorting by freezing and thawing // *Science*. 1981. V. 213. P. 499-501.
318. *Coward J., Oxenford J.* Heavy Mineral Potential of Athabaska Oil Sands // *TiO<sub>2</sub> Intertech Conference*. 1997. P. 56-59.
319. *Craw D., Youngson J.H.* Alluvial gold formation on actively rising mountain ranges, Central Otago, New Zealand // *Sedimentary Geology*. 1993. V. 85. P. 623-635.
320. *Craw D., Youngson J.H., Leckie D.A.* Transport and concentration of detrital gold in fore-land basins // *Ore Geology Review*. 2006. V. 28. № 4. P. 417-443.
321. *Davies T.C., Friedrich G., Wieshowski A.* Geochemistry and mineralogy of laterites in the Sula Mountains greenstone belt, Lake Sonfone gold district, Sierra Leone // *Journ. Of Geochem. Explor.* 1989. V. 32. P. 75-98.
322. *De Wit M.C.J.* Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa // *Economic Geology*. 1999. V. 94. P. 721-740.
323. *De Wit M.C.J., Ward J.D., Jacob J.R.* Diamond-bearing deposits of the Vaal-Orange River System. Field Excursion Guidebook. 6<sup>th</sup> Intern. Confer. on Fluvial Sedimentology. University of Cape Town: Cape Town, 1997. V. 2. 61 p.
324. *Dill H.G., Melcher F., Fuessl M., Weber B.* Accessory minerals in cassiterite: a tool for provenance and environmental analysis of colluvial-fluvial placer deposits (NE Bavaria, German) // *Sedimentary geology*. 2006. V. 191. P. 171-189.
325. *Dill H.G., Techmer A, Weber B., Fьbi M.* Mineralogical and chemical distribution patterns of placers and ferricretes in Quaternary sediments in SE Germany: The impact of nature and man on the unroofing of pegmatites // *Journ. of Geochemical Exploration*. 2008. V. 96. P. 1-24.
326. *Duk-Rodkin A., Hughes O.L.* Tertiary Quaternary drainage of the pre-glacial Mackenzie Basin // *Quaternary International*. 1994. V. 22/23. P. 221-241.
327. *Duk-Rodkin A., Barendregt R.W., White J.M., Singhroy V.N.* Geologic evolution of the Yukon River: implication for placer gold // *Quaternary International*. 2001. V. 82. P.5-32.
328. *Einsele G.* Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1992. 551 p.
329. *Einsele G.* Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. 650 p.
330. *Emery K.O., Noakes L.C.* Economic placer deposits of the continental shelf // *Techn. Bull. ECAFE*. 1968. V. 1. P. 95-11.
331. *Emory-Moore M., Solomon S., Dunsmore D.* Chromitiferous Placer Accumulations, Fox Island River and East-Central Port au Port Bay, New-foundland: A Priliminary Examination // *Marine Mining*. 1989. V. 8. P. 139-154.
332. *Exploration and Research for Atomic Minerals* // Special Issue on Beach and Inland Heavy Mineral Sand Deposits. August, 2002. V. 13. 246 p.
333. *Force E.R.* Geology of Titanium-Mineral Deposits // *Geol. Soc. Am.* 1991. Special Paper 259. 112 p.
334. *Friedlander S.K.* Smoke, dust and haze. Fundamentals of aerosol behavior. John Wiley & Sons Inc., 1977. 505 p.

335. *Froese D.G., Enkin R.J., Smith D.G.* Placer depositional setting and their ages along Dominion Creek, Klondike area, Yukon // *Yukon Exploration and Geology*. Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, 2001. P. 159-169.
336. *Gardner D.E.* Beach sand heavy mineral deposits of the eastern Australia // *Bureau Miner. Res. Geol. and Geophys.* 1955. Bull. 28. 103 p.
337. *Garnett R.H.T., Basset N.G.* Placer Deposits // *Economic Geology*. 100<sup>th</sup> Anniversary Volume. 2005. P. 813-843.
338. *Gauthier M., Chartrand F., Trottoir J.* Metallogenic Epochs and Metallogenic Provinces of Appalachians // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 1322-1360.
339. *Graham I.T., Sutherland F.L., Webb G.B.* Polygenetic corundums from New South Wales gemfields, Australia // *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins*. Vladivostok: Dalnauka, 2006. P. 336-339.
340. *Gunaratne H.S., Dissanayake C.B.* Gems and Gem deposits of the Sri Lanka. National Gem and Jewellery Authority of Sri Lanka, 1995. 203 p.
341. *Hallbauer D.K.* Geochemistry and Morphology of Mineral Components from the Fossil Gold and Uranium Placers of the Witwatersrand. Genesis of Uranium and Gold-bearing Precambrian Quartz-Pebble Conglomerate // *S.A. Geol. Survey Prof. Paper*. 1981. № 1161-m. P. 111-124.
342. *Hallbauer D.K.* Witwatersrand gold deposit: their genesis in the light of morphological studies // *Gold Bull.* 1978. V. 11. № 1. P. 18-31.
343. *Heavy Minerals-2003*. Johannesburg: South-African Inst. of Mining and Metallurgy, 2003. 230 p.
344. *Henley R.W., Adams J.* On the evolution of giant gold placers // *Trans. of Inst. Mining and Metallurgy*. Sect. B. May 1979. V. 88. P. 41-50.
345. *Herall G., Fornari M., Miranda V., Viscara G.* Geodynamics of the Bolivian Andes and formation of the alluvial gold deposits // 1989. V. 3. P. 103-105.
346. *Hosking K.F.G., Gamm G.S.* Summary of the Present View of the Nature and Genesis of the Cornish Stanniferous Placers of the SW England // *Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits* / A.Wauschkuhn at al. (eds.). Springs-Verlag. Berlin-Heidelberg, 1984. P. 260-272.
347. *Hou B., Fabris A.J., Keeling J.L., Fairclough M.C.* Cainozoic palaeochannel-hosted uranium and current exploration methods, South Australia // *MEAS Journal*. 2007. V. 46. P. 34-39.
348. *Hughes M.J., Carey S.P., Dahlhaus P.G.* Controls of placer gold deposition in the Victorian gold province // *Exploring ancient landscapes*. Workshop abstracts. Adelaide. PIRSA, 1999. 2 p.
349. *Hughes M.J., Carey S.P., Kotsonis A.* Lateritic weathering and secondary gold in the Victorian gold province // *Lateritic Weathering and Secondary Gold*, 1999. P. 155-172.
350. *Jacob R.J., Bluck B.J., Ward J.D.* Tertiary-Age Diamondiferous Fluvial Deposits of the Lower Orange River Valley, Southern Africa // *Economic Geology*. 1999. V. 94. № 5. P. 749-758.
351. *James C.S., Minter W.E.L.* Experimental Flume Study of the Deposition of Heavy Minerals in a Simulated Witwatersrand Sandstone Unconformity // *Econ. Geology*. 1999. V. 94. P. 671-688.

352. *Johan Z., Ohnenstetter M., Fisher W., Amosse J.* Platinum-group minerals from the Durasnse River alluvium, France // *Mineral. and Petrol.* 1990. V. 42. P. 287-306.
353. *Johnson C.D., McQueen K.G.* The nature of gold-bearing palaeochannel sediments in the Gidji area north of Kalgoorlie, Western Australia // *Quaternary International.* 2001. V. 82. P. 51-62.
354. *Johnson M.C.* Placer gold deposits of Nevada // *U.S. Geological Survey Bull.* 1973. № 1356. 118 p.
355. *Johnson M.C.* Placer gold deposits of Utah // *U.S. Geological Survey Bull.* 1973. № 1357. 26 p.
356. *Karl S.M., Ages T.E., Hanneman K. et al.* Tertiary gold-bearing gravel at Livengood, Alaska // *U.S. Geol. Survey Circ.* 1988. № 1903. P. 61-63.
357. *Knight J.B., Mortenson J.R., Morison S.R.* Lode and placer gold composition in the Klondike District, Yukon, Canada: implication for the nature and genesis of Klondike placer and ode deposits // *Economic Geology.* 1999. V. 94. P. 649-664.
358. *Kuhle M.* Glacial isostatic uplift of Tibet as a consequence of a former ice sheet // *Geo Journal.* 1995. V. 37. № 4. P. 431-449.
359. *Laznicka P.* Giant ore deposits: a quantitative approach // *Global Tect. and Metallogeny.* 1983. V. 2. № 1-2. P. 41-63.
360. *Lecompt P., Colin F.* Gold dispersion in a tropical rainforest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. *J. of Geochem. Explor.* 1989. V. 34. P. 285-301.
361. *Levson V.M.* Marine placers. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment Open File 1995-20. 1995. V. 1. P. 29-31.
362. *Levson V.M., Bluth H.* Formation and preservation of Tertiary to Pleistocene fluvial gold placer in northern British Columbia // *Quaternary International.* 2001. V. 82. P. 33-50.
363. *Loen J.S.* Colluvial gold placers near Miners Gulish, Granite County, Montana // *U.S. Geol. Survey Bull.* 1989. № 1791. 51 p.
364. *Loen J.S., Blaskovsky M.J., Elliott J.E.* Gold placer deposits and molybdenum anomaly in the Miner area, Granite County, Montana // *U.S. Geol. Survey Bull.* 1989. № 1791. P. A1-6.
365. *Lowey G.W.* The origin and evolution of the Klondike goldfields // *Ore Geology Review.* 2006. V. 28. P. 431-450.
366. *Mao J., Wang Y., Zhang Z et al.* Review of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas // *Science in China (Series D).* 2003. V. 46. № 8. P. 838-851.
367. *Mertie J.B.* Platinum Deposits of the Goodnews Bay District // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 938. 1976. 42 p.
368. *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and mettalogeny of the Active Continental margins* // *Interim IAGOD Conference. Extended Abstracts / A.I.Khanchuk et al. (eds.). Vladivostok: Dalnauka, 2004.* 719 p.
369. *Mineral Deposits of the Continental Shelves / Abstracts of the 5<sup>th</sup> (Final) Annual IGCP-464 Conference.* St.-Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2005. 158 p.

370. *Minos-Espados M.J., Lunar R., and Martinez-Frias J.* The garnet placer deposits from SE Spain: industrial recovery and geochemical features // *Episodes*. 2004. V. 23. № 4. P. 266-269.
371. *Minter W.E.L.* Detrital gold, uraninite and pyrite concentration relating to sedimentology in the Precambrian Voal Reef Placer, Witwatersrand, South Africa // *Economic Geology*. 1976. V. 71. № 1. P. 157-175.
372. *Minter W.E.L.* Irrefutable Detrital Origin of Witwatersrand Gold and Evidence of Eolian Signatures // *Economic Geology*. 1999. V. 94. P. 665-671.
373. *Minter W.E.L.* Sedimentological and Mineralogical Aspects of the Newly Discovered Witwatersrand Placer Deposit that reflect Proterozoic Weathering, Welcom Gold Field, South Africa // *Bull. of the Society of Economic Geologists*. May 1988. V. 83. № 3. P. 481-491.
374. *Minter W.E.L.* The crossbedded nature of proterozoic Witwatersrand placers in distal environments and a paleocurrent analysis of the Vaal reef placer // *Genesis of uranium and gold-bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates*. G1. 1981. P. 17-29.
375. *Morison S.R.* Placer deposits in Canada: Geology of Canada // Series 1. Geological Society of America, Geology of North America Series. 1989. V. K-01. 839 p.
376. *Murrey Basin Mineral Sands Conference, Mildura* // *Extended Abstracts*. 21-23 April 1999. Victoria Park: Australian Institute of Geoscientists, 1999. Bull. 26. 174 p.
377. *O'Driscoll E.S.T., Campbell I.* Mineral deposits related to Australian continental ring and rift structures with some terrestrial and planetary analogies // *Global Tectonics and Metallogeny*. 1997. V. 6. № 2. P. 83-101.
378. *Oberthür T., Melcher F., Gast, Wühl C., Lodziak J.* Detrital platinum-group minerals in rivers draining the Eastern Bushveld complex, South Africa // *The Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 563-682.
379. *Osberger B.* Billiton tin placers: types, occurrences and how they were formed // *World Mining*. June 1968. P. 34-40.
380. *Oxenford J., Coward J., Bulatovich S, Lui Q.* Heavy minerals from Alberta's oil sands - setting new standards? // *Heavy Minerals-2003*. Johannesburg.: SA Inst. of Mining and Metallurgy, 2003. P. 153-161.
381. *Parker B.H.* Gold Panning and Placering in Colorado. How and Where. Colorado Geol. Survey, Information Series. Denver, 1992. Ser. 33. 83 p.
382. *Partridge T. C., Maud R.R.* Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic // *South. Afr. Journ. of Geology*. 1987. V. 90 (2). P. 179-208.
383. *Patyk-Kara N., Ivanova A.* Placer minerageny of the North-Western Pacific continental margin // *Proceedings of the INTERIM IAGOD Conference*. Russia, Vladivostok, 2004. P. 701-703.
384. *Patyk-Kara N.G.* Cenozoic Placer Deposits and Fluvial Channel Systems on the Arctic Shelf of Siberia // *Economic Geology*. 1999. V. 94. P. 707-720.
385. *Patyk-Kara N.G.* New commercial types of large and super-large tin placer deposits // *Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impacts*. Rotterdam, Balkema, 1995. P. 999-1002.

