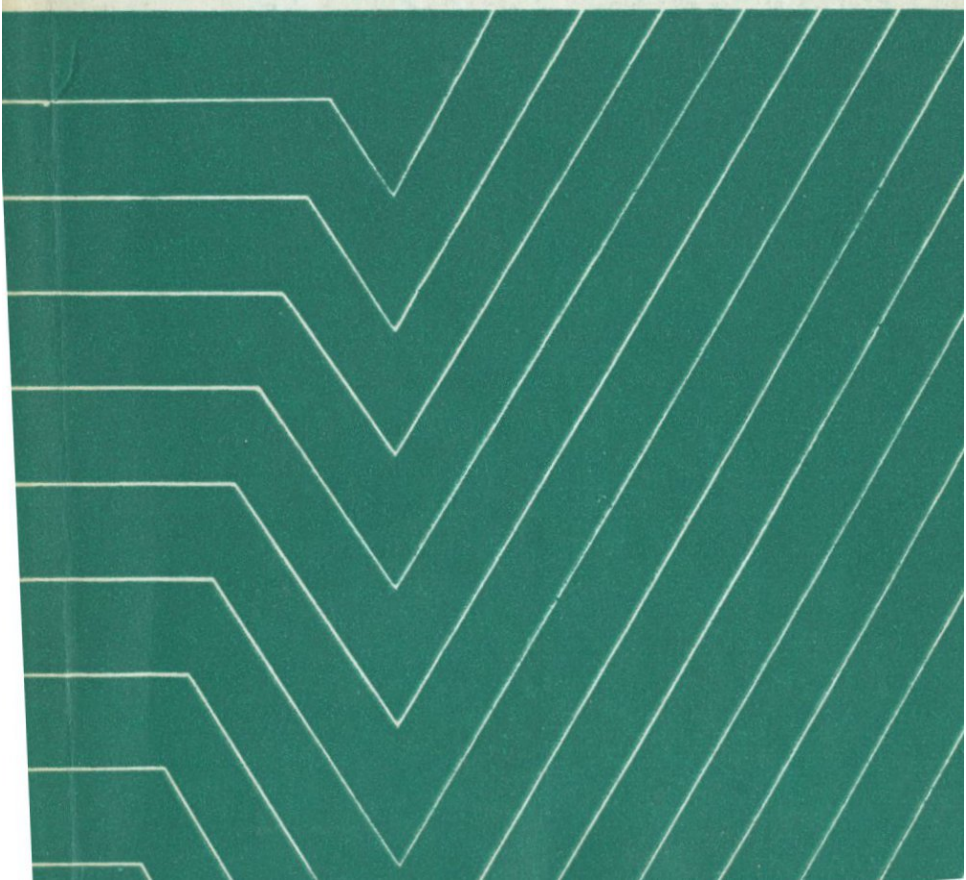


ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ
ПОИСКОВ
РОССЫПЕЙ



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ
ПОИСКОВ
РОССЫПЕЙ

3690



Москва «Недра» 1981



УДК 550.81 + 553.068.5

Геологические критерии поисков россыпей / Л.З. Быховский, С.И. Гурвич, Н.Г. Патык-Кара, И.Б. Флеров. — М.: Недра, 1981. — 253 с.

Обобщены сведения о геологических особенностях, условиях формирования и закономерностях размещения россыпных месторождений. Рассмотрены важнейшие факторы россыпеобразования: формационные типы коренных источников, высвобождение, транспортировка и накопление россыпеобразующих минералов, влияние тектонического, геоморфологического и палеогеографического режимов на формирование россыпей, условия их захоронения и сохранности. Особое внимание уделено геологическим критериям и методам прогнозирования и поисков россыпей. Изложены приемы составления специализированных карт прогноза россыпной металлоносности.

Для широкого круга геологов, изучающих россыпные месторождения, а также для студентов геологоразведочных вузов.

Табл. 8, ил. 63, список лит. — 192 назв.

Авторы: Л.З. Быховский, С.И. Гурвич, Н.Г. Патык-Кара, И.Б. Флеров.

Рецензент: д-р геол.-минер. наук Ф.Р. Апелъдин.

Г $\frac{20804-402}{043(01)-81}$ подписное БЗ-27-127-1980 1904050000

© Издательство "Недра", 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

Россыпи занимают видное место среди месторождений твердых полезных ископаемых, являясь для некоторых из них одним из основных источников добычи. Промышленное освоение россыпей, как известно, экономически более эффективно по сравнению с другими генетическими типами месторождений тех же полезных ископаемых, так как создание на их базе горнодобывающих предприятий обычно не требует больших капитальных затрат. В связи с возрастающим спросом на многие виды минерального сырья в последние годы в мировой практике наблюдается тенденция к значительному расширению работ на россыпные месторождения целого ряда полезных компонентов. В первую очередь это относится к россыпям олова, тантала, ниобия, циркония и редких земель, на долю которых приходится 70-80% поставляемых на мировой рынок соответствующих концентратов. Весьма существенная роль принадлежит россыпям в мировом производстве благородных металлов, титана, драгоценных и поделочных камней.

Россыпные месторождения на протяжении многих десятилетий требовали внимания в отношении их освоения, но не выдвигали особых геологических проблем в отношении их поисков и оценки, поскольку подавляющее большинство ранее выявленных россыпей приурочено к элементам современной речной сети. Многие из них к настоящему времени не только хорошо изучены, но и уже в значительной мере обработаны. В связи с этим в последние годы на повестку встал вопрос о поисках, оценке и освоении новых типов россыпных месторождений, в частности, резко возрос интерес к древним россыпям, что вызвало необходимость проведения широких геологических исследований, включающих детальное изучение стратиграфии, литологии и генезиса континентальных и прибрежно-морских отложений, морфоструктурной позиции и палеогеографических условий развития процессов россыпеобразования. Результаты таких исследований, проведенных коллективами многих геологоразведочных и научно-исследовательских организаций, позволили выявить в ряде регионов СССР новые типы россыпей в отложениях широкого возрастного диапазона. Определелись не только принципиально новые площади, но и целые провинции развития древних россыпей. Одновременно наметились основные закономерности размещения таких россыпей в районах с различным геолого-геоморфологическим развитием, и установлено важное значение определенных процессов континентального литогенеза, в частности образования кор химического выветривания, в формировании россыпей. Древние россыпи в зависимости от минерального состава отличаются значительным разнообразием условий формирования, строения, положением относительно источников питания и другими особенностями, вызывающими необходимость применения специфических методов прогнозирования и оценки.

Со времени выхода в свет работы Ю.А. Билибина, являющейся пер-

вой в нашей стране сводкой по геологии россыпных месторождений и не утратившей своего значения до настоящего времени, геология россыпей обогатилась громадным новым фактическим материалом, на основе которого были получены многие важнейшие теоретические разработки, сформулированные в работах Н.А. Шило, И.С. Рожкова, И.И. Мальшева, А.П. Божинского, Г.П. Воларовича, М.Ф. Веклича, С.С. Воскресенского, Ю.П. Казакевич, И.П. Карташева, С.Г. Мирчинк, Г.С. Момджи, В.С. Трофимова, Ю.А. Трушкова и многих других. Успехи геологии россыпей неразрывно связаны также с развитием учения о рудных формациях (С.С. Смирнов, В.И. Смирнов, А.Д. Шеглов, Р.М. Константинов, Д.В. Рундквист и др.). Особенности россыпных месторождений различных минеральных видов всесторонне освещены в монографических работах последних лет ([Трофимов, 1974; "Россыпные...", 1976; Нестеренко, 1977; Гурвич, 1978; "Геология...", 1979]; Б.И. Прокопчук, 1979 г.), а также в трудах Всесоюзных совещаний по геологии россыпей. При этом большая роль в развитии исследований принадлежит Научному Совету по рудообразованию АН СССР (В.И. Смирнов, Е.М. Камшилина и др.). Все эти работы объективно отражают большие успехи, достигнутые в изучении и освоении россыпных месторождений, современный уровень теоретических разработок и обобщений в геологии россыпей, а также круг задач, выдвинутых на повестку дня практическими исследованиями, в том числе возросший интерес к древним россыпям, все более интенсивное вовлечение в разведку и отработку погребенных, ископаемых и сложных типов россыпей, усиление внимания к россыпям на шельфе, необходимость сопряженного изучения и освоения коренных и россыпных месторождений, требования комплексного использования минерального сырья и т.д.

Авторы не ставили своей задачей осветить в работе россыпи всех полезных компонентов с присущим им разнообразием генетических типов месторождений. Целью настоящего исследования является ознакомление широкого круга геологов с отличительными особенностями формирования, строения и геологическими критериями поисков россыпей цветных, редких и благородных металлов.

При этом основное место в работе отведено проблемам, которые в силу различных причин не нашли достаточного освещения в литературе, а также вопросам, которые могли быть поставлены лишь на современном уровне развития геологии россыпей. Особое внимание уделено характеристике важнейших факторов россыпеобразования, способствующих реализации исходных свойств рудных месторождений, выступающих в качестве коренных источников россыпей, таким, как денационационный срез, морфоструктурная позиция и неотектонический режим, геоморфологическая позиция коренных источников, условия высвобождения и транспортировки россыпеобразующих минералов, роль кор выветривания и региональных эпох выравнивания в эволюции россыпей и зональность россыпей. При характеристике отдельных минеральных групп россыпей авторы постарались охарактеризовать ведущие промышленные типы, а также типы россыпей, недостаточно освещенные в отечественной литературе.

При подготовке книги, помимо личных материалов, собранных авторами в процессе многолетних исследований на россыпных месторождениях различных районов СССР и за рубежом, были использованы многие публикации, а также результаты работ территориальных геологических управлений и научно-исследовательских учреждений системы Мингео СССР, АН СССР, Минвуза СССР и других ведомств.

Авторы выражают глубокую признательность Ф.Р. Апельцину за ряд ценных замечаний и дополнений, сделанных им при просмотре рукописи.

В последние годы заметно активизировались исследования по изучению связей россыпей различных минеральных видов с их коренными источниками. Выявление характера этих связей позволяет на их основе прогнозировать новые россыпные месторождения и узлы, переоценивать ранее известные, а в ряде случаев и "отработанные".

Применительно к задачам анализа связей россыпей и их коренных источников Н.А. Шило было введено понятие "россыпеобразующая" формация, под которой "... понимаются такие коренные источники, за счет которых возникновение россыпей представляется наиболее вероятным..." ["Проблемы...", 1970].

Исследованиями связей различных минералов россыпей с их коренными источниками, в частности россыпей золота, олова, вольфрама, тантала и ниобия, титана, циркония, редких земель, было установлено, что практически все их формационные типы в той или иной мере являются россыпеобразующими. Разница заключается лишь в неодинаковой роли оруденения различных формаций для формирования россыпей. Поэтому при рассмотрении коренных источников россыпей каждого минерального вида наряду с признаками, лежащими в основе выделения рудных формаций (сходный состав устойчивых минеральных ассоциаций, близкие условия формирования и т.д.), особое внимание уделено размерам выделений зерен россыпеобразующих минералов в процессе рудообразования или гипергенного преобразования руд. Все остальные свойства рудных месторождений, такие, как содержание полезного минерала в рудах, минеральный состав и морфология рудных тел, характер распределения оруденения в пределах рудного поля, вертикальный размах оруденения, проявляются в россыпях в зависимости от геолого-геоморфологических условий россыпеобразования.

Коренные источники россыпей золота и платины

Россыпеобразующая способность золоторудных формаций зависит прежде всего от размеров выделений золота в рудах, поэтому именно этот признак и принят нами в качестве главного классификационного критерия при систематике коренных источников. Существует множество классификаций золоторудных месторождений, предложенных разными авторами и основанных на разных принципах. Наиболее полный их обзор приведен в работе Н.В. Петровской, Ю.Г. Сафонова и С.Д. Шера ["Рудные...", 1976].

В Советском Союзе широкое распространение получили классификации золоторудных формаций Н.В. Петровской [1967], Д.А. Тимофеевского [1971], М.Б. Бородаевской и И.С. Рожкова ["Рудные...", 1978], построенные по единому принципу, в которых в качестве важ-

ного показателя особенностей золотого оруденения используется соотношение сульфидов и кварца. Оно указывает на принадлежность оруденения к определенной геотектонической обстановке, отражает глубину формирования руд и, что очень важно для целей поисков россыпей, — определяет размер выделений золота.

Классификация М.Б. Бородаевской и И.С. Рожкова, подразделяющая золоторудные месторождения на золото-кварцевую (сульфидов до 5%), золото-кварц-сульфидную (сульфидов от 5 до 20%), золото-сульфидную (кварц, барит до 15%), золото-серебряную (сульфидов 1-20-30%) формации, с некоторыми изменениями и добавлениями, обусловленными необходимостью более полного отражения различной роли золотого оруденения в формировании россыпей, принята нами при характеристике типов коренных источников россыпей золота.

Оруденение золото-кварцевой формации является источником подавляющего большинства россыпей золота и встречается практически во всех золотоносных районах мира. Наиболее развито оно в геосинклинально-складчатых областях, почти в равной мере в мио- и эвгеосинклинальных зонах; менее распространено на древних шитах, в зонах тектоно-магматической активизации. Основная масса россыпей образована за счет мелких рудопроявлений, рассредоточенных в пределах металлогенических зон. Оруденение представлено отдельными малосульфидными кварцевыми жилами, а также жильными зонами и прожилками. Вещественный состав месторождений и рудопроявлений этой формации довольно однообразен (кварц 95-99%, сульфиды 1-5%, в основном пирит и арсенопирит, а также халькопирит, галенит, сфалерит, иногда теллуриды), поэтому рассмотрение их целесообразно провести по главнейшим провинциям.

Россыпи в связи с оруденением золото-кварцевой формации известны на всех континентах, но наиболее характерны для Тихоокеанского рудного пояса главным образом Северного полушария. Богатейшей золотороссыпной провинцией мира является область мезозойского складчатого пояса Северо-Американских Кордильер, где распространение оруденения золото-кварцевой формации и связанных с ним россыпей ограничено поясом эвгеосинклинальных отложений Кордильер [Шер, 1972]. Здесь из россыпей было добыто около 2000 т золота. Россыпи располагаются в основном в восточном обрамлении Большой долины и образованы за счет многочисленных кварцевых жил, размещающихся в сложно дислоцированных переслаивающихся расчлененных зеленокаменных основных вулканитах и в осадочных отложениях песчано-глинистого состава, возраст которых от докембрийских до мезозойских, а также в дайках и интрузивных массивах основного и кислого состава. В штате Невада успешно разрабатываются крупнейшие коренные месторождения Мадзер-Лоуд и Грасо-Валли-Невада-Сити и много мелких месторождений. На Аляске и Юконе кварцевые жилы, являющиеся источником многочисленных россыпей, не имеют самостоятельного промышленного значения.

Оруденение золото-кварцевой формации в мезозоидах северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса развито в миогеосинк-

линальных складчатых областях (Верхояно-Чукотская, Монголо-Охотская), размещаясь в основном в монотонной песчано-сланцевой толще палеозоя-мезозоя, а также среди выступов подстилающих их метаморфических пород (Приамурье), но нередко оно приурочено и к дайкам различного состава в пределах выступов основания геосинклинального комплекса (Чукотка). Характер вмещающей среды во многом определяет состав руд и, главное, морфологию рудных тел.

Для оруденения в осадочных породах характерно наибольшее разнообразие структурно-морфологических типов рудных тел, обусловленное различным контролем последних сложностью, пликвативными и разрывными дислокациями пород и дайками. Оруденелые дайки в разных провинциях имеют различный петрографический состав. Так, в Яно-Кольымском поясе это преимущественно дайки кислого и среднего состава, синхронные оруденению; на Чукотке — дорудные силлы и мелкие штоки раннегеосинклинальных амфиболитизированных габбро-диабазов. Оруденение в гранитоидных массивах для миегеосинклинальных зон мезозой не характерно. Глубина формирования оруденения золото-кварцевой формации в миегеосинклинальных областях по усредненным данным многих исследователей находится в пределах от 1-1,5 до 4-5 км.

Из россыпей Восточной Австралии, где источниками служили мало-сульфидные жилы золото-кварцевой формации, добыто около 1200 т золота. Золотоносный пояс Восточной Австралии, приуроченный к гамамской палеозойской складчатой системе, на всем протяжении (около 4000 км) сопровождается россыпями, но наиболее развиты они в штате Виктория. Здесь с мезозоя до четвертичного времени происходило излияние основных лав, в результате чего многие раннекайнозойские россыпи золота оказались погребенными под покровами базальтов.

В обрамлении Сибирской платформы в областях байкальской складчатости, сложенных верхнепротерозойскими в различной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными толщами, оруденение золото-кварцевой формации приурочено: в Ленском районе — к внутренней части крупного синклиория, в Енисейском — к краевой части синклиория. Золотоносность не выходит за пределы распространения пород зеленосланцевой фации метаморфизма, что наряду с другими признаками позволило В.А. Буряку (1964 г.) связать формирование золотого оруденения Ленского района с процессами регионального метаморфизма. Вместе с кварцевыми жилами мощностью от долей сантиметров до нескольких метров развиты кварцево-жильные штокверки.

В связи с оруденением золото-кварцевой формации россыпи золота известны также на Леоно-Либерийском щите в Африке, на Гвианском щите в Южной Америке, в палеозойских эвгеосинклинальных зонах Урала и миегеосинклинальных зонах западного Узбекистана, Казахстана и Монголии, в мезо-кайнозойских складчатых системах Новой Зеландии, Океании, Индонезии, Кордильер Южной Америки и среди альпийской системы Евразии.