386. *Patyk-Kara N.G., Davydov P.S., Ushakov V.I.* The North Lyakhovsky District of Tin Placers on the Shelf of the Laptev Sea // *Geol. of Ore Deposits*. 1993. V. 35. № 0. P. 31-41.
387. *Patyk-Kara N.G., Kosolapova M.V.* Zonality of alluvial placers of precious Metals (Au, PGE): Numerical modeling // *Abstracts of 8<sup>th</sup> Intern. Platinum Symposium*. Johannesburg, 1998. P. 317-319.
388. *Phillips G.N., Hughes M.J. (coordinator), Arne D.C., Bierkein F.R., Carey S.P., Jackson T., Willman C.E.* Gold. Chapter 13 in: *Geology of Victoria*. Geological Society of Australia. Spec. Publ. 23. 2003. P. 377-431.
389. *Porto C.G., Hale M.* Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brasil // *Economic Geology*. 1995. V. 90. № 2. P. 308-321.
390. *Potter P.E., Hamblin W.K.* Big Rivers Worldwide // Brigham Young University, 2006. V. 4. 78 p.
391. *Pretorius D.A.* The Goldfields of the Witwatersrand basin / S.R. Anhaeusser, S.Maske (eds.). Johannesburg: Geol. Surv. of S. Africa, 1986. P. 489-493.
392. *Pretorius D.A.* Gold in proterozoic sediments of Africa: Systems, paradigms and models // *Handbook of strata-bond and stratiform ore deposits / K.H.Wolf (eds.)*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1976. V. 7. № 1. P. 1-27.
393. *Robyn T.L.* Geology and Ore Controls of the Lower Olinghouse Placer Gold Mine, Nevada // *Economic Geology*. 1994. V. 89. P. 1614-1622.
394. *Shilo N.A., Sidorov A.A., Zilbermints A.V.* Circum-Pacific Volcanogenic Belts of the Soviet Asia and Their Metallogenic Features // *Pacific Geology*. 1968. № 1. P. 1-12.
395. *Slingerland R.* Role of hydraulic sorting in the origin of fluvial placers // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1984. V. 54. P. 137-150.
396. *Stanaway K.J.* Heavy mineral placers // *Mining Engineers*. 1992. V. 44. P. 352-358.
397. *Stanaway K.J.* Four world titanium mining provinces // *Heavy minerals*. Society for Mining, Metallurgy and Exploration. 2005. P. 47-59.
398. *Sukhoroslov V.L., Yablokova S.V.* Some features of placer formation under tropical climate conditions // *Quaternary International*. 2001. V. 82. P. 75-86.
399. *Sutherland F.L., Schwarz D., Webb G.* Basaltic gem fields, eastern Australia: Sapphire-ruby characteristics and connections // *Geological Society of Australia Abstracts*. 2003. P. 32-41.
400. *Van Overeem A.J.A.* The geology of the cassiterite placers of Billiton, Indonesia // *Special 110<sup>th</sup> year anniversary edition of Billiton Mijnbouw "Geologie en Mijnbouw"*. Jaargang, 1960. V. 33. P. 444-457.
401. *Vearncombe J.R.* Shear zones, fault network and Archean gold // *Geology*. 1998. V. 26. P. 855-858.
402. *Victorian gold province* // *Geology of Australian and Papua New Guinean Mineral Deposits / D.A.Berkman and D.H.Mackenzie (eds.)*. Melbourne: Austral. Inst. of Mining and Metallurgy, 1998. P. 495-506.

403. *Whiteside H.C.M.* Examples of possible movements of gold in solution in the Witwatersrand, Vendersdorp, and Transaal systems. Genesis of Uranium- and Gold-Bearing Pre-cambrian Quartz-Pebble Conglomerates // U.S. Geological Survey Professional Paper. 1981. 58 p.
404. *Willman C.E.* Castlemine goldfield. Castlemine-Chewtom, Fryers Creek // Geological Survey of Victoria Report. 1995. V. 106. P. 56-62.
405. *Witting B.H., Hodgson C.J., Mason R.* Giant Ore Deposits // Soc. Econ. Geol. Spec. Public. 1993. V. 2. 404 p.
406. XV INQUA Congress-1999. Field Guide. 12-16 August 1999. Durban, 1999. 24 p.
407. *Yim W.W.S.* Geochemical exploration for tin placers in St. Ives Bay // Marine Mining. 1979. V. 2. P.15-26.
408. *Youngson J.H., Craw D.* Evolution of placer gold deposits during regional uplift, Central Otago, New Zealand // Economic Geology. 1995. V. 90. P. 731-745.
409. *Youngson J.H., Craw D., Falconer D.M.* Evolution of Cretaceous-Cenozoic quartz pebble conglomerate gold placers during basin formation and inversion, southern New Zealand // Ore Geology Review. 2006. V. 28. P. 451-474.
410. *Zumberge J.E., Nagy B., Nagy L.A.* Some aspects of the development of Vaal Reef uranium-gold carbon seams, Witwatersrand Sequence: Organic geochemical and microbiological considerations. Genesis of Uranium- and Gold-Bearing Precambrian Quartz-Pebble Conglomerates // U.S. Geological Survey Professional Paper. 1981. 53 p.

---

---

## CONTENTS

---

---

<b>Foreword</b> .....	7
<b>Introduction</b> .....	9
<b>Chapter 1. Factors controlling placer deposit setting in the Earth's crust structures</b> .....	15
1.1. Problem of primary sources. Placer-forming ore formations.....	16
1.2. Migratory capacity of placer minerals and boundary conditions in the placer formation environment.....	32
1.3. Transformation of mineral paragenesis of placers.....	43
1.4. Regional morphostructural and geomorphic control.....	47
1.5. Lithogenesis and placer formation <i>(with contribution from B. V. Malkin)</i> .....	50
1.6. Conditions for large placer deposits occurrence.....	60
<b>Chapter 2. Principles of typification of placer-bearing areas</b> .....	81
2.1. Tectonic and geomorphic evolution as a basis of typification of placer-bearing areas. Placer formation.....	81
2.2. Fossil placers and placer formations.....	86
2.3. Series of placer formations.....	92
2.4. Ranks of placer areas and principles of their separation.....	100
<b>Chapter 3. Characteristic features of placer minerageny on ancient platforms</b> .....	109
3.1. General prerequisites for placer formation and preservation on ancient platforms.....	109
3.2. Placer minerageny on platforms in the Northern Hemisphere.....	117
3.2.1. Specific features of placer minerageny of the East European platform.....	117
3.2.2. Specific features of placer minerageny of the North American platform.....	138
3.2.3. Specific features of placer minerageny of the East Siberian platform.....	144



3.3. Placer minerageny on platforms in the Southern Hemisphere.....	180
3.3.1. General features of placers minerageny of platforms in the Southern Hemisphere.....	181
3.3.2. Placer minerageny of the African platform <i>(with contributions from B. V. Malkin and B. A. Bogatyrev)</i> .....	187
3.3.3. Placer minerageny of the South American platform <i>(with contributions from B. V. Malkin and B. A. Bogatyrev)</i> .....	225
3.3.4. Placer minerageny of the Hindustan platform.....	240
3.3.5. Placer minerageny of the Australian platform.....	249

## **Chapter 4. Placer minerageny in ancient orogenic folded belts.....**

263

4.1. Placer provinces of ancient orogenic folded belts.....	267
4.1.1. Timan-Uralian placer mega-province.....	267
4.1.2. Placer mega-provinces and provinces of the Central-Asian orogenic folded belt.....	290
4.1.3. Kazakhstan placer mega-province.....	291
4.1.4. Altay-Sayan - Mongolia-Transbaikalian placer mega-province.....	299
4.1.5. Placer minerageny of the Tien-Shan and adjacent Cimmerian-Alpine mountains.....	333
4.1.6. East Australian placer mega-province.....	336
4.1.7. Placer mega-province of Paleo- and Meso-Europe.....	348
4.2. Placer minerageny of Mesozoic and Alpine orogenic folded belts.....	354
4.2.1. Placer mega-province of The North-East of Asia.....	355
4.2.2. Placer mega-province of the North American Cordilleras.....	373
4.2.3. Placer mega-province of Mesozoic mountains in East and South-East Asia.....	400
4.2.4. Placer mega-province of the South American Cordilleras.....	417
4.2.5. Placer mega-province of New Zealand.....	424
4.2.6. Placer mega-province of Alpine structures in the Alpine-Himalayan mobile belt.....	428

<b>Chapter 5. Placer minerageny of young platforms.....</b>	<b>439</b>
5.1. General features of placer minerageny on young platforms.....	439
5.2. Placer minerageny of the West Siberian platform.....	440
5.3. Placer minerageny of the Scythian and Turanian plates.....	446
5.4. Placer minerageny of other plates.....	450
<b>Chapter 6. Placer minerageny of a recent island arc complexes.....</b>	<b>457</b>
<b>Chapter 7. Minerageny and types of placer mega-provinces of the modern shelf areas.....</b>	<b>467</b>
7.1. Statement of the problem.....	467
7.2. Types of shelf areas and their placer minerageny.....	470
7.3. Mineragenic specialization of the Cenozoic shelf placer provinces and mega-provinces ( <i>with reference to Russia</i> ).....	474
7.4. Specific features of the Cenozoic lithogenesis on shelves and its effect on placer formation.....	479
7.5. Evolution of placer formation on Russian shelves.....	481
<b>Conclusion. Evolution of placer formation through the Earth's history.....</b>	<b>493</b>
<b>References.....</b>	<b>501</b>
<b>Appendix. Color illustrations.....</b>	<b>П1</b>

Научное издание

## **МИНЕРАГЕНИЯ РОССЫПЕЙ:**

**ТИПЫ РОССЫПНЫХ ПРОВИНЦИЙ**

Утверждено к печати  
Ученым Советом ИГЕМ РАН  
18.03.2008



Издательская группа  
Центра инновационных проектов ИГЕМ РАН  
Ответственный редактор И.А.Чижова

Редакторы:  
М.А.Александрикова, Г.Ю.Бутузова  
Компьютерная подготовка оригинал-макета:  
М.А.Рузматова

Подписано к печати 24.10.2008.  
Формат 70x100/16. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Уч. изд. л. 34.5  
Тираж 300 экз. Заказ № 2144.

ГУП ППП Типография "Наука" АИЦ РАН,  
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6.

Приложение.  
ЦВЕТНЫЕ ИЛЛЮСТРАЦИИ



К стр. 103, 110, 118, 124, 132, 162, 190, 226, 248,  
250, 264, 269, 272, 305, 313, 349, 358, 376, 468, 497



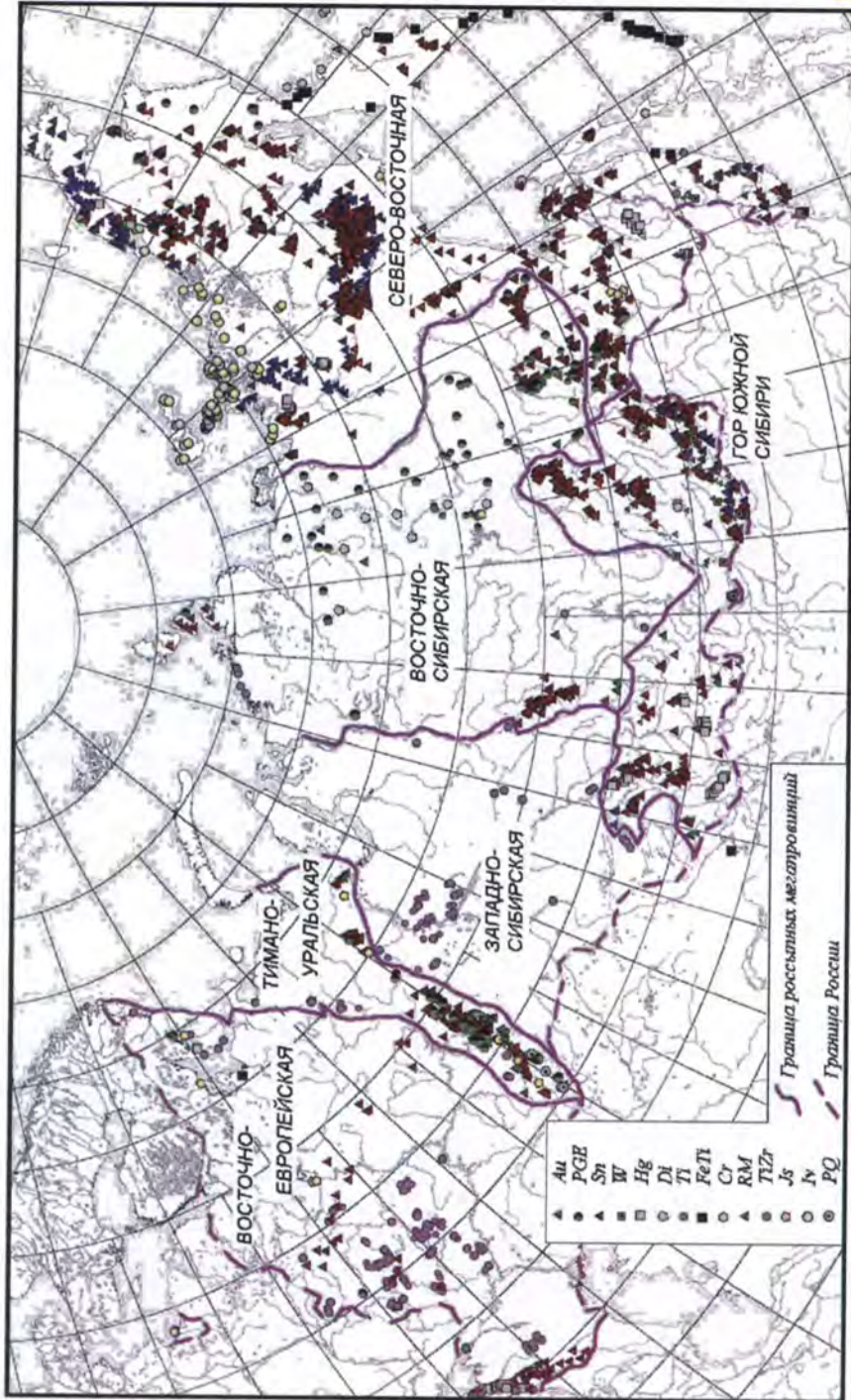


Рис. 2.6. Размещение россылей различных минеральных типов на территории России (База данных "Россыльные месторождения России" ИГЕМ РАН на 01.10.2007 г.)