Оруденение золото-кварцевой формации характеризуется в целом высокой пробыностью 850-950 (до 999) и крупными выделениями

золота, на что указывают находки самородков в россыпях Калифорнии, Аляски, Юкона, в Ленском, Колымском и многих других золотоносных районах. Для некоторых месторождений характерно особенно крупное золото массой в десятки килограммов. Например, из россыпей, приуроченных к месторождению Баларат (Австралия), погребенных под кайнозойскими базальтами, были извлечены наиболее крупные в мире самородки в 69 и 81 кг. По данным Л.А. Николаевой [1961], в Ленском районе в ряде россыпей золотины крупнее 8 мм составляли от 25 до 47%, а в коренном рудопроявлении встречено золото размером до 50 мм в поперечнике. Обычно форма выделения золота неодинаковая: в кварцевых жилах преобладают крупные выделения (более 50% составляет золото крупнее 0,1 мм), часты самородки; в прожилковых зонах и штокверках золото крупнее 0,1 мм составляет всего около 20%, самородки крайне редки. Размеры выделений отличаются в разных продуктивных минеральных ассоциациях и типах рудных тел. Как правило, более раннее золото тонкодисперсное, позднее — более крупное. Например, в месторождении Енисейского кряжа раннее золото — тонкое, а 60 — 70% поздних выделений превышают 0,2 мм [Петровская, 1973]; на одном из месторождений Алтае-Саянской области на долю золотин размером 0,5—1,5 мм приходится только 5% [“Рудные...”, 1978]; на месторождениях Среднего Приамурья золото в метасоматических кварцитах менее 0,2 мм, а в поздних кварцевых жилах преобладают размеры 0,6—0,8 мм [Моисеенко, 1977].

Говоря о большом значении крупных выделений золота коренных источников оруденения золото-кварцевой формации в формировании россыпей, нельзя обойти вниманием вопрос о роли мелкого и тонкого золота, также свойственного этой формации. Согласно одной из крайних точек зрения, количество его в месторождениях и рудопроявлениях золото-кварцевой формации, а также в россыпях ничтожно, по другой, ярким выразителем которой является Л.В. Фирсов (1969 г.), — количество его во много раз превосходит запасы крупного, а в россыпях оно не установлено потому, что теряется при разведке и эксплуатации россыпных месторождений. Проведенные в последнее время в ряде золотоносных районов технологические исследования золотосодержащих проб из рыхлых отложений разного генезиса позволили обнаружить в некоторых из них значительное количество золота размером менее 0,25 мм, в том числе менее 0,1 мм. Во всех случаях большой выход весьма мелкого и тонкого золота обнаружен в россыпях, образованных за счет коренных источников золото-кварцевой формации, характеризующихся преимущественно мелким золотом. Это месторождения и рудопроявления прожилково-вкрапленных и минерализованных зон. В россыпях, образованных за счет размыва золото-кварцевых жил и оруденелых даек этой же формации, мелкое и тонкое золото обнаружено в ничтожных количествах.

Размеры выделений золота в рудах и в россыпях часто не совпадают. Так, в юго-восточной части Яно-Колымского пояса, где отмечены месторождения прожилковых зон и штокверков, средняя крупность золота в россыпях колеблется от 0,53 до 0,90 мм, а в корен-

ных источниках находится в пределах 0,05–0,12 мм. В оруденелых дайках основная доля золота приходится на фракции 0,5–1 мм, а в россыпях, связанных с ними, средний размер золотинок составляет 4–5 мм (Н.А. Шило, 1963 г.). Такое "обогащение" россыпей крупным золотом обусловлено выносом наиболее мелких частиц в процессе формирования россыпей.

Месторождения и рудопроявления, принадлежащие к золото-сульфидно-кварцевой формации, во всем мире развиты очень широко, но по роли в формировании россыпей значительно уступают золото-кварцевой формации. Эта формация доминирует на древних шитах, в складчатых областях эвгеосинклинального типа, в пределах зон тектонической активизации. Для нее характерны повышенные концентрации сульфидов (5–20%) в кварцевых жилах, штокверках и вкрапленно-прожилковых зонах, большое разнообразие геологических обстановок локализации и типов месторождений. Руды формировались на средних глубинах в 1,5–2,5 км, вертикальный диапазон распространения промышленной минерализации нередко свыше 1 км.

По данным С.Д. Шера, наиболее древними структурами, где оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации послужило источником россыпей, являются Восточно-Бразильский щит с суммарной добычей из россыпей около 1000 т золота и выступ основания Северо-Американской платформы, к которому приурочено крупнейшее коренное месторождение Хоумстейк, давшее более 900 т золота. Характерным для этой формации на Восточно-Бразильском щите является месторождение Морру-Велью, вертикальный размах оруденения которого превышает 3000 м. Источником россыпей золота на месторождении Хоумстейк служили в основном куммингтонитовые сланцы, пронизанные жилами и телами кварца, минерализованные сульфидами, преимущественно арсенопиритом, а также пиритизированные базальные конгломераты [Шер, 1972].

Типичными провинциями, где оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации служит главным источником россыпей, являются Уральская и Алтай-Саянская складчатая области. На Урале оруденение локализовано среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ или прорывающих их интрузивных массивов и связано с тоналит-плаггиогранитными интрузиями раннеорогенной стадии развития области. Яркими представителями являются месторождения Березовского рудного поля.

Главная масса золоторудных жил этих месторождений размещается в дайках перпендикулярно к их контактам, благодаря чему жилы получили название "лестничных". Наиболее насыщены жилами крутопадающие дайки гранит-порфиров и плаггиогранит-порфиров, залегающие в сланцеватых породах. С процессами рудообразования связываются характерные изменения – березитизация жильных гранитоидов. Березиты обычно золотоносны.

Золото в рудах этой формации мелкое и тесно ассоциирует с сульфидами. Так, на месторождениях Березовского рудного поля и многих других размеры его колеблются от тысячных долей до нескольких миллиметров, поэтому самородки в россыпях Урала в целом встре-

чаются значительно реже, чем в миеосинклинальных областях, но в некоторых районах Урала, тем не менее, в рудных телах и россыпях было отмечено довольно много самородков. Высказывалось мнение о гипергенной природе скоплений золота [Альбов, 1960], однако их детальное изучение показало наличие включений в нем только эндогенных минералов, в том числе сульфидов. Н.В. Петровская и др. рассматривают это как доказательство первичной природы самородков [“Рудные ...”, 1976].

В Алтае-Саянской палеозойской складчатой области и в мезозойском складчатом поясе в Северо-Американских Кордильерах известно много россыпей, образованных за счет оруденения, наложенного на скарны. Во многих случаях скарны и золотое оруденение объединены единым, хотя и прерывистым постмагматическим процессом, поэтому этот тип некоторыми исследователями выделяется в самостоятельную золото-алюмосиликатную (скарновую) формацию. Однако по вещественному составу это типичное золото-сульфидно-кварцевое оруденение, представленное [Тимофеевский, 1971] наиболее распространенным пирит-арсенопиритовым, а также магнетитовым, халькопиритовым, халькозин-халькопирит-борнитовым и другими минеральными типами. Оруденение развивается не только в скарнах, но проникает и за их пределы в другие породы и образует штокверковые тела, сопровождаясь золото-сульфидной вкрапленностью. Вертикальный размах оруденения – первые сотни метров. Золото имеет разные размеры: выделяемое с сульфидами – тонкодисперсное, более позднее, локализованное в малосульфидных рудах, достигает нескольких миллиметров.

Золото-сульфидно-кварцевая формация характерна для таких областей мезозойской тектоно-магматической активизации, как Забайкалье и Центральный Алдан. В пределах Забайкалья оруденение относится к позднеюрскому циклу, главными минеральными типами являются пиритовый, пирит-арсенопиритовый, широко развиты полиметаллически-сульфидные и сульфосолевые типы. Рудовмещающими служат гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, интрузивные породы разного состава. Золото в рудах в целом мелкое, менее 0,1 мм составляет 70%, размером 0,2–0,8 мм – 5%. Вместе с тем в россыпях, связанных с этими месторождениями, на класс менее 0,1 мм приходится лишь 10%, а на класс 0,2–0,8 мм – 60% [Шер, 1968].

В Центрально-Алданском районе золоторудные месторождения приурочены к двум горизонтальным поверхностям: к основанию кембрийской карбонатной толщи платформенного чехла, подстилаемой гранито-гнейсами фундамента платформы, и к контакту карбонатной толщи нижнего кембрия с перекрывающими ее терригенными породами нижней юры. Оруденение тесно связано с комплексом малых интрузий повышенной щелочности и представлено: в первом случае кварц-сульфидными жилами и субгоризонтальными залежами массивных сульфидных руд, во втором – метасоматитами кварц-каллишпатового состава, имеющими форму горизонтальных залежей и жилеобразных тел мощностью до 5–10 м. Руды относятся к пиритовому и пирит-гематитовому типам, в них часто присутствуют сульфосоли сложного

состава и теллуриды. Рудные тела верхнего структурного этажа сильно разрушены процессами карстования вмещающих карбонатных толщ, сопровождающимися окислением руд. Преобразование руд в условиях гипергенеза, по данным С.В. Яблоковой, привело к тому, что господствующим стало гипергенное золото в сростаниях с гидротетитом. Средние размеры частиц 0,6 мкм, около 5% составляет так называемое "хрупкое" золото, представляющее собой агрегатное скопление мелких золотинок, достигающих размеров до 1, редко до 15 мкм [Петровская, 1973].

Оруденение золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации широко распространено также на древних щитах - Канадском, Западно-Австралийском, Индийском, Гвианском, Африканских.

Золото-сульфидная формация в генетическом отношении очень неоднородна, в ее составе целесообразно различать золото-сульфидную в углеродсодержащих толщах (вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа), а также золото-карбонатно-сульфидную и золото-барит-сульфидную минерализации [Тимофеевский, 1971].

Оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного типов распространено в разновозрастных геосинклинально-складчатых областях (байкалиды южного обрамления Сибирской платформы, герцинские складчатые сооружения системы Урала, Тянь-Шаня и Калбинского хребта и многие другие районы). Отличительная особенность месторождений этого типа - приуроченность к терригенно-вулканогенным толщам, обогащенным углеродистым веществом. По Д. А. Тимофеевскому, для них характерна пирротиновая, пиритовая и пирит-арсенопиритовая минерализации. В обрамлении Сибирской платформы оруденение этого типа располагается в толще терригенных осадочных пород, метаморфизованных до серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (В.А. Буряк, 1964 г.), и приурочено к антиклинальным складкам с углистыми филлитовидными сланцами в ядре. Для пирит-пирротиновой минерализации характерна определенная вертикальная зональность, что имеет существенное значение для россыпеобразования. В верхних частях преобладает оруденение прожилкового типа, обедненное сульфидами, в нижних - прожилково-вкрапленное, вплоть до сплошных сульфидных руд. Предполагается метаморфогенная природа этого типа месторождений, образованных путем перетолжения первично-осадочного пирита и мобилизации золота из горизонтов, богатых органомгненным веществом, в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Формы нахождения золота в рудах различны. Вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды содержат тонкодисперсное золото, заключенное в пирите и в арсенопирите. В зонах пиритовой и пирит-пирротиновой вкрапленности главная масса золота свободна, наложена на сульфиды и характеризуется более крупными выделениями. По данным В.А. Буряка, золото фракции менее 0,5 мм составляет 40-50%, 0,5-1 мм - 30-40%, более 1 мм (до 5 мм) - около 10%.

Примером другого типа оруденения золото-сульфидной формации может служить одно из месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Рудные тела приурочены к контакту гранитоидного массива с метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами кембрия

и представлены: в карбонатных породах — сульфидными линзами, трубами и столбообразными залежами; в роговиках и гранитах — кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, прожилковыми штокверками. Первичные руды — пирротинового, пиритового и кварц-сульфидного составов. В сульфидных рудах преобладает тонкодисперсное золото, но отмечается и видимое размером 0,05–3 мм; в кварцевых жилах золото имеет размеры 0,06–0,6 мм; золото, связанное с карбонатами, — 0,2–0,5 мм.

Для оруденения золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций характерно золото средней пробы 750–850 (в рудных столбах до 900).

Золото-сульфидной формации близки золотосодержащие медно-колчеданные, полиметаллические, колчеданно-полиметаллические месторождения, известные на Урале, Кавказе, в Казахстане, Алтае, в Северной и Южной Америке и многих других регионах. Подавляющее большинство колчеданных месторождений Урала формировалось в раннегеосинклиналиную стадию и сосредоточено во внутренних прогибах эвгеосинклиналиных зон. По данным В.В. Сыроватского (1970 г.), размер золотин в колчеданных рудах Южного Урала, Алтая и Забайкалья находится в пределах 0,004–0,3 мм, преобладают частицы 0,02–0,08 мм.

В условиях влажного и теплого климата в верхних частях месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций развиваются зоны окисления разной мощности в зависимости от "сульфидности" руд и физико-химической обстановки. Зоны окисления значительно богаче первичных руд, особенно на колчеданных месторождениях. Распределение золота в зонах окисления подчиняется определенной зональности. В.М. Крейтер, например, на одном из месторождений Казахстана установил следующую зональность (сверху вниз): 1) "железная шляпа"; 2) ярозиты; 3) кварц-баритовая сыпучка с ярозитом, ниже с самородной серой; 4) колчеданная сыпучка. Глубина зоны окисления достигает 70 м, первичные руды на 80% состоят из пирита, присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, энаргит, борнит, кварц, барит. Наиболее высокие содержания золота установлены в бурых железняках, слагающих основную часть "железной шляпы", и в кварц-баритовой сыпучке с самородной серой. В целом среднее содержание в зоне окисления в 7 раз выше, чем в первичных рудах ["Поведение...", 1958].

Значительное повышение среднего содержания золота в рудах зоны окисления установлено во многих месторождениях. Так, на крупнейшем месторождении Рио-Тинто (Испания) при среднем содержании золота в первичных медноколчеданных рудах 0,2–0,4 г/т в самом нижнем слое зоны окисления мощностью 1–2 м оно достигает 25–30 г/т [Шнейдерхен, 1958]. Перегруппировка золота произошла и на многих месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации Урала, Забайкалья, Центрального Алдана, но только на месторождениях Центрального Алдана образовались, как было показано выше, мощные зоны вторичного обогащения. Обогащение зоны окисления золотом происходит "благодаря процессам его гипергенной

миграции или в результате выщелачивания сульфидов" [Петровская, 1973].

В зоне окисления происходит укрупнение частиц золота и формирование вторичного (гипергенного) золота, главным образом на колчеданных месторождениях. Например, в зоне окисления (глубиной до 150 м) месторождения Санта-Доминго (Южная Америка) встречались скопления золота массой до 15 кг, а содержание его достигало 120 г/т [Шер, 1974]. Вторичное (гипергенное) золото обнаружено в верхних частях зоны в рудах "железной шляпы" и на вышеописанном месторождении Казахстана в виде тонкой сыпи и извилистых чешуек толщиной 3–10 мкм и 0,05–0,4 мм в поперечнике, агрегаты до 2 мм [Петровская, 1973].

Благодаря укрупнению золота и повышению его содержания в зонах окисления с месторождениями колчеданного типа ассоциируют небольшие россыпи золота. Например, с месторождением Калгурли (Австралия), где оруденение представлено зонами сульфидной вкрапленности, а руды зоны окисления имели среднее содержание 25–60 г/т, была связана небольшая, но богатая аллювиальная россыпь. Из россыпей, прилегающих к месторождению Бьютт в штате Монтана (Северная Америка), известному как крупнейшее медное месторождение, было добыто более 11 т золота при содержании золота в первичных рудах всего 0,28 г/т [Шер, 1974].

Руды золото-серебряной формации характерны для вулканических поясов и зон тектоно-магматической активизации. Месторождения этой формации образовались в близповерхностных условиях и для них характерна бедность сульфидами (убогосульфидная формация, по Н.В. Петровской). Руды сложены преимущественно халцедоновидным мелкозернистым кварцем, иногда с халцедоном и карбонатом, и содержат типоморфные минералы – адуляр, диккиг. Основными минеральными типами являются пираргирит-тетраэдритовый, пираргиритовый с антимонитом, аргентитовый, галенит-сфалерит-халькопиритовый и пирит-арсенопиритовый. Для некоторых месторождений характерны теллуриды золота и серебра – гессит и калаверит (Крипл-Крик). Обычно количество сульфидов не превышает 0,5–1%, но известны месторождения с их содержаниями до 20%. Эта формация отличается рядом признаков, таких, как низкая проба золота 500–750; преобладание тонко-дисперсного золота; типичные полосчатые колломорфные текстуры руд; наличие каолинита и адуляра; небольшой размах оруденения – обычно 300–500 м и лишь иногда более 1000 м (Крипл-Крик).

В пределах вулканогенных поясов оруденение приурочено к палеовулканическим постройкам центрального типа или вулканоплутоническим комплексам с широким проявлением субвулканических тел; на рудных полях характерно развитие серий пород липарит-дацит-андезит-базальтового ряда. Для локализации оруденения благоприятны эксплозивные брекчии и участки калиевого метасоматоза. Весьма специфичны окolorудные изменения близповерхностных месторождений, заключающиеся в аргиллитизации, сопровождаемой окварцеванием, адуляризацией, серицитизацией. В зонах тектоно-магматической активи-

защи Забайкалья оруденение золото-серебряной формации относится к раннемеловому циклу и представлено жилами халцедоновидного рудосносного кварца, размещающимися в конгломератах и песчаниках, входящих в состав вулканогенно-терригенных толщ, выполняющих мезозойские континентальные впадины. Глубина формирования оруденения 150-200 м.