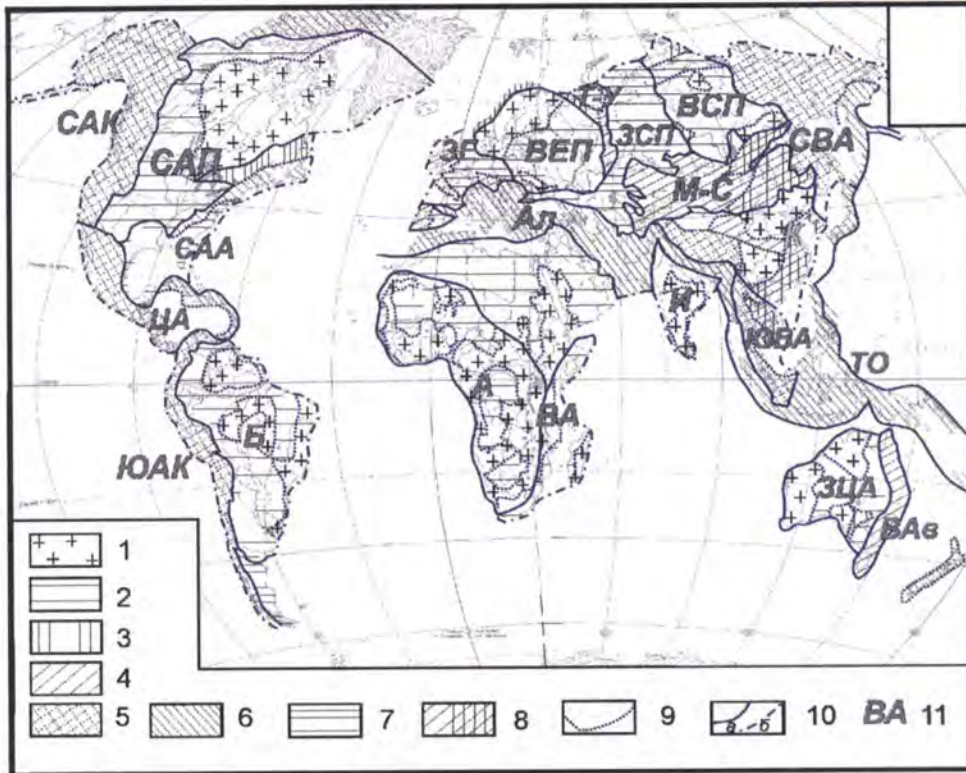


Рис. 3.1. Главные россыпные мегапровинции мира

1-7 - главные типы структур земной коры: 1-2 - древние платформы: 1 - щиты (выступы складчатого основания), 2 - плиты; 3-6 - орогенно-складчатые пояса: 3 - позднепротерозойские, 4 - палеозойские, 5 - мезозойские, 6 - кайнозойские; 7 - плиты (платформы на палеозойском основании); 8 - области мезозойской тектономагматической активизации; 9 - граница главных структурных элементов; 10 - границы россыпных мегапровинций: а - на суше, б - условная, на море; 11 - индексы россыпных мегапровинций: древних платформ: САП - мегапровинция Северо-Американской платформы, ВЕП - Восточно-Европейской платформы, ВСП - Восточно-Сибирской платформы, Б - Южно-Американской платформы, А - Африканской платформы, ВА - Восточно-Африканской платформы, И - Индостана, ЗЦА - Австралийской платформы, К - Китайской платформы (с прилегающими активизированными складчатыми поясами); разновозрастных складчатых поясов: Т-У - Тимано-Уральская, М-С - Монголо-Сибирская, ВАВ - Восточно-Австралийская, САК - Северо-Американских Кордильер, ЦА - Центрально-Американская, ЮАК - Южно-Американских Кордильер, СВА - Северо-Востока Азии, ЮВА - Юго-Восточной Азии, Ал - Альпийская, ТО - Тихоокеанская островная; молодых платформ: САА - Северо-Американская Атлантическая, ЗЕ - Западно-Европейская (включая выступы складчатого основания), ЗСП - Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты.

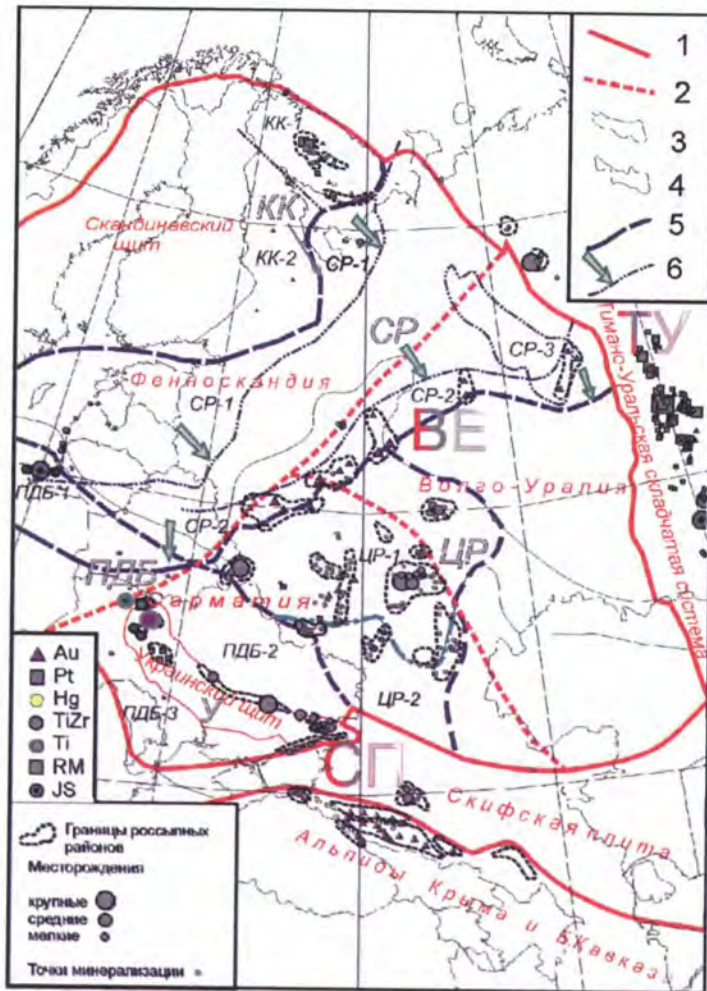


Рис. 3.2. Размещение россыпей и схема минерагенического районирования Восточно-Европейской платформы

1, 2 - границы главных структурных элементов: 1 - Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Скифской плиты (СП), Тимано-Уральской складчатой системы (ТУ), 2 - секторов ВЕП и кристаллических щитов (границы щитов служат одновременно границами россыпных провинций); 3 - область мезозойских прогибов; 4 - область раннекайнозойских прогибов; 5 - границы россыпных провинций в пределах ВЕП: КК - Карело-Кольская, СР - Северо-Русская, ЦР - Центрально-Русская, ПДБ - Припятско-Днепровско-Балтийская, У - Украинского щита; 6 - границы субпровинций: КК-1 и КК-2 в пределах Карело-Кольской, СР-1 и СР-2 в пределах Северо-Русской, ЦР-1 и ЦР-2 в пределах Центрально-Русской, ПДБ-1, ПДБ-2 и ПДБ-3 в пределах Припятско-Днепровско-Балтийской провинций. Стрелками показано направление перемещения материала в субпровинциях, обусловленных покровным оледенением,

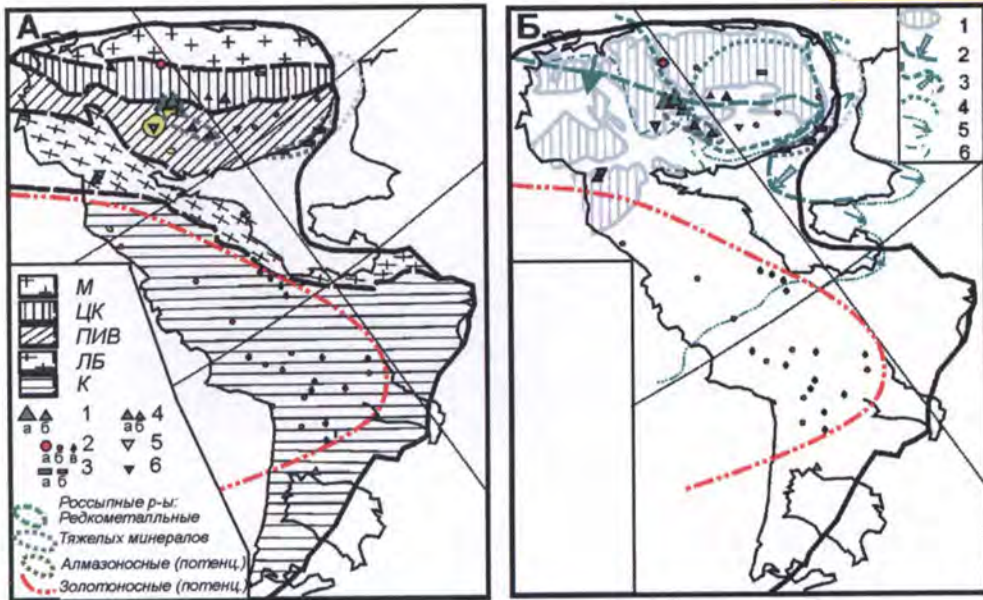


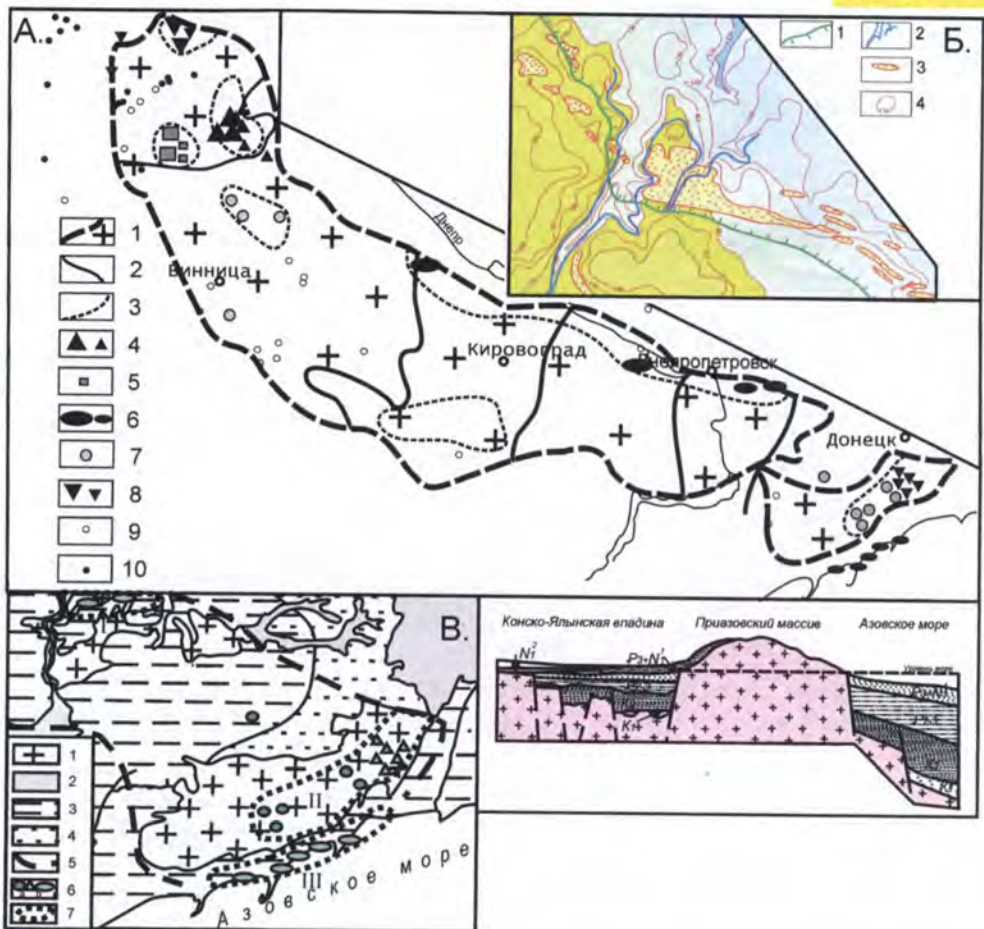
Рис. 3.4. Схема россыпной восточной части Карело-Кольского мегаблока ВЕП Карело-Кольской россыпной провинции: А - на обобщенной геологической основе; Б - с учетом событий четвертичной истории

Буквами обозначены:

А: М - Мурманский позднеархейский гранит-мигматитовый, ЦК - Центрально-Кольский позднеархейский гранулит-гнейсовый блок, ПИВ - Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс, ЛБ - Лапландско-Беломорский позднеархейский-раннепротерозойский гранулитово-гнейсовый пояс, К - Карельская архейская гранит-зеленокаменная область. Характер россыпной минерализации: 1 - лопарит: месторождения средние (а) и мелкие (б); 2 - золото: россыпные месторождения мелкие (а), россыпные проявления (б), то же в конгломератах (в); 3-4 - комплексные ПМР (3 - Ti-Zr + лопарит, 4 - Zr (циркон, бад)): - россыпные месторождения мелкие (а), россыпные проявления (б); 5- горнохимическое сырье (апатит); россыпные месторождения мелкие; 6 - гранат: россыпные проявления.

Б: 1-6 - границы; 1 - суши во время распространения микулинского морского бассейна; 2 - распространения Карского ледового щита (древнее 10 Ка (по М.Г.Гросвальду)); 3 - максимального распространения Скандинавского ледника (по А.А.Никонову); 4 - Понойского автономного ледника (по Н.Н.Арманд); 5, 6 - распространения Скандинавского ледника в стадии Кейва-I (5) и Кейва-II (6) (Евзеров, 2004).