Наряду с тонкодисперсным золотом, как и в других формациях, в близповерхностных месторождениях, связанных с вулканитами, встречаются и более крупные выделения, образующие россыпи, известные в пределах вулканогенных поясов в Северо-Американских Кордильерах, Андах, Новой Зеландии, Океании, на Дальнем Востоке, Северо-Востоке СССР и т. д.

Например, для отдельных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса А.А. Сидоров [1966], Ю.С. Берман и Т.И. Тренина [1968] показали, что золотины размером менее 0,1 мм составляют в рудах от 37,1 до 64,4%, а более 0,5 мм (до 1,65 мм) только 10%. По данным Н.В. Петровской и П.С. Бернштейна (1961 г.), на одном из месторождений этого типа в Забайкалье золотины фракции более 0,17 мм составляют 78%, в том числе более 0,38 мм - около 20%, на другом, расположенном в аналогичной обстановке, на эти же фракции приходится соответственно всего 32 и 12%.

В некоторых месторождениях Северо-Восточной провинции подавляющая масса золота имеет размеры 0,008-0,02 мм и только единичные зерна 0,1-0,2 мм. По данным Г.П. Воляровича и Ф.А. Шохор, а также Т.А. Югая ["Проблемы...", 1970], размеры выделения золота в рудах одного из месторождений колеблются от 0,5 мкм (тонкодисперсное) до самородков массой в 8 г; "свободное" золото составляет 70%, связанное в сростках с другими минералами 30%, тонковкрапленное в сульфидах 0,2-0,5%. В пролювиальных россыпях доля крупного золота значительно повышается. В классе крупности до 0,3 мм оно составляет всего 23,2% по массе, 0,3-0,5 мм - 13,9%, 0,5-1 мм - 14,9%, 1-2 мм - 35,2%, более 2 мм - 12,8%, много самородков (самый большой весил 190 г).

На месторождении этого типа Фернкомб Хилл в Колорадо встречалось исключительно крупное золото, главным образом в связи с зоной окисления. На месторождении Крипл-Крик при среднем содержании золота 10-12 г/т в зоне окисления оно достигало 50-110 г/т; в рудном поле Лидвилл в штате Колорадо из 92 т добытого золота на долю россыпей пришлось около 11 т. В россыпях Новой Гвинеи наряду с золотом пробы 850-930 из мезозойских коренных источников присутствует золото пробы 500-620 из близповерхностных месторождений позднелигоценного возраста [Шер, 1972]. Подобные месторождения явились источником россыпей на островах Калимантан, Ява и т. д.

Изложенный материал совершенно однозначно показывает, что благодаря наличию в составе руд крупных частиц золота оруденение практически всех золоторудных формаций может являться источником россыпей.

Коренными источниками россыпей минералов группы платины

являются главным образом магматические, в меньшей мере скарновые и гидротермальные месторождения и рудопроявления, описанные в литературе А.Г. Бетехтиным, А.Д. Генкиным, Л.В. Разиным, И.С. Рожковым, О.Е. Юшко-Захаровой и многими другими. По Л.В. Разину [“Рудные...”, 1978], магматическая группа месторождений включает ликвационные платиново-палладиевые и позднемагматические собственно платиновые месторождения, встречающиеся в пределах выступов кристаллического основания платформы, эвгеосинклинальных складчатых областей, зон тектоно-магматической активизации. Обычно минералы группы платиновых металлов имеют очень малые размеры (десятки микрометров) и заключены в сульфидах (халькопирите, пирротине и др.) или магнетите и силикатных минералах, но иногда встречаются и крупные выделения более 0,1 мм. К ним относятся минералы, в составе которых платина преобладает над палладием (платина, ферроплатина, норильскит и др.). С минералами палладия и платины ассоциирует самородное золото.

Позднемагматические месторождения, известные на Урале и Центральном Алдане, заключены в платиноносных ультраосновных массивах, где оруденение, представленное платиной, иридием и осмием, сосредоточено в многочисленных сегрегациях хромита, а также рассеяно в массе дунитов. Размер выделений минералов в рудах: в среднем 20-40 мкм, но часты размеры до 3 мм и более.

На примере одного из месторождений Б.Н. Зимоглядов и Ю.А. Гогин [“Древние...”, 1977] показывают, что россыпи характеризуются довольно крупными размерами зерен платиноидов (от 0,2 до 5-6, реже 10-12 мм). Так же как и в описанных выше случаях с золотом, самородная платина и минералы группы платины в россыпях имеют более крупные размеры по сравнению с рудами коренных источников.

Коренные источники россыпей олова и вольфрама

Россыпеобразующие минералы олова и вольфрама — касситерит, вольфрамит и шеелит — связаны с коренными источниками различных формационных и морфологических типов, роль которых в формировании россыпей существенно различна. Систематика оловорудных месторождений основана на принципах академика С.С. Смирнова (1937 г.), в разные годы детализирована О.Д. Левицким (1947 г.), Е.А. Радкевич (1956, 1968 г.г.), М.П. Материковым (1964 г.), В.Т. Матвеевко (1966 г.), С.Ф. Луговым и Б.В. Макеевым (1972 г.), Р.М. Константиновым (1972 г.), Г.А. Тананаевой (1976 г.) и др.

В настоящее время большинство исследователей выделяют следующие основные оловорудные формации: оловоносные редкометалльные пегматиты, касситерито-кварцевую, касситерито-скарновую, касситерито-силикатную и касситерито-сульфидную формации, в пределах которых в свою очередь выделяются различные минеральные типы. Дополнительно Е.А. Радкевич (1968, 1975 г.г.) выделяет фор-

3690

манию рудоносных (оловоносных) гранитов с акцессорными и наложенными рудными минералами. К ней относятся ультракислые альбитизированные граниты (апограниты) с тантало-ниобиевой минерализацией, где касситерит является попутным компонентом (Забайкалье, Центральный Казахстан), и граниты с акцессорным (?) касситеритом. В коренном залегании апограниты могут явиться источником получения тантала, ниобия и попутно олова. Вместе с тем оловоносные граниты наряду с другими типами месторождений могут служить поставщиками материала в россыпи. В ряде мест Центрального Казахстана с оловоносными интрузиями, характеризующимися присутствием акцессорного касситерита, связаны небольшие оловянные россыпи. Они представляют собой остаточные скопления касситерита в древней (мезозойской) коре выветривания оловоносных гранитов [Жилинский, 1959]. Их промышленная ценность невелика.

Оловоносные редкометалльные пегматиты довольно широко распространены во многих оловорудных провинциях мира. Касситерит, как правило, является в них второстепенным компонентом и добывается попутно с минералами тантала, ниобия, лития, цезия и бериллия, в связи с чем рассмотрение их приведено ниже в разделе, посвященном источникам россыпей тантала и ниобия. Здесь мы лишь кратко остановимся на типоморфных особенностях касситерита из пегматитов.

Распределение касситерита в пегматитах обычно неравномерное, гнездовое; чаще он присутствует в виде крупных кристаллов (8-10 мм в поперечнике). Наиболее высокие содержания олова характерны для интенсивно грейзенизированных, в меньшей мере для альбитизированных пегматитов, где они составляют 0,1-0,2% (редко до 0,3%), а в неизмененных и слабо измененных разностях 0,04-0,06%. Касситерит из пегматитов всегда содержит повышенное количество пятиокси тантала (до 2-3%) и ниобия (до 2-3%), в нем практически отсутствует индий и очень мало скандия. Наиболее характерный облик кристаллов - дипирамидальный.

Пегматиты играют незначительную роль в добыче олова из коренных руд, но могут служить источниками промышленных россыпей, обычно комплексных оловянно-танталовых. Этому способствуют крупнокристаллические выделения касситерита в рудах этой формации и благоприятные условия высвобождения касситерита из пегматитовой массы в зоне гипергенеза.

Оруденение касситерито-кварцевой формации пользуется наиболее широким распространением на преобладающей части оловоносных территорий мира и составляет основную массу олова, добываемого преимущественно из россыпей, и значительную часть вольфрама.

Отличительными особенностями руд этой формации являются резкое преобладание кварца, количество которого в кварцевом типе достигает 95-97%, и тесная ассоциация касситерита и вольфрамита. Иногда в значительных количествах присутствует мусковит (особенно в грейзеновом типе), часто в ассоциации с топазом, реже флюоритом, полевыми шпатами, арсенопиритом. Содержание олова и вольфрама в рудах варьирует от долей до нескольких процентов, составляя в сред-

нем (по сумме металлов) 0,8–1,5%; типично отсутствие в составе руд турмалина и хлорита. Касситерит и вольфрамит содержат относительно повышенные количества тантала (сотые – десятые доли процента), ниобия (десятые доли процента) и скандия (сотые, редко десятые доли процента). Касситериты обладают обычно короткопризматическим обликом кристаллов и довольно крупными размерами (до нескольких миллиметров).

Месторождения и рудопроявления касситерито–кварцевой формации широко развиты в оловоносных провинциях геосинклинально–складчатых областей мезозойской внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса (Бирмано–Малайском, Индонезийском, Чукотском, Верхояно–Колымском и др.), слабее – в герцинидах (Тянь–Шаньском и др.) и на срединных массивах (Чешском, Иберийском, Буреинском и др.) и редки – на щитах и в молодых вулканических областях. Основная масса месторождений и рудопроявлений касситерито–кварцевой формации имеет ранне–среднемезозойский и позднепалеозойский возраст и, как исключение, – более древний.

Оруденение касситерито–кварцевой формации чаще всего связано с наиболее поздними фазами батолитоподобных гранитоидных интрузивов, представленными, как правило, мелкими и средними по масштабам массивами, сложенными кислыми биотитовыми гранитами, гранит–порфирами и лейкократовыми гранитами, и приурочено к эндоконтактам гранитных выступов и к ороговикованным терригенным породам экзоконтакта.

Преобладающими минеральными типами оловянно–вольфрамового оруденения касситерито–кварцевой формации являются кварцевый и грейзеновый. Касситерито–грейзеновое оруденение редко образует самостоятельные месторождения в виде плащеобразных залежей и жилеобразных тел неправильной формы, чаще руды этого типа пространственно ассоциируются с жилами и прожилками месторождений кварцевого типа, приурочиваясь к их зальбандовым частям. Выделяемые рядом авторов (О.Д. Левицкий, Е.А. Радкевич и др.) кварцево–топазовый и кварцево–полевошпатовый типы пользуются ограниченным распространением и редко имеют самостоятельное промышленное значение. Коренные месторождения касситерито–кварцевой формации практически не превышают средние масштабы и чаще являются мелкими. Протяженность промышленного оруденения на глубину составляет до 100 м в гранитах и до 500 м в надинтрузивных зонах.

Играя незначительную роль в добыче олова из коренных руд, месторождения и рудопроявления этой формации служат источниками питания подавляющего большинства оловоносных россыпей мира. Это обусловлено крупностью выделений касситерита в большинстве рудных тел этой формации, благоприятными условиями для высвобождения касситерита в зоне гипергенеза из кварцево–жильной и грейзеновой массы, а также значительным площадным распространением оруденения, нередко образующим штокверки или обширные жильные поля, а в надинтрузивных зонах зачастую и со значительной протяженностью промышленного оруденения на глубину.

Оруденение касситерито-скарновой формации пользуется ограниченным распространением, приурочено к площадям развития карбонатных пород и пространственно тяготеет к районам развития месторождений касситерито-кварцевой формации, реже касситерито-силикатной (турмалиновый тип). Минеральный состав оловоносных скарнов сложный и разнообразный. Своеобразие геологической обстановки способствовало тому, что многие элементы представлены несколькими минеральными образованиями: олово — касситеритом, норденшельдином, станнином, гулситом, франкеитом и др.; бор — турмалином, аксинитом, датолитом; фтор — флюоритом, топазом, хондронитом, селлаитом; вольфрам — шеелитом, вольфрамитом. Распределение оловянной минерализации в рудных телах отличается крайне невыдержанным, пятнистым характером. Руды обычно тонкозернистые; касситерит мелкоигльчатый, рассеянный в сульфидах, либо образующий прожилки с флюоритом, хлоритом, слюдами, турмалином и др.; для него характерны низкие содержания тантала, ниобия и скандия и несколько повышенные индия. По своей геолого-структурной позиции и связи с магматизмом большинство оловоносных скарнов близко к месторождениям касситерито-кварцевой формации, но по типоморфным особенностям касситерита, наличию станнина и других сульфидов олова ближе к оруденению касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций. Все это вместе со своеобразием геологической обстановки, минерального состава, морфологии рудных тел, текстуры и структурных руд и т.д. позволяет выделить оловоносные скарны в самостоятельную формацию (Е.А. Радкевич, 1956, 1968 г.г.; Р.М. Константинов, 1972 г.; Г.А. Тананаева, 1976 г. и др.).

В добыче олова из коренных руд оловоносные скарны играют незначительную роль. Значение их в питании россыпей также ограничено из-за мелкокристаллических выделений касситерита. Вместе с тем в отдельных случаях они совместно с оруденением касситерито-кварцевой формации формируют своеобразные карстовые россыпи.

Оруденение касситерито-силикатной формации распространено очень широко и является основным источником коренного олова. В составе руд преобладают турмалин и хлорит, ассоциирующие с кварцем, сульфидами железа, цинка, меди, свинца, реже мышьяка и иногда с вольфрамитом. Минералы олова представлены касситеритом (на 95%) и станнином (5%). Касситерит характеризуется длиннопризматическим и игльчатым обликом кристаллов, их относительно мелкими (до первых миллиметров) размерами, пониженными содержаниями примесей тантала, ниобия и скандия и несколько повышенными — индия (до 0,005%).

Месторождения касситерито-силикатной формации размещены преимущественно в мезо-кайнозойских геосинклинально-складчатых областях Тихоокеанского пояса и зонах тектоно-магматической активизации в позднем мелу и раннем — среднем кайнозое (Кольмо-Верхоянская, Чукотская, Приморская, Приамурская, Корякская, Боливийская оловоносные провинции и др.). Реже они встречаются в складчатых структурах в связи с позднегерцинскими-раннемезозойскими гранитоидами (Корнуоллская, Тасманская провинции). Оруденение пространственно

и генетически связано с многофазными гранитоидами сложного состава — от кварцевых диоритов до лейкократовых — аляскитовых, местами турмалиносодержащих гранитов. В большинстве рудных узлов на современном эрозионном срезе наиболее широко распространены породы дайкового комплекса основного и среднего состава. Вместе с тем на более глубоких горизонтах часто выявляются скрытые гранитные купола кислого состава, в надкупольных зонах которых размещены наиболее крупные месторождения данной формации. Формирование рудоносных интрузивов происходило на глубине 1–2 км от палеоповерхности.

Оловянное оруденение касситерито–силикатной формации представлено рядом минеральных типов, среди которых преобладают турмалиновый, хлоритовый и многосульфидный. При слабой эродированности месторождений этой формации может наблюдаться последовательная смена сверху вниз многосульфидного типа руд хлоритовым, а затем турмалиновым.

Месторождения касситерито–силикатной формации не только играют ведущую роль в запасах и добыче коренного олова, но и часто являются источником крупных промышленных россыпей. Россыпеобразующие свойства этой формации обусловлены значительной насыщенностью оловоносными телами рудных полей, занимающих обширные площади, высокими содержаниями олова в рудах, большим вертикальным размахом промышленного оруденения (в надинтрузивной зоне до 600–800 м, в гранитоидах до 300 м), т.е. совокупностью факторов, обеспечивающих денудацию огромных масс рудоносного материала. Благоприятствует высвобождению касситерита из руд частое развитие зоны окисления в верхних горизонтах месторождений, а сохранности касситерита при транспортировке способствует наличие его агрегатных скоплений ("самородков") и сростки их с вязкой турмалиновой и хлоритовой массой. Вместе с тем мелкозернистые выделения касситерита в рудах большинства месторождений этой формации и сравнительная трудность высвобождения касситерита из рудной массы, особенно при отсутствии зоны окисления, снижают ее россыпеобразующую способность. Это приводит к тому, что многие месторождения и проявления, особенно хлоритового и многосульфидного типов, не сопровождаются промышленными россыпями. В Советском Союзе около половины запасов россыпного олова связано с коренным оруденением касситерито–силикатной формации.

Оруденение касситерито–сульфидной формации менее распространено, чем касситерито–силикатной. Состав руд этой формации весьма сложен и отличается обилием сульфидов, сульфостаннатов и сульфоселей (60–80%). Среди сульфидов преобладают пирротин, пирит, сфалерит, станнин, реже встречаются галенит и арсенипирит; сульфостаннаты представлены минералами висмута, сульфосоли — минералами серебра, свинца, сурьмы; нерудные минералы — кварцем (до 25%), карбонатами, алунином и др. Важнейшей особенностью руд является резко повышенное содержание сульфидного — халькофильного олова (до 40–50% от общего его количества), которое связано со станнином и сульфидами цинка, меди, свинца и др. Касситерит об-

ладает игольчатым или длиннопризматическим обликом кристаллов и мелкими размерами (часто — десятые доли миллиметра). По составу и содержаниям элементов-примесей касситериты из месторождений касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формации близки.

Проявления олова данного формационного типа распространены в районах развития оруденения касситерито-силикатной формации, обычно несколько обособляясь от них, и приурочены к молодым вулканическим поясам Тихоокеанского побережья. Возраст оруденения кайнозойский.