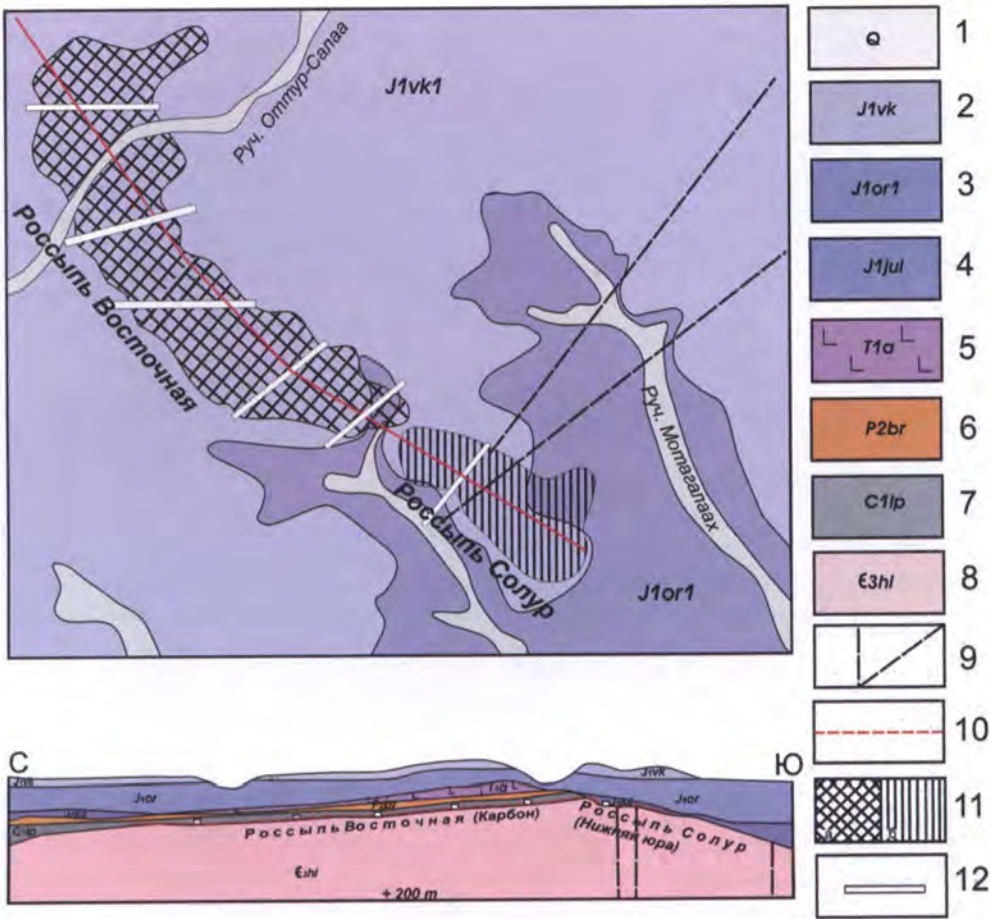


**Рис. 3.7.** Схема размещения основных россыпных районов в пределах россыпной провинции Украинского щита (А), палеогеографическая схема района Тарасовского титано-циркониевого месторождения (по данным В.Н.Павлюка, "Севергеология" Украины) (Б) и позиция редкометалльных и титано-циркониевых россыпей на территории Азовского щита (с использованием данных А.М.Болотова и др.) (слева карта, справа разрез) (В)

А: 1 - выходы на поверхность кристаллического основания Украинского щита; 2 - граница тектонических блоков; 3 - граница россыпных районов зон; 4-8 - россыпные месторождения и россыпи: 4 - ильменитовые ближнего сноса, 5 - комплексные ЮПК (берилла, толаза, мориона), 6 - комплексные ПМР тяжелых минералов (титано-циркониевые), 7 - монацитовые (редкоземельные), 8 - колумбитовые и колумбит-касситеритовые; 9-10 - находки в мезокайнозойских и четвертичных отложениях: 9 - алмазов, 10 - пирропов.

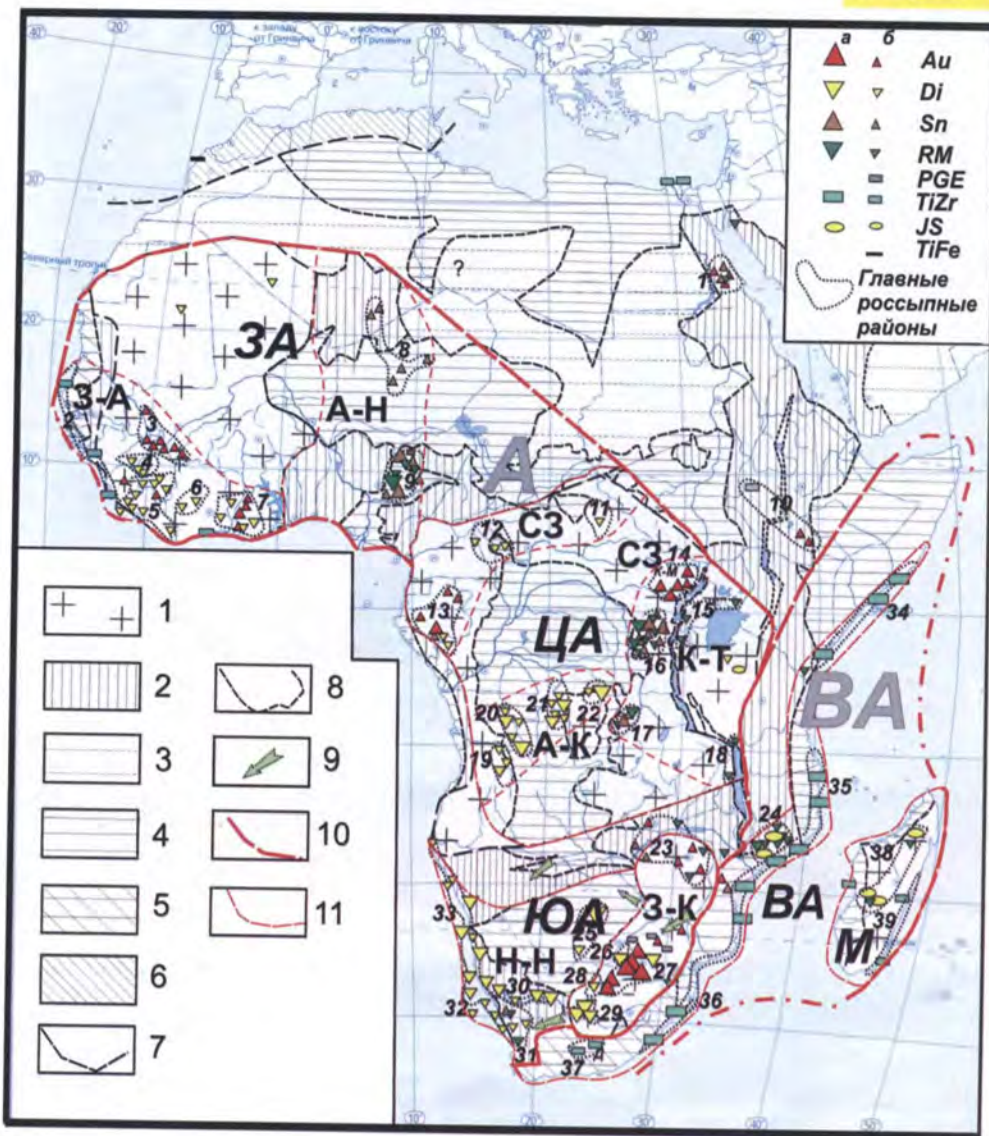
Б: 1 - предполагаемая береговая линия миоценового бассейна; 2 - зоцен-миоценовые (бучакские) палеореки; 3 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 4 - титано-циркониевые россыпи.

В: 1 - выходы на поверхность кристаллического основания; 2 - выходы палеозойских пород; 3 - миоценовые отложения; 4 - палеогеновые отложения; 5 - граница Азовского щита; 6 - россыпи: а - монацитовые, б - колумбитовые, в - комплексные колумбит-циркон-рутил-ильменитовые; 7 - россыпные районы: I - Левобережный, II - Азовский континентальных россыпей, III - Азовский прибрежно-морских россыпей.



**Рис. 3.16. Схема расположения и строения ископаемых алмазоносных россыпей Восточная и Солур, Малоботубинский район**

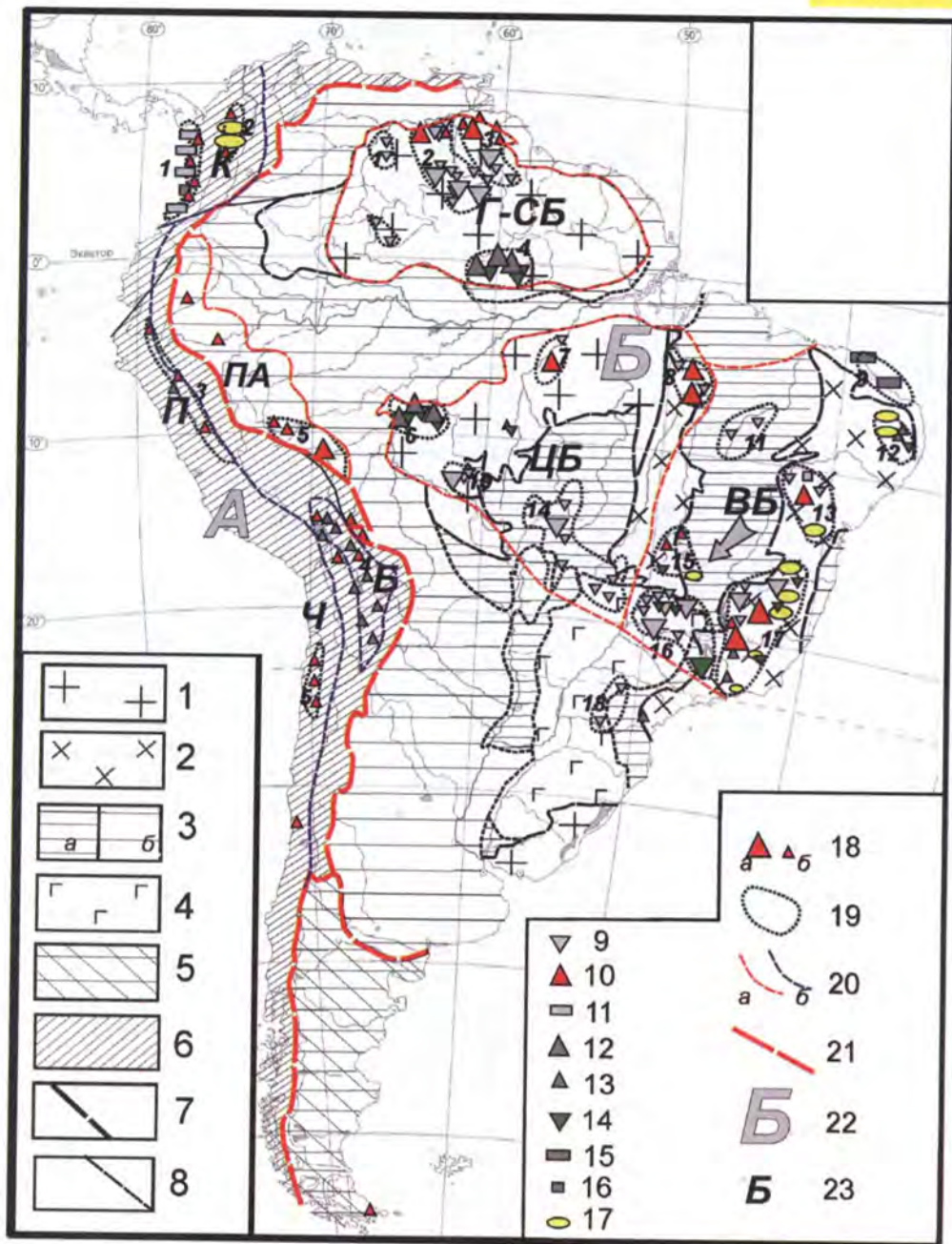
1 - четвертичный аллювий; 2-4 - юрская система: 2 - вакунайская свита, 3 - онуктахская свита, 4 - юлегирская свита; 5 - триасовая система, траппы ахтарандинского интрузивного комплекса; 6 - пермская система, боруллойская свита; 7 - каменноугольная система, лапчанская свита; 8 - кембрийская система, холомолохская свита; 9 - разрывные нарушения; 10 - продуктивный пласт; 11 - ископаемые россыпи: палеозойская россыпь Восточная (а), мезозойская россыпь Солур (б); 12 - наклонные шахты.



### Рис. 3.22. Африка. Россыпные провинции и мегапровинции Африки

1-6 - элементы тектонического строения: 1 - выступы архейского-протерозойского кристаллического основания (щиты), 2 - пояса неопротерозойской панафриканской тектоно-магматической активизации, 3 - палеозойский платформенный чехол, 4 - фанерозойский (в т.ч. мезо-кайнозойский) осадочный чехол, 5 - область герцинской складчатости: мавританиды и каапская область, включая эпигерцинскую платформу, 6 - области альпийской складчатости; 7-8 - границы основных тектонических элементов: 7 - 1-го порядка, 8 - 2-го порядка; 9 - направления движения ледников "Великого пермь-карбонového оледенения"; 10 - границы россыпных мегапровинций: А - Западно-Центрально-Южно-Африканская, ВА - Восточно-Африканская; 11 - границы главных россыпных провинций: ЗА - Западно-Африканская (с субпровинциями: З-А - Западно-Африканская золото-алмазоносная, А-Н - Агахаро-Нигерийская редкометалло-оловоносная), ЦА - Центрально-Африканская (с субпровинциями: СЗ - Северо-Западная алмазоносная, К-Т - Конго-Танзанийская золотоносная и олово-редкометалльная, А-К - Анголо-Конголезская алмазоносная), ЮА - Южно-Африканская (с субпровинциями: Н-Н - Наталь-Намибийская преимущественно алмазоносная, З-К - Зимбабве-Каапваальская алмазо-золотоносная), ВА - Восточно-Африканская, М - Мадагаскарская.

Цифрами обозначены главные россыпные районы: 1 - Нубийский (Au), 2 - Прибрежно-Атлантический (Верга) (TiZr), 3 - Зап. Гвинея-Мали (Au), 4 - Лесная Гвинея ("Алмазный треугольник") (Di), 5 - Сьерра-Леоне-Либерийский (Сева-Лофа-Жунку) (Di), 6 - Торти-Сегуэла, 7 - Гана (Тарква-Бирим) (Di, Au), 8 - Агахар (Sn), 9 - Плато Джос (Sn, Ta-Nb, Zr), 10 - Эфиопия (Адола и др.) (Au, PGE), 11 - Вост. Убари-Шари (Di), 12 - Зап. Убари-Шари (Di), 13 - Этеке-Токонгонио-Комона (Di, Au, Sn), 14 - Кило-Мото (Au), 15 - Уганда-Руанда (Сукулу, Ишаша, Кибуге) (Nb, REE), 16 - Сев. Лугулу (Sn, Ta-Nb), 17 - Манано-Китолото (Sn, Ta-Nb), 18 - оз. Танганьика (Мбея, Румпе) (Nb, REE), 19 - Кванза (Di), 20 - Кванго (Di), 21 - Касаи-Лунда (Di), 22 - М'Бужи-Майи (Di), 23 - Сев. Зимбабве (Au, RM, Sn), 24 - Алту-Лигонья (RM, JS), 25 - Ботсвана (Di), 26 - Вентерсдорп-Лихтенбург (Di), 27 - Бассейн Витватерсранд (Au, PGE, Di), 28 - Швейцер-Ренеке (Di), 29 - Беркли-Вест-Плиска (Di), 30 - р. Оранжевой (Di), 31 - Бушменленд-Намакваленд (Александр-Бей и др.) (Di, Sn, RM), 32 - шельф Намакваленда (Di), 33 - побережье Намибии, включая шельф (Di), 34 - побережье Сомали (TiZr), 35 - побережье Мозамбика (Ti-Zr).