Россышеобразующие свойства касситерито-сульфидной формации малоблагоприятны из-за мелкокристаллических выделений касситерита и связи значительного количества олова, содержащегося в руде, с минералами, неустойчивыми в зоне гипергенеза (станнином, канфилдитом, цилиндритом и др.). Лишь в редких случаях, при стечении благоприятных обстоятельств, в связи с оруденением этой формации могут возникнуть небольшие промышленные россыпи.

Оруденение риолитовой формации имеет ограниченное распространение. Минеральный состав руд этой формации относительно прост: помимо касситерита, в них наиболее широко распространены гематит и минералы кремнезема (тридимит, кристобалит, кварц, халцедон, опал), более редки флюорит, адуляр, санидин, топаз, глинистые минералы и кальцит. Касситериты характеризуются преобладанием натечных форм (деревянистое олово), широким распространением мелкокристаллических игольчатых выделений и необычно высокими концентрациями индия (до 1,35%); ниобий, тантал и скандий не характерны.

Месторождения риолитовой формации приурочены к вулканогенным поясам Тихоокеанского побережья (Мексика, Невада, Хинганский район в СССР), а также известны в пределах вулканогенных прогибов, наложенных на срединные массивы, и в пределах полей вулканогенных пород в различных оловорудных провинциях (Восточное Забайкалье; Центральная и Южная Боливия). Возраст оруденения преимущественно третичный, реже меловой и очень редко более древний; обычно оно ассоциирует с кислыми богатыми калием эффузивами: риолитами, кварцевыми порфирами. Промышленное значение оруденение этой формации имеет в Мексике, где оно представлено многочисленными мелкими месторождениями и связанными с ними промышленными россыпями. В других вулканогенных областях оруденение этой формации играет ничтожную роль (Малый Хинган, Восточное Забайкалье, Центральная Боливия).

Натечные формы касситерита (деревянистое олово), типичные для оруденения риолитовой формации, обладают наилучшей сохранностью при транспортировке их водными потоками, благодаря чему могут формироваться достаточно протяженные россыпи. Однако ввиду небольшого распространения по площади и на глубину оруденения этой формации масса рудного вещества, переведенного в россыпь, является незначительной, поэтому в связи с ним обычно формируются лишь небольшие россыпи.

Общепринятой классификации эндогенных месторождений вольфрама не существует. Разными авторами разработаны генетические или

другие принципы их систематики (Н.А. Смольянинов, 1937 г.; Т.В. Буткевич, 1960 г.; [Быбочкин, 1968]; А.Д. Шеглов, Т.В. Буткевич, 1974 г.; М.М. Повилайтис, 1968, 1976 гг. и др.). К месторождениям вольфрама в определенной мере применимы принципы классификации, разработанные для олова, так как вольфрам имеет геохимическое сродство с оловом и часто встречается совместно с ним [Радкевич, 1975]. Выделяются две основные рудные формации: кварцево-вольфрамовая и вольфрамово-скарновая, в состав которых входят различные минеральные типы (А.Д. Шеглов, Т.В. Буткевич, 1974 г.). В других рудных формациях — пегматитовой, касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной — вольфрам является попутным компонентом.

Помимо перечисленных рудных формаций, характерных как для вольфрама, так и для олова, выделяются кварцево-антимонито-вольфрамовые и золото-шеелито-скарновые месторождения, свойственные исключительно вольфраму.

Оруденение вольфрамо-кварцевой формации включает месторождения различного минерального состава и широкого диапазона условий образования, но во всех ее представителях главной составной частью руд является кварц. Геотектоническая позиция оруденения в целом схожа с оруденением касситерито-кварцевой формации. Большинство месторождений вольфрама расположено в пределах Тихоокеанского рудного пояса, где они приурочены к мезозойским (Северо-Восток СССР, КНР, Бирма, Таиланд, Канада, США и др.), верхнепалеозойским (Австралия, Португалия, Испания, США и др.) и кайнозойским геосинклинальным областям (Южная Америка, Япония, Турция и др.). В областях развития древних платформ и щитов вольфрамовые месторождения встречаются редко, а размеры их весьма незначительны. Повсюду эти месторождения тяготеют к ореолам малоглубинных гранитоидных плутонов, хотя для некоторых из них (кварцево-сульфидно-вольфрамитовых) отсутствует видимая связь с интрузивными образованиями.

Все минеральные типы месторождений и рудопроявлений этой формации могут служить источниками вольфрамовых россыпей, особенно представленные штокверками и жильными полями, интенсивно насыщенные рудными телами. Вместе с тем наиболее крупные россыпи связаны с кварцево-касситерито-вольфрамовым, кварцево-сульфидно-вольфрамовым и кварцево-шеелитовым типами. Менее перспективны вольфрамитоносные грейзены.

Оруденение вольфрамо-скарновой формации широко распространено и известно во многих странах мира. Шеелитоносные скарны встречаются нередко в стороне от специфически вольфрамо-рудных территорий, образуя уникальные концентрации в единичных месторождениях. Скарновые месторождения располагаются обычно на контакте интрузий гранитоидов и карбонатных пород или вблизи контакта на участках литологической перемежаемости алюмосиликатных и карбонатных пород экзоконтакта. Вольфрамовое оруденение наиболее часто локализуется в пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах, имеет наложенный характер и зачастую распространяется не

на всю их массу, образуя обособленные участки, контролируемые структурно-литологическими особенностями скарнов.

Скарновые месторождения могут являться источниками промышленных элювиально-склоновых, реже аллювиальных россыпей. В целом в связи с оруденением вольфрамо-скарновой формации промышленные россыпи встречаются довольно редко, а известные (в СССР, КНР, США) россыпные месторождения не превышают средних масштабов. Наибольшей устойчивостью в зоне гипергенеза отличаются шеелиты из скарновых месторождений, бедных сульфидами.

Оруденение сурьмяно-вольфрамовой формации пользуется ограниченным распространением в вольфрамоносных провинциях, возникает на позднем этапе их развития, часто лишено видимой связи с интрузивами, но нередко ассоциирует с дайковыми породами среднего состава и локализуется в полях вулканитов. Характерна приуроченность месторождений этой формации к зонам крупных разрывных нарушений. Промышленная роль месторождений незначительна, большинство рудных тел не выходит на поверхность, т.е. являются "слепыми" [Быбочкин, 1965]. Как отмечает М.М. Повилайтис, вольфрамовым и другим рудным минералам присущи тонкозернистые агрегаты, а иногда крупнокристаллические ["Рудные..." 1976]. Все данные свидетельствуют о малой перспективности оруденения этой формации в качестве источника россыпей.

Коренные источники россыпей тантала и ниобия

Формационные типы месторождений и рудопроявлений тантало-ниобатов как источники питания россыпей различных минеральных видов отличаются довольно значительным разнообразием. Характеристика их приведена в работах ряда исследователей ([Апельцин, Фельдман, 1958; Бабкин, 1966; Бойко, Болотов, 1969; Гинзбург, Овчинников, Солодов, 1970; "Рудные ..." 1978; Гурвич, 1966, 1978]; А.А. Беус, А.А. Ситнин, 1960 г. и др.).

Среди коренных источников россыпей тантало-ниобиевых минералов отчетливо выделяются четыре группы: редкометальные граниты и метасоматиты; пегматиты; комплексы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов; центральные массивы щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов.

Редкометальные граниты и метасоматиты широко развиты во многих редкометальных провинциях мира. Тантало-ниобиевая минерализация связана с метасоматически измененными гранитами и субщелочными гранитоидами. Среди метасоматически измененных гранитов выделяются два типа: альбитизированные граниты (или апограниты) и грейзены.

Первые несут тантало-ниобиевую минерализацию в виде танталит-колумбита и микролита, в грейзенах преимущественно концентрируются касситерит и вольфрамит.

Как отмечается в работах А.А. Беуса, А.И. Гинзбурга, А.А. Ситниина и других исследователей, нередко наблюдаются массивы "узко-специализированных" гранитов, в которых проявлена либо раннещелочная стадия с образованием редкометальных апогранитов и альбититов, либо стадия кислотного выщелачивания с широко развитой оловянно-вольфрамовой минерализацией в грейзенах.

Оруденение тесно связано с типично трещинными интрузиями, штоками и небольшими куполами ультракислых гранитов и аляскитов, располагающихся как в геосинклинально-складчатых областях на пересечениях разноориентированных разломов, так и в зонах тектоно-магматической активизации, захватывающих разнотипные структурные элементы и, в частности, шиты. Обычно наиболее интенсивно изменены самые прикровельные участки гранитов, представленные лепидолитовыми и циннвальдитовыми сильно альбитизированными гранитами, во многих случаях амазонитизированными. В апикальных частях, иногда непосредственно под кровлей вмещающих пород, часто проявляется мелкая вкрапленность (доли миллиметра) тантало-ниобатов, представленных колумбит-танталитом, микролитом, а в некоторых массивах - стрюверитом [Гинзбург, Овчинников, Солодов, 1970]. С ними ассоциирует касситерит, а в отдельных случаях - вольфрамит. С глубиной содержание тантала обычно снижается, а концентрация ниобия возрастает. В целом оруденение с глубиной быстро затухает, так что продуктивной является относительно небольшая апикальная часть массивов с мелкой вкрапленностью тантало-ниобиевых минералов. Метасоматически измененные граниты развиты обычно в пределах оловянных провинций. При этом оловянно-вольфрамовое оруденение локализуется преимущественно в породах кровли. Такой характер эндогенной минерализации иногда приводит к формированию комплексных олово-редкометальных россыпей. В других случаях наблюдается смещение в плане россыпей касситерита относительно тантало-ниобатов в связи с более ранним вскрытием источников его питания. При этом слабо эродированные массивы обычно сопровождаются только штиховыми ореолами тантало-ниобатов, иногда при высокой концентрации касситерита в россыпях. В случае значительного вскрытия апикальной части массива отмечается обратная картина - комплексные россыпи тяготеют к "безрудным" гранитам. Ввиду мелкого размера зерен тантало-ниобатов, в том числе легко растираемого при транспортировке микролита, и ограниченной площади оруденения апогранитов сопровождающие их россыпи характеризуются низкими содержаниями и весьма ограниченными запасами. Вместе с тем апограниты в благоприятных геолого-геоморфологических условиях могут явиться источниками формирования комплексных россыпей, как, например, в Жанчивланском рудном районе (МНР).

Среди других источников образования комплексных олово-редкометальных и собственно редкометальных россыпей, в целом более благоприятных, чем апограниты, выделяется формация метасоматически измененных субщелочных гранитоидов (граносиенитов, щелочных гранитов и др.). Продуктивными являются близкие им образования в зонах щелочного метасоматоза древних метаморфических толщ в консо-

гидрированных структурах земной коры с наложенными процессами тектоно-магматической активизации [Шеглов, 1968; Гинзбург, Овчинников, Солодов, 1970 и др.].

Метасоматические процессы обычно развиваются на больших площадях (микроклинизация, рибекитизация, альбитизация, эгиринизация). Как отмечает А.И. Гинзбург, подобно метасоматически измененным аляскитовым гранитам, рассматриваемые образования характеризуются исключительной насыщенностью фтором, который фиксируется в них не в виде топаза, а в форме криолита, фторидов кальция и редких земель типа флюорита и гагаринита, реже — фторкарбонатов редких земель.

Метасоматически измененные субщелочные гранитоиды характеризуются высокими содержаниями ниобия, циркония, редких земель, реже лития, олова и молибдена. В этих метасоматитах ниобий всегда превалирует над танталом (в среднем 10:1). Основными рудными минералами в них являются фергусонит, редкоземельный пироклор, колумбит, реже касситерит, причем часто по фергусониту развивается пироклор, а по последнему — колумбит. Они отличаются преимущественно мелкой размерностью зерен ($-0,25+0,074$ мм).

Месторождения, связанные с метасоматически измененными субщелочными гранитоидами, характеризуются обычно значительными масштабами. По ним (так же, как и по другим комплексам пород) при благоприятных климатических условиях и соответствующем тектоническом режиме развивается кора химического выветривания, которая может представлять самостоятельный интерес даже на массивах с низким исходным содержанием тантало-ниобатов или отвечать промежуточной формации образования россыпей других типов.

Поскольку рудоносные субщелочные гранитоиды во много раз превосходят по площади развития типичные редкометальные апограниты, при аналогичных геолого-геоморфологических условиях для формирования значительных по масштабам рудоносных кор выветривания, как самостоятельных объектов, так и промежуточных коллекторов для образования россыпей, субщелочные граниты представляются более благоприятными, чем апограниты. В конкретных условиях возможность формирования россыпей будет определяться соотношением в коре выветривания (и субстрате) более устойчивых к процессам переотложения и транспортировки тантало-ниобатов (колумбит, эвксенит, фергусонит) к плохо сохраняющимся (пироклор, микролит).

Редкометальные пегматиты и связанные с ними коры выветривания и россыпи являются в мировой практике основным источником получения танталовых концентратов.

Как и в других регионах мира, на территории СССР пегматитовые поля нередко располагаются на продолжении друг друга и группируются в крупные пояса, развивающиеся преимущественно в обрамлении древних (архейско-протерозойских) массивов и щитов (Алданский, Анабарский, Украинский щиты, Колымский, Буреинский и другие массивы), а также на площадях ранней консолидации в байкалидах (Северное Прибайкалье, Восточный Саян, Становик), реже в палеозойских и мезозойских (Забайкалье, Казахстан, Урал, Северо-Восток СССР)

складчатых структурах. Повсеместно редкометалльные пегматиты ассоциируют с крупными батолитоподобными интрузивами нормальных биотитовых гранитов, поздние фазы которых представлены более кислыми лейкократовыми биотит-мусковитовыми и аляскитовыми разностями. Размещение гранитоидов и связанных с ними поясов редкометалльных пегматитов контролируется крупными долгоживущими разломами глубокого заложения. Многие исследователи отмечают также, что количество пегматитов, их дифференцированность и интенсивность редкометалльной минерализации закономерно снижаются от древних эпох к более молодым.

Редкометалльная минерализация обычно локализуется в пегматитах, в которых весьма интенсивно проявились процессы альбитизации и грейзенизации. Среди пегматитов выделяются типы, характеризующиеся различной россыпеобразующей способностью.

В собственно сподуменовых пегматитах содержание пятиокиси тантала редко превышает 0,006–0,009%, но они отличаются обычно значительными запасами. На продолжении полей сподуменовых пегматитов часто располагаются нацело альбитизированные и грейзенизированные пегматиты, в которых содержание пятиокиси тантала повышается до 0,015–0,023%, но масштабы их, как правило, резко уменьшаются [Гинзбург, Овчинников, Солодов, 1970]. Ведущими минералами среди тантало-ниобатов в этом типе пегматитов являются колумбит-танталит, фергусонит, поликраз-эвксенит, самарскит и др., которые часто характеризуются крупными выделениями (до первых сантиметров). Кроме того, в них часто содержатся касситерит и вольфрамит, в связи с чем они нередко являются источниками комплексных россыпей. В пределах пегматитовых полей, чаще всего наиболее удаленных от материнских интрузивов, иногда выделяются отдельные тела, в которых интенсивно проявились процессы лепидолитизации. Для них характерны поллудит, амблигонит, петалит, розовые и полихромные турмалины. Содержание пятиокиси тантала в таких пегматитах повышается до 0,03–0,05% при резком преобладании его над ниобием (соотношение от 2:1 до 4:1), но запасы пятиокиси тантала, заключенные в этом типе пегматитов, обычно невелики. Они часто отличаются комплексным характером; наряду с колумбит-танталитом и другими тантало-ниобатами в незначительных концентрациях присутствует касситерит.

Со всеми указанными типами пегматитов известны редкометалльные и комплексные олово-редкометалльные коры химического выветривания и россыпи.

Комплексы ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов известны в различных районах мира и с ними связаны наиболее крупные месторождения ниобия. Они развиты в зонах активизированных складчатых областей в связи с глубинными разломами. По структурному положению выделяется несколько основных типов провинций развития этих комплексов (Ю.М. Шейнман, 1955 г., А.И. Гинзбург, Е.М. Эпштейн, 1968 г., ["Рудные...", 1978]; А.Г. Жабин, 1971 г., А.А. Фролов, 1975 г. и др.).

1. Провинции краевых частей платформ, в которых массивы приу-

рочены к разломам, ограничивающим платформу (краевым швам) в участках их сопряжения с поперечными или диагональными разломами. Массивы имеют обычно округлую форму и концентрическое строение. Рудоносные карбонаты в них по масштабам развития уступают вмещающим ультраосновным — щелочным породам.

2. Провинции зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей, в которых массивы располагаются параллельно краевым швам не только в пределах самой активизированной платформы, но и в прилегающих складчатых структурах. Для этих массивов характерна эллипсоидная форма тел, в которых широким развитием пользуются карбонаты, занимающие иногда до 50–80% их объема.

3. Провинции зон сквозьструктурных разломов, рассекающих платформы и их консолидированное складчатое обрамление. Массивы имеют как округлую, так и эллипсоидную форму с различным соотношением карбонатов и силикатных пород.

4. Провинции срединных массивов, в которых рассматриваемые образования представлены чаще трещинными телами.

В целом массивы ультраосновных — щелочных пород отличаются значительными размерами, исчисляемыми несколькими десятками квадратных километров. Карбонаты в них залегают в виде жильных тел или штокверкоподобных зон площадью от 0,2–0,3 до 5–8 км², при значительной глубине оруденения (до 1–1,5 км).

Так как карбонаты представляют собой многостадийные эндогенные образования, они отличаются значительным разнообразием состава как породообразующих (главные