## Рис. 3.38. Россыпная минерагения Южной Америки

1-6 - элементы тектонического строения: 1-4 - Южно-Американская (Бразильская) платформа: 1 - выступы кристаллического основания (щиты), 2 - пояса бразильской (неопротерозойской) складчатости, 3 - платформенный чехол: а - неопротерозойский, б - фанерозойский, 4 - траппы; 5 - Патагонская молодая платформа; 6 - Андский подвижный пояс (мезозойды Южно-Американских Кордильер); 7-8 - границы тектонических элементов: 7 - 1-го, 8 - 2-го порядка; 9-17 - минеральные типы россыпей: 9 - алмазы, 10 - золото, 11 - МПГ, 12 - олово, 13 - вольфрам, 14 - редкие металлы, 15 - комплексные россыпи тяжелых минералов, 16 - хромит, 17 - ювелирные и поделочные камни; 18 - масштабы россыпей: а - крупные, б - рядовые; 19 - главные россыпные районы; 20-21 - границы: 20 - россыпных провинций: а - на платформе, в Андском поясе, 21 - россыпных мегапровинций; 22 - россыпные мегапровинции: А - Андская (Южно-Американских Кордильер), Б - Бразильская (Южно-Американской платформы); 23 - россыпные провинции: К - Колумбийская, П - Перуанская, Б - Боливийская, Ч - Чилийская, Г-СБ - Гвиана-Северо-Бразильская, ПА - Приандская (Западно-Бразильская), ЦБ - Центрально-Бразильская, ВБ - Восточно-Бразильская (Минас-Жерайс). Цифрами обозначены россыпные районы: в Андском подвижном поясе: 1 - Чоко-Пасифико-Барбокоас (PGE, Au, Cr), 2 - Восточно-Колумбийский (Моно и др.) (JS, Au), 3 - Перуанский (Au, W), 4 - Боливийский (Sn), 5 - Чилийский (Au); в пределах Бразильского щита: 1 - Гуаньямо (Di), 2 - Парагуа-Порайма (Di, Au), 3 - Аранка-Куони (Au, Di), 4 - Питинга (Sn, Ta-Nb), 5 - Мадре-да-Дьос (Au), 6 - Рондония (Sn, Ta-Nb), 7 - Риу-Тапажос (Au, Di), 8 - Сьерра-Паллада-Мараба (Au, Di), 9 - Матарака (Ti-Zr), 10 - Рондония алмазная (Di), 11 - Соллопули (JS), 12 - Борборема (JS, RM, Au), 13 - Жакобина-Шапада-Диамантина (Au, Di, JS, Cr), 14 - Гояс-Мату-Гросу (Di), 15 - Риу-Такантис-Каталан (Au, Nd-Ti, JS), 16 - Корамандель (Алмазный Треугольник)-Араша-Тапира-Посус-ди-Калдас (Di, Nb, Zr), 17 - Минас-Жерайс (Жакобина, Жакуарари-Кариба, Диамантина-Жекитинья, Итинга, Боа-Виста и др.) (Au, Di, JS, Sn, W), 18 - Тобажи (Di).

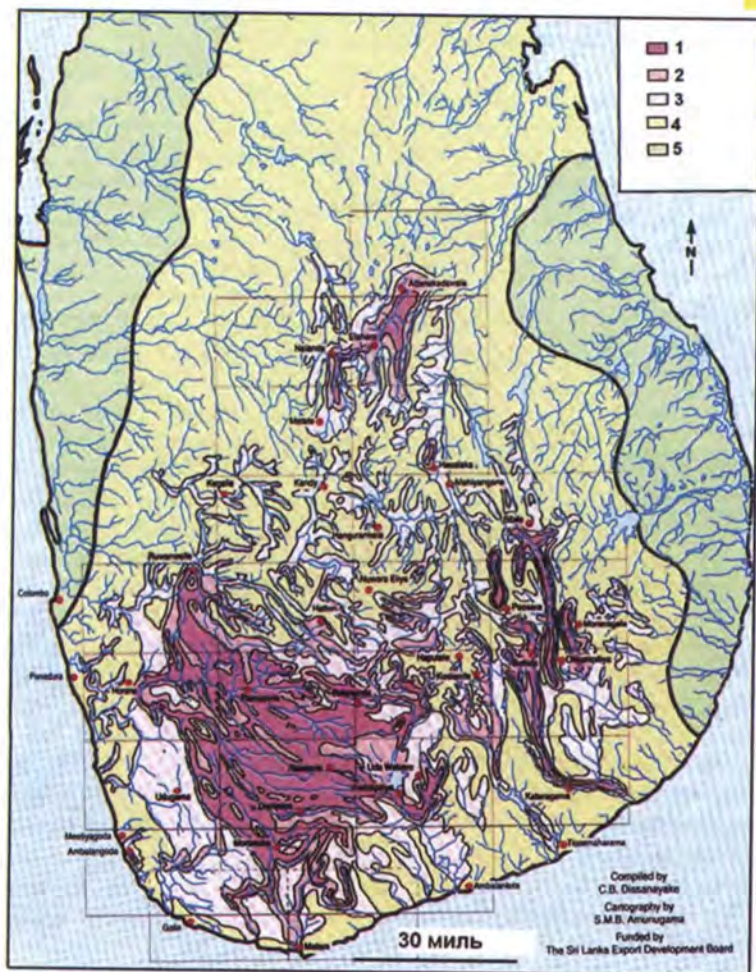


Рис. 3.44. Площади, перспективные на комплексные россыпи ювелирных камней (сапфир, рубин, берилл, шпинель, гранат, циркон и др.) (Gunaratne, Dissanayake, 1996)

1-4 - перспективность площадей: 1 - высокая, 2- вероятная, 3 - умеренная, 4 - слабая; 5 - отсутствие месторождений.

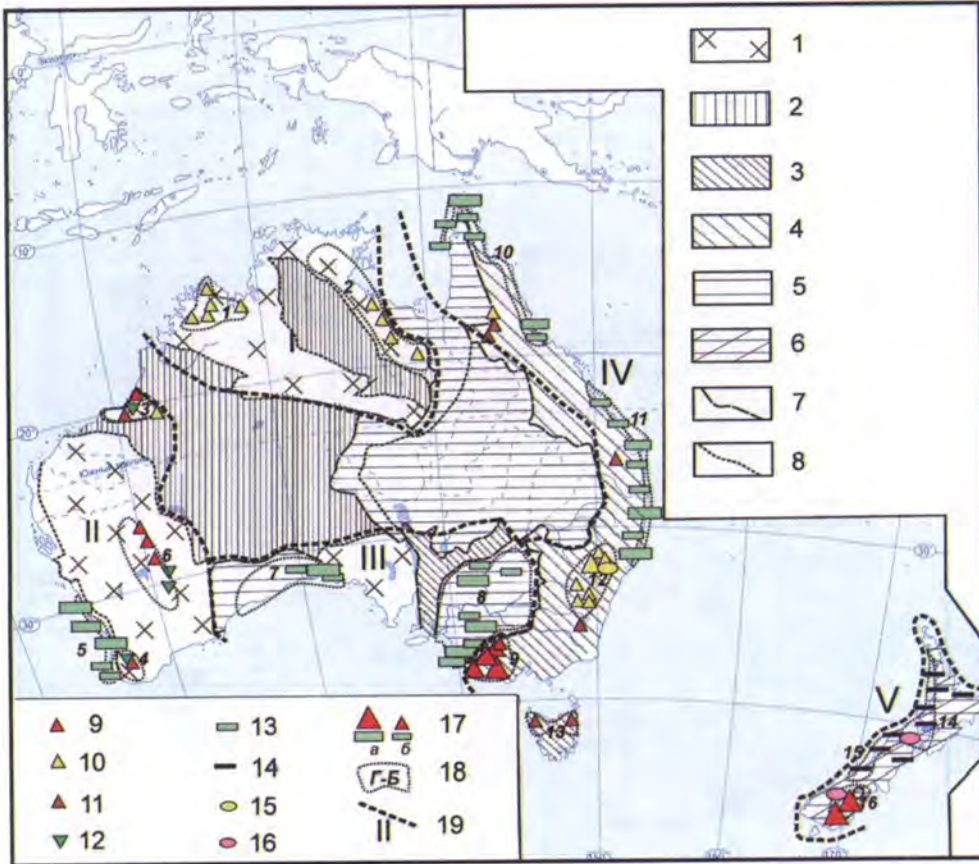
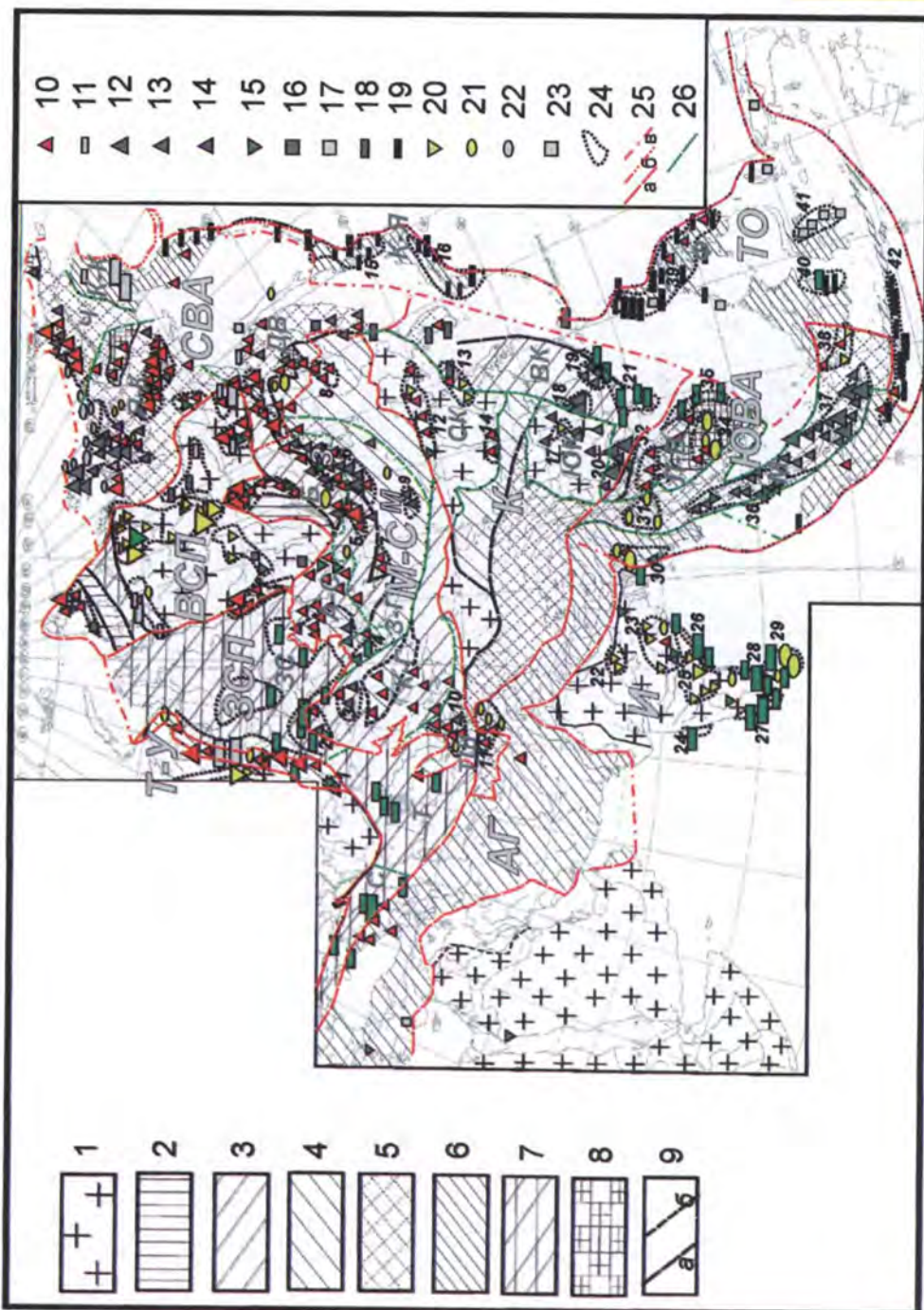


Рис. 3.45. Россыпные провинции и мегапровинции Австралии

1-7- элементы тектонического строения: 1,2 - выступы складчатого основания (щиты); 2 - архей, 2 - нижний-средний протерозой, 3 - неопротерозойский складчатый пояс Аделаида, 4 - Тасманский палеозойско-мезозойский складчатый пояс, 5 - платформенный чехол платформы, 6 - мезозоиды Новой Зеландии; 7,8 - границы тектонических элементов: 7 - 1-ого порядка, 8 - 2-ого порядка; 9-15 - типы россыпной минерализации: 9 - золото, 10 - алмазы, 11 - олово, 12 - редкие металлы, 13 - комплексные россыпи тяжелых минералов, 14 - железистые (титаномагнетитовые), 15 - ювелирные и поделочные камни; 16 - масштаб россыпных месторождений: а - крупные, б - рядовые; 17- россыпные районы, 18,19 - границы: 18 - россыпных провинций (I - Северо-Австралийская, II - Западно-Австралийская (Йилгарн), III - Южно-Австралийская (Гоулер-Эукла-Марри-Бейсин), IV - Восточно-Австралийская, V - Новозеландская), 19 - россыпных мегапровинций (А - Австралийской платформы, ВА - Восточно-Австралийская).

Цифры на схеме - главные россыпные районы: 1 - Аргайл-Эллендейл (Di), 2 - Мак-Арктур (Di), 3 - Пилбара (Sn, RM, Di), 4 - Гринбушес (Au, RM), 5 - Энниба-Залив Географов (Ti-Zr), 6 - Калгурли (Au, RM), 7 - Бассейн Эукла (Ti-Zr), 8 - Марри-Бэйсин (Ti-Zr), 9 - Балларат-Бендиго (Au), 10 - Северо-Австралийский прибрежный (Ti-Zr), 11 - Восточно-Австралийский прибрежный (Ti-Zr), 12 - Грат-Дивинг-Рэнч (Di, JS), 13 - Тасманский (Sn), 14 - Прибрежный (Южный остров) (FeTi), 15 - Прибрежный (Северный остров) (FeTi), 16 - Отаро (Au).



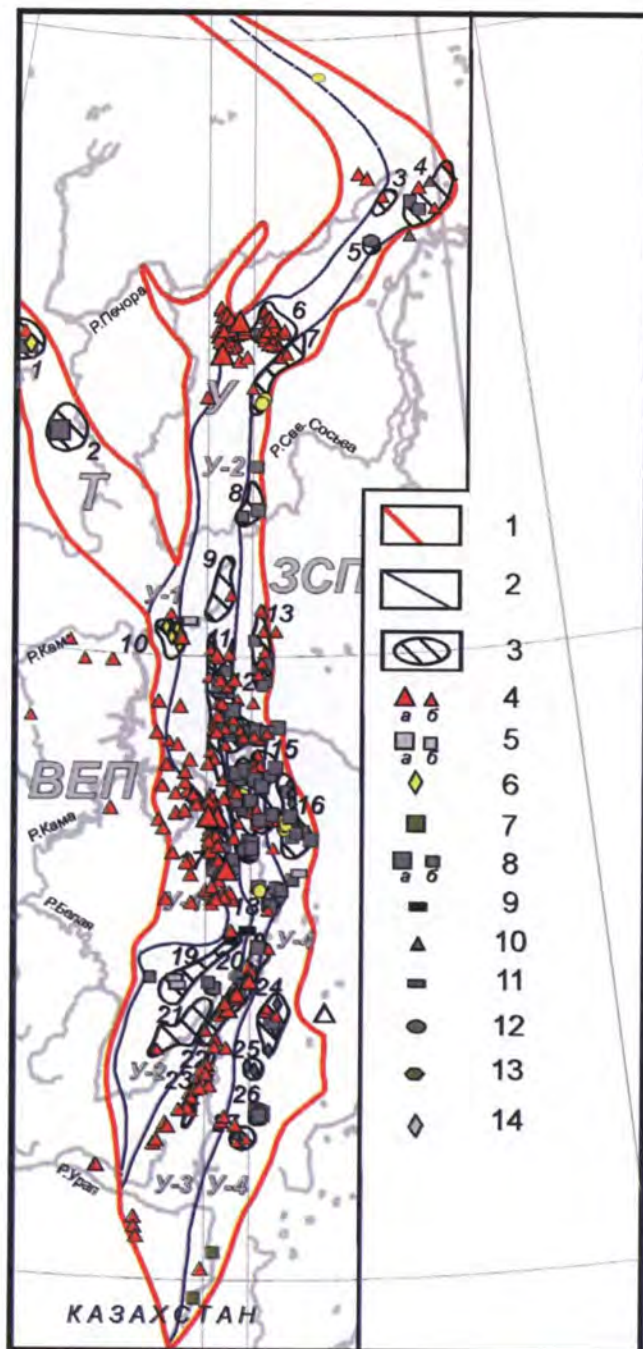


### Рис. 4.1. Россыпные районы, провинции и мегапровинции Азии

1-9 - элементы тектонического строения: 1 - древние платформы, 2-5 - складчатые пояса: 2 - неопротерозойские (байкалиды), 3 - раннепалеозойские (каледониды), 4 - позднепалеозойские (герциниды), 5 - мезозойские, 6 - кайнозойские, 7 - молодые платформы, 8 - срединные массивы, 9 - тектонические границы; а - 1-го порядка, б - 2-го порядка; 10-23 - минеральные типы россыпей: 10 - золото, 11 - МПГ, 12 - олово (касситерит), 13 - вольфрам, 14 - киноварь, 15 - редкие металлы (Ta, Nb, REE), 16 - титан (ильменит), 17 - хромиты, 18 - комплексные тяжелых минералов (Ti-Zr), 19 - железистые (титаномагнетит), 20 - алмазы, 21 - ювелирные и поделочные камни (сапфир, рубин, жадеит, шпинель, гранаты и др.), 22 - ископаемая мамонтовая кость, 23 - горно-химическое сырье; 24 - главные россыпные районы; 25 - границы россыпных мегапровинций: а - достоверные на суше, б - на море, в - предполагаемые; 26 - граница россыпных провинций.

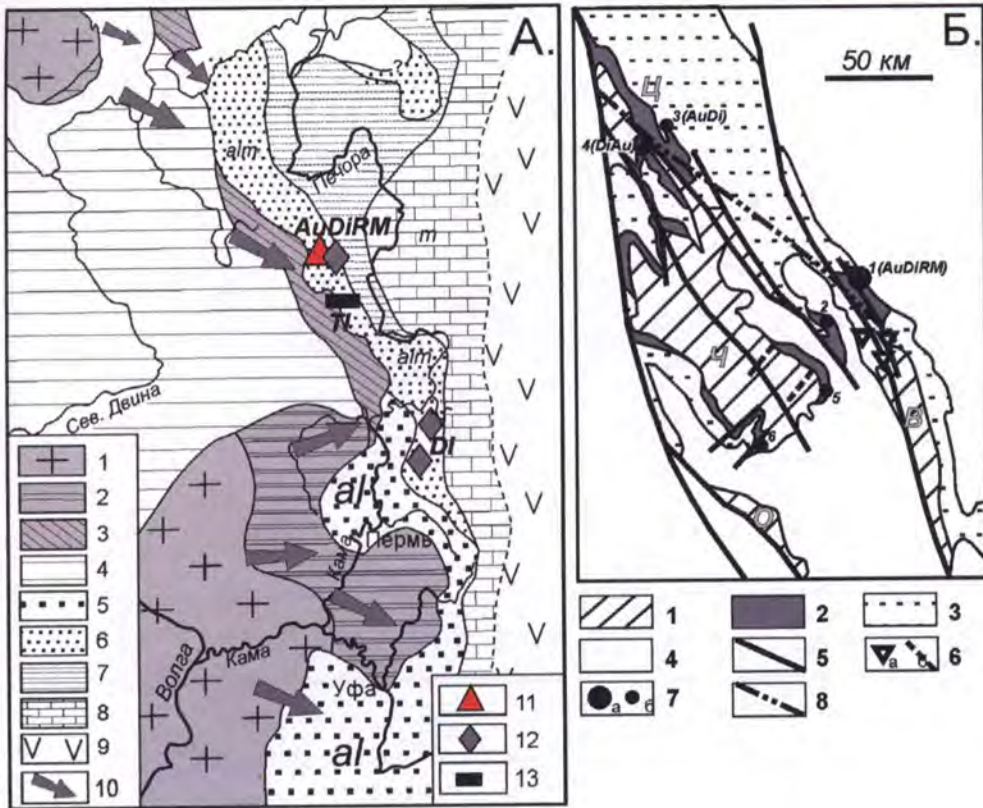
Россыпные мегапровинции и провинции: Т-У - Тимано-Уральская (провинции не показаны, см. таблицу 4.1), ЗСП - молодых платформ (с россыпными провинциями: ЗС - Западно-Сибирская, С - Скифская, Т - Туранская), ВСП - Восточно-Сибирской платформы (провинции не показаны, см. рис. 3.12), СВА - Северо-Востока Азии (с россыпными провинциями: Я-К - Яно-Колымская, Ч - Чукотская, К-К - Камчатско-Корякская, ДВ - Дальневосточная), АГ - Альпийско-Гималайская, М-С - Монголо-Сибирская (с россыпными провинциями: А-С - Алтае-Саянская, З - Забайкальская, З-Г - Зайсано-Гобийская, К-Г - Казахская (Казахско-Гобийская), М - Монгольская, ТШ - Тяньшанская), К - Китайская (с россыпными провинциями: СК - Северо-Китайская, ЮК - Южно-Китайская, ВК - Восточно-Китайская), И - Индостанская, ЮВА - Юго-Востока Азии (с россыпными провинциями: М - Малайская, Л-В - Лаос-Вьетнамская, Б - Бирманская), ТО - Тихоокеанская островодужная мегапровинция (с россыпными провинциями: К-Я - Курило-Японская, Ф - Филиппинская).

Главные россыпные районы/субпровинции (за пределами России): 1 - Мугоджарский (Au, RM), 2 - Северо-Казахстанский (Кокшетауский) (Au, Sn, TaNb, Ti-Zr), 3 - Центрально-Казахстанская (Au, W), 4 - Восточно-Казахстанская (Au, TaNb, REE, Ti-Zr), 5 - Северо-Хэнтэйский (Au), 6 - Южно-Хэнтэйский (Sn, W, Au), 7 - Баян-Хонгорский (Au), 8 - Хинганский (Au), 9 - Гобийский (Sn), 10 - Тянь-Шанский (Au, Sn), 11 - Памиро-Афганский (Au, JS), 12 - Бохайский (Au, Ti-Zr), 13 - Хоккайдо-Сев. Хонсю (Кусира, Ома, Чикагава, Сабаширо и др.) (FeTiV), 14 - Южн. Хонсю-Кюсю (Набари, Икрма, Сампа и др.) (FeTiV), 15 - Шаньдунский (Di), 16 - Пингуи (Sn), 17 - (W, Au), 18 - Гецзю (Sn), 19 - Гуандун-Хайнаньская с/пр (Ti-Zr), 20 - Сон-Санарский (Северный) (Di), 21 - Мадхья-Прадеш (Di, JS, Au), 22 - Голконда (Di), 23 - Ратнагири (Ti-Zr), 24 - Орисса (Ti-Zr), 25 - Керала (Ti-Zr), 26 - Тамил-Наду (Ti-Zr), 29 - Шри Ланка (Ti-Zr, JS), 28 - Бирманская (JS, Au), 29 - Северо-Таиландская с/пр (Бангкок, Мэхллонг, Камбури, Боллой) (JS), 30 - Северо-Вьетнамский (Sn), 31 - Северо-Лаосский (Au), 32 - Камбоджийский (JS, Au, Sn), 33 - Южно-Вьетнамский (Дананг, Ки-Рхон, Кунг-Тау) (Ti-Zr), 34 - Южно-Таиландская с/пр (Sn, REE), 35 - Индонезийская шельфовая субпровинция (Арх. Сунга) (Sn), 36 - Зап. Калимантан (Di, Au), 37 - Филиппинская с/пр (о.Лусон и др.) (FeTi, Au), 38 - Вост. Калимантан (Cr), 39 - Сулавеси (Cr), 40 - Южно-Индонезийская субпровинция (FeTi, Au).



- 1,2 - границы:  
 1 - россыпной мегапровинции,  
 2 - россыпных провинций (Т - Тиманская, У - Уральская) и зон (субпровинций):  
 У-1 - Предуральская,  
 У-2 - Западно-Центрально-Уральская,  
 У-3 - Восточно-Уральская,  
 У-4 - Зауральская);  
 3 - россыпные районы;  
 4-13 - типы россыпной минерализации:  
 4 - золото: а - крупные, б - рядовые,  
 5 - МПГ: а - крупные, б - рядовые,  
 6 - алмазы,  
 7 - редкие металлы,  
 8 - титан: а - крупные, б - рядовые,  
 9 - хром,  
 10 - вольфрам,  
 11 - комплексные россыпи тяжелых минералов,  
 12 - ЮПК (в связи с гранитными пегматитами, а также андезитобазальтами - агаты),  
 13 - ЮПК (в связи с ультрабазитами - демантоид, жадеит),  
 14 - пьезокварц и горный хрусталь.  
 Номера соответствуют номерам россыпных районов в таблице 4.1.

Рис. 4.2. Схема размещения россыпей Тимано-Уральской полиминеральной россыпной мегапровинции (фрагмент БД ИГЕМ РАН "Россыпные месторождения России")



**Рис. 4.3. Палеогеографическая обстановка россыпеобразования по северо-восточному обрамлению Восточно-Европейской платформы в среднедевонское-франское время (А) и позиция полиминеральных палеороссыпей Среднего Тимана (Б) (Константиновский, 2001)**

А: 1-4 - области питания, сложенные породами: 1 - кристаллического основания, 2 - рифейского чехла, 3 - байкальского складчатого основания, 4 - вендского чехла; 5-6 - среднедевонские россыпеносные формации: 5 - преимущественно аллювиальные, 6 - преимущественно дельтовые и прибрежно-морские фации; 7-9 - синхронные им садки: 7 - песчано-алевритистые, 8 - глинисто-карбонатные, 9 - вулканогенные; 10 - направление сноса обломочного материала; 11-13 - россыпи и россыпные проявления: 11 - золото, 12 - алмазы, 13 - титан.

Б: 1 - выступы байкальского фундамента (Ц - Цилемский камень, Ч - Четлаский камень, В - Вымская гряда, О - Обдырское поднятие); 2-4 - платформенный чехол: 2 - среднедевонские-нижнефранские рудоносные олигомиктовые формации (пижемская, яранская и листовичинская свиты), 3 - верхнедевонские песчано-глинистые формации, 4 - верхнепалеозойские-мезозойские карбонатные песчано-глинистые формации; 5 - разломы; 6 - кимберлитовые трубки (а) и пикритовые и карбонатитовые жилы (б); 7 - россыпи и россыпные проявления: а - Ичет-Ю, б - прочие; 8 - граница распространения девонских палеороссыпей ближнего сноса (на западе) и умеренного и дальнего переноса (на востоке).

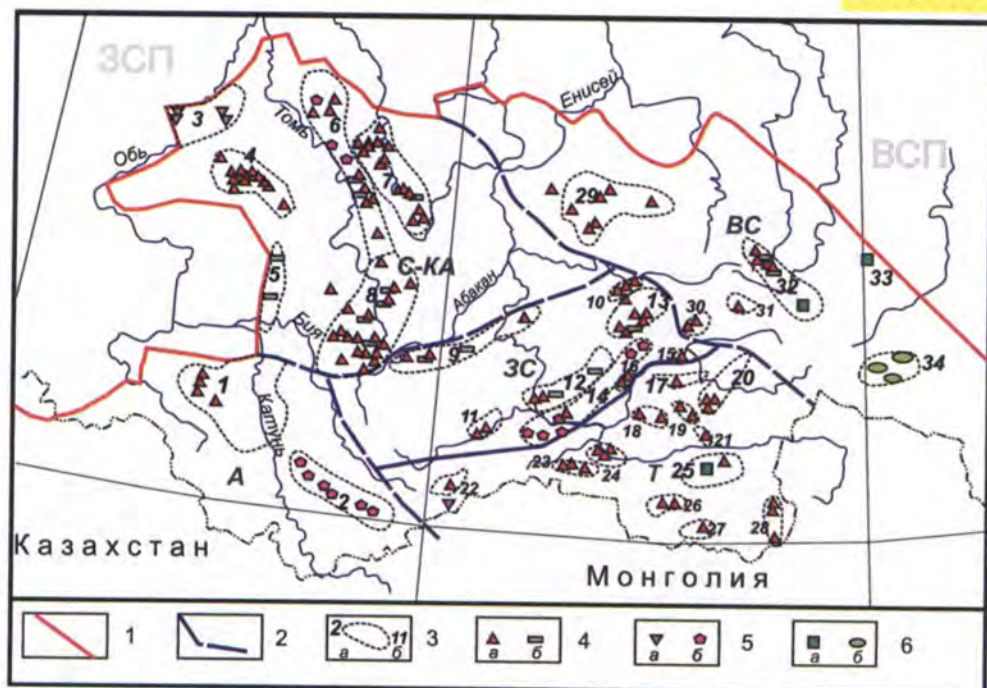


Рис. 4.15. Структура Алтае-Саянской россыпной провинции

1 - граница россыпных мегапровинций; 2 - граница субпровинций в пределах Алтае-Саянской россыпной провинции: С-КА - Салаир-Кузнецкого Алатау, А - Алтайская, ЗС - Западно-Саянская, ВС - Восточно-Саянская, Т - Тувинская; 3 - россыпные районы, как правило, полиминеральные (а) и россыпные узлы (б): 1 - Алтайский р-н (Au), 2 - Курайская зона (Hg), 3 - Колыванский р-н (Sn), 4 - Салаирский р-н (Au), 5 - Южно-Салаирский р-н (МПГ), 6 - Западно-Кузнецко-Алатаусский (Терсинский) р-н (Au, Hg, МПГ(Pt)), 7 - Восточно-Кузнецко-Алатаусский р-н (Au, МПГ(Pt)), 8 - Горношорский р-н (Au), 9 - Абаканский р-н (Au), 10 - Нижнеалымский узел (Au), 11 - Алдын-Маадыпский узел (Au), 12 - Тувинский р-н (МПГ(Ru/Os)), 13 - Амыло-Систигхемский р-н (Au), 14 - Саяно-Тувинская зона (Hg), 15 - Хоросский узел (Au), 16 - Кызык-Чадырский узел (Au), 17 - Улугойский р-н (Au), 18 - Байсютский узел (Au), 19 - Тапса-Каахемский узел (Au), 20 - Ойна-Харальский р-н (Au), 21 - Каюкирба-Ужепский узел (Au), 22 - Чингекатский узел (Au), 23 - Деспенский узел (Au), 24 - Элегест-Межежийский узел (Au), 25 - Улуг-Танзекский р-н (RM, Au), 26 - Агардакский узел (Au), 27 - Нарынский узел (Au), 28 - Эмийский узел (Au), 29 - Манско-Сисимский р-н (Au, МПГ(Pt)), 30 - Казас-Чавашский узел (Au), 31 - Бедий-Кажихемский узел (Au), 32 - Восточно-Саянский р-н (Au, RM, МПГ(Ru/Os)), 33 - Белая Зима (RM), 34 - Верхне-Китайский р-н (нефрит); 4-6 - россыпные месторождения (без указания масштабов): 4 - золота (а) и минералов платиновой группы (б), 5 - олова (а) и киновари (б), 6 - редких металлов (а) и нефрита (б). ЗСП, ВСП - см. рис. 4.1.

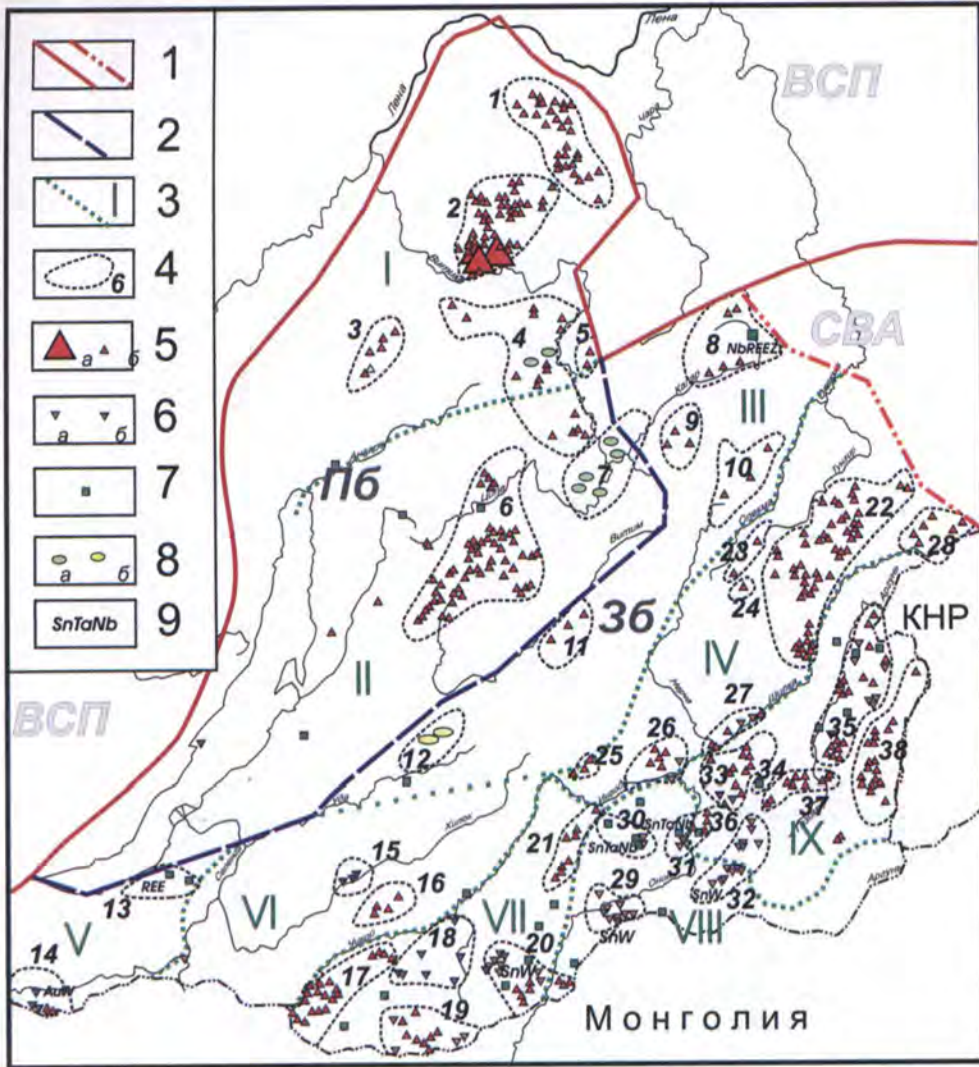
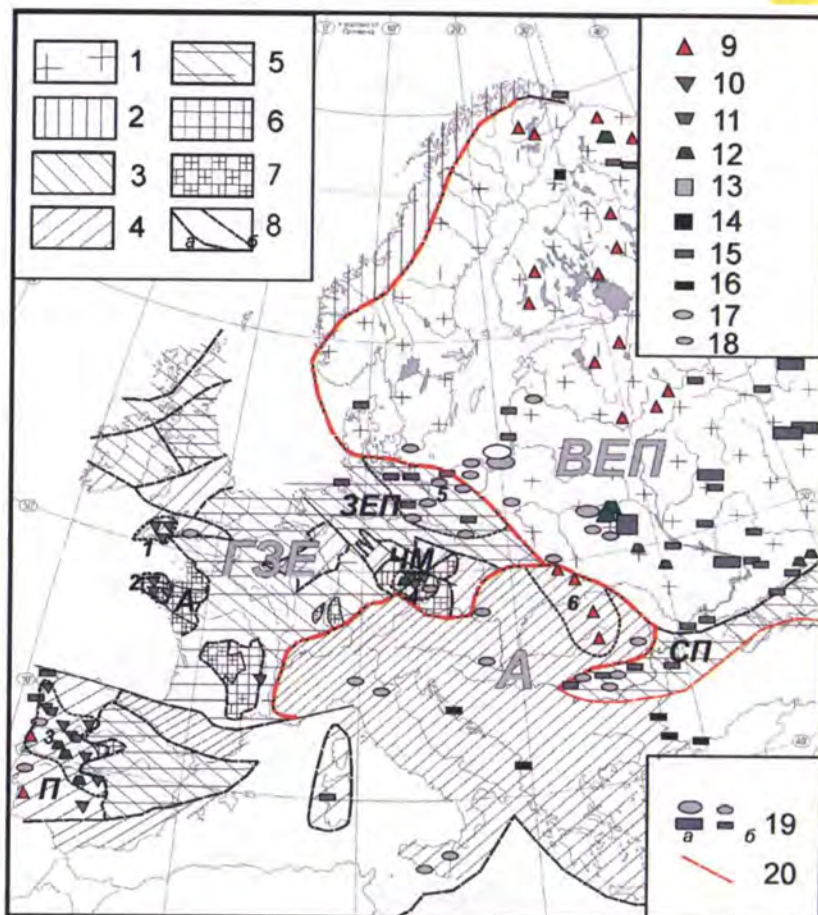


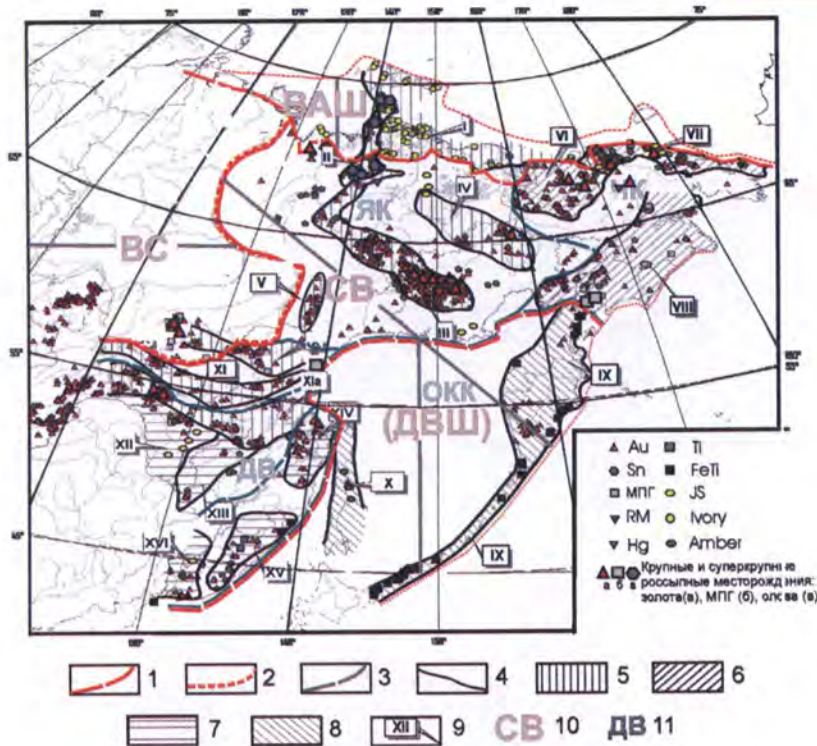
Рис. 4.19. Структура Байкальской россыпной провинции

1-3 - границы: 1 - россыпных мегапровинций: а - установлена, б - условная (символами ВСП и СВА обозначены сопредельные россыпные мегапровинции Восточно-Сибирской платформы и орогенно-складчатых областей Северо-Востока Азии), 2 - россыпных субпровинций (Пб - Прибайкальская, Зб - Забайкальская), 3 - морфоструктурных областей (I - Патомо-Северо-Байкальская, II - Витимского нагорья, III - Северо-Забайкальская (Витимо-Олекминская), IV - Шилко-Нерчинская, V - Джидинская, VI - Хилокская, VII - Даурского свода, VIII - Онон-Аргунская (Агинская), IX - Шилко-Аргунская); 4 - россыпные районы и узлы (см. таблицу 4.4); 5-9 - россыпи: 5 - золота: а - крупные и суперкрупные, б - рядовые, 6 - оловоносные (а), вольфрамовые (б), 7 - редкометалльные, 8 - ювелирно-поделочных камней: нефритовые (а) и агатовые (б); 9 - комплексные россыпи (символами показан состав россыпеобразующих полезных компонентов).



**Рис. 4.31. Размещение россыпей в складчатых областях Европы и сопредельных областях**

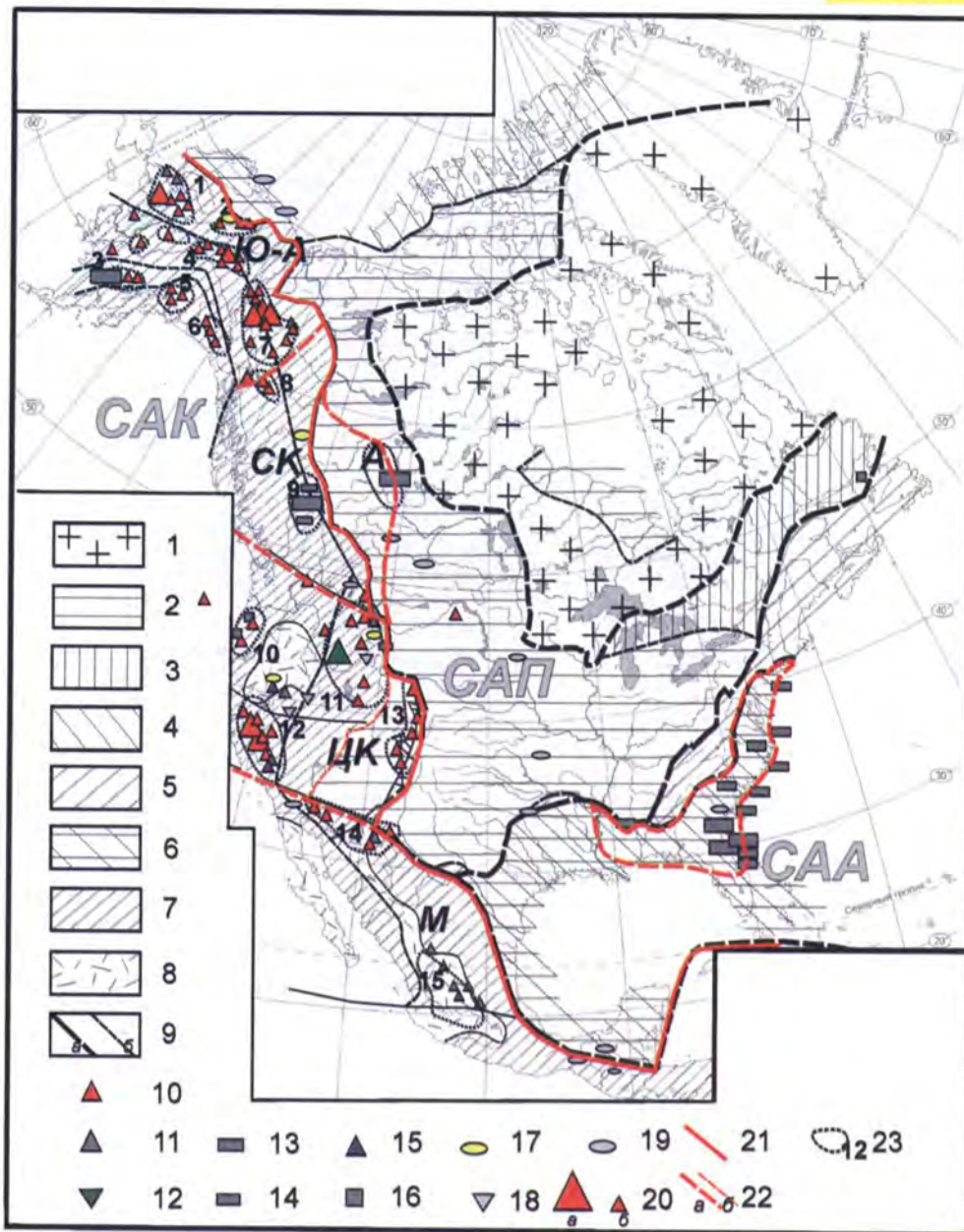
1 - Восточно-Европейская платформа; 2-5 - складчатые пояса: 2 - байкалиды, 3 - каледониды, 4 - герциниды, 5 - альпиды; 6 - плиты на палеозойском основании; ЗЕП - Западно-Европейская плита, СП - Скифская; 7 - срединные массивы; А - Армориканский, ЦФ - Центрально-Французский, ЧМ - Чешский, П - Пиренейский; 8 - границы структур 1-го (а) и 2-го (б) ранга; 9-18 - типы россыпной минерализации: 9 - золото, 10 - олово (касситерит), 11 - вольфрам (вольфрам), 12 - редкие металлы (монацит, лопарит, циркон и др.), 13 - титан (ильменит), 14 - железо (магнетит), 15 - титан и цирконий (тяжелые минералы), 16 - хром (хромшпинелиды), 17 - янтарь, 18 - гранат; 19 - масштабы минерализации: а - крупные месторождения, б - рядовые месторождения и проявления; 20 - граница россыпных мегапровинций (ВЕП - Восточно-Европейской платформы, ГЗЕ - герцинид Западной Европы, А - альпид); главные районы развития россыпной минерализации в пределах складчатых областей Европы: 1 - Корнуолльский (Sn), 2 - Армориканский (Sn), 3 - Иберийский (Sn, RM, Au), 4 - Чешского массива (Sn, RM), 5 - Польский (янтарь, TiZr), 6 - Карпатский (Au).



**Рис. 4.34. Схема минерагенического районирования россыпной мегапровинции Северо-Востока Азии (фрагмент БД "Россыпные месторождения России", ИГЕМ РАН)**

1-4 - границы: 1, 2 - россыпных мегапровинций: 1 - Восточно-Сибирской платформы, 2 - Северо-Востока Азии, 3 - россыпных провинций, 4 - россыпных зон и субпровинций; 5-8 - россыпные зоны и субпровинции: 5 - Яно-Колымской (ЯК) (Au, Sn, ИМК, W, Hg, REE, агаты, TaNb, ЮПК), 6 - Чукотско-Корякской (ЧК) (Au, Sn, W, МПГ, Hg, агаты), 7 - Дальневосточной (ДВ) (Au, Sn, W, МПГ, агаты, ЮПК, Ti), 8 - Охотско-Камчатская (ОК) (FeTi, Au); 9 - россыпные зоны и субпровинции; 10 - россыпные мегапровинции (ВС - Восточно-Сибирской платформы, СВ - Северо-Востока Азии, ДВШ - Дальневосточная шельфовая). Цифрами обозначены россыпные субпровинции и зоны (см. табл. 4.5).





## Рис. 4.40. Россыпные провинции и мегапровинции Северной Америки

1-9 - элементы тектонического строения: 1 - Канадский щит, 2 - Северо-Американская платформа, 3 - гренвилльский пояс, 4 - Иннуитская складчатая система, 5 - Аппалачская складчатая система, 6 - молодые платформы на палеозойском основании (Приатлантическая и Галф Кост), 7 - мезозойды Северо-Американских Кордильер, 8 - поля вулканитов, 9 - граниты тектонических структур 1-го и 2-го порядка; 10-19 - минеральные типы россыпей: 10 - золото, 11 - олово, 12 - редкие металлы, 13 - МПГ, 14 - комплексные тяжелых минералов, 15 - киноварь, 16 - хромит, 17 - драгоценные и поделочные камни, 18 - барит, 19 - янтарь; 20 - масштабы россыпей: а - крупные, б - рядовые; 21-22 - границы: 21 - россыпных мегапровинций (САП - Северо-Американской платформы, САК - Северо-Американских Кордильер, САА - Северо-Американская Атлантическая), 22 - главных россыпных провинций (а) (в случае их несовпадения с границами мегапровинций): Ю-А - Юкон-Аляска, СК - Северных Кордильер, ЦК - Центральных Кордильер, М - Мексиканская, А - Атабаска и субпровинций (б); 23 - главные россыпные районы и крупные россыпные узлы и их минерализация: 1 - п-в Сьюард (Au, Sn), 2 - бассейн рек Нуатак-Кобук (Ноатак-Селвик-Шонгак) (Au, нефрит), 3 - низовья р. Кускокуим (включая Гудньюс Бей) (Au, PGE), 4 - среднее течение р. Юкон (Юкон-Фербенкс) (Au), 5 - р-н Кенайского п-ова (Au), 6 - Юго-Восточная Аляска, 7 - верхнее течение р. Юкон (Клондайк, Индиан, Стюард, Мэйо, Ливинстоун и др.) (ТЮ) (Au), 8 - р-ны Атлин-Карибу (БК) (Au), 9 - бассейн р. Фрейзер (PGE), 10 - Орегон-Каскадные горы (Cr, Au), 11 - штатов Юта и Вайоминг (провинция Хребтов и Бассейнов) (RM, Au, нефрит, касситерит, корунд, агаты, барит), 12 - штатов Калифорния и Невада (хр. Сьерра-Невада) (Au, Hg, RM, Sn, корунд, агаты), 13 - Колорадо (Au), 14 - Северная Мексика (Au, Hg, Sn), 15 - Сан-Луис-Потоси (Sn, Hg).

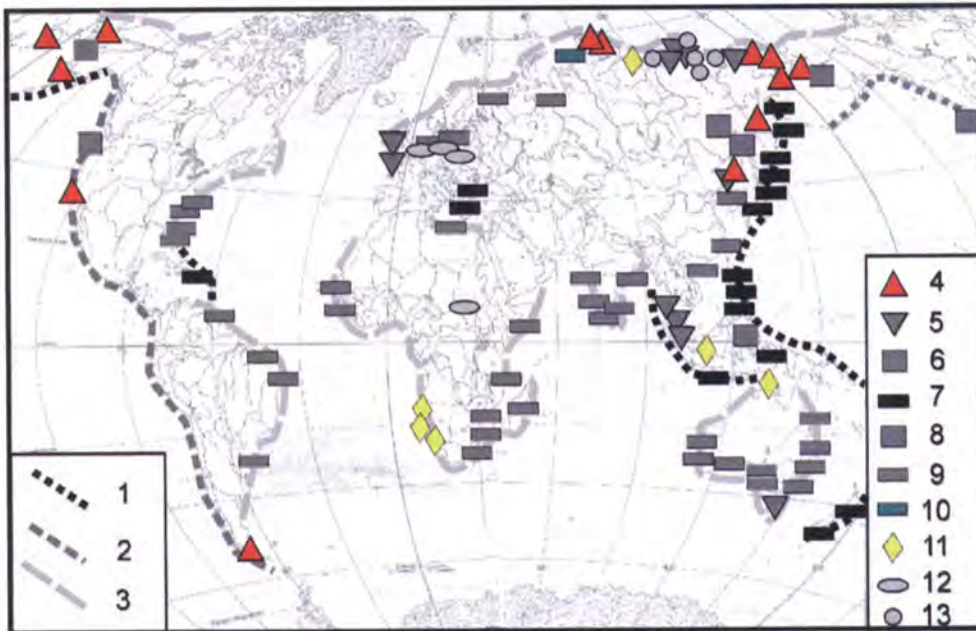


Рис. 7.1. Схема размещения россыпей в шельфовых россыпных провинциях Мира

1-3 - типы шельфов: 1-2 - активных континентальных окраин: 1 - островодужного типа, 2 - андийского типа, 3 - пассивных континентальных окраин; 4-13 - типы россыпной минерализации: 4 - золото, 5 - олово (касситерит), 6 - МПГ, 7 - железо и титан (титаномагнетит), 8 - хром, 9 - титан, цирконий, редкие земли (тяжелые минералы), 10 - титан (ильменит), 11 - алмазы, 12 - янтарь, 13 - мамонтовая кость.

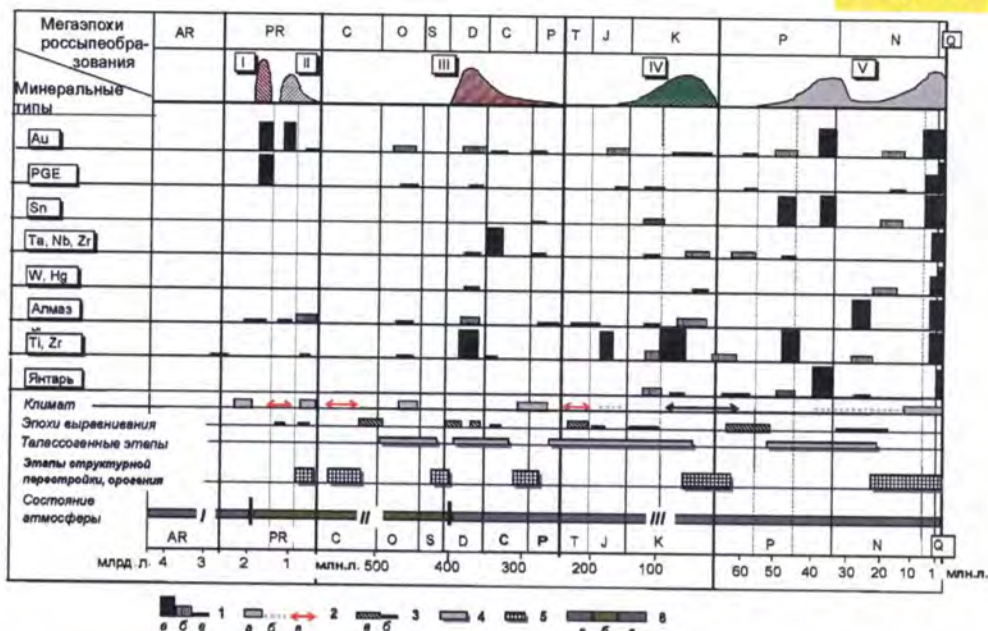


Рис. 8.1. Мегаэпохи россыпеобразования в истории Земли (Патык-Кара, 2002)

Римскими цифрами I, II, III, IV и V обозначены соответственно раннепротерозойская, позднепротерозойская, средне-позднепалеозойская, позднемезозойская и кайнозойская мегаэпохи россыпеобразования; вне масштаба отражено относительное нарастание и спад продуктивности россыпеобразования (с учетом современных данных).

1 - эпохи установленного развития: а - промышленных россыпей, б - непромышленных россыпей, в - россыпных проявлений; 2-6 - основные события геологической истории: 2 - климатические эпохи: а - оледенения, б - глобальные похолодания, в - глобальные потепления; 3 - эпохи выравнивания: а - главные (формирование региональных поверхностей выравнивания и кор выветривания), б - второстепенные; 4 - главнейшие талассогенные этапы; 5 - главнейшие этапы структурной перестройки и орогении; 6 - тип атмосферы: а - бескислородная (I), б - кислородная без участия растений (II), в - кислородная с участием наземных растений в обмене веществ (III).

Примечание. PGE - ассоциация полезных компонентов, связанных с минералами платиновой группы, Ta, Nb, Zr - ассоциация полезных компонентов, связанных с минералами редкометалльных россыпей ближнего сноса (в связи с щелочными гранитами и ультраосновными-щелочными породами), Ti, Zr - ассоциация полезных компонентов, связанных с комплексными прибрежно-морскими россыпями дальнего переноса (heavy mineral placers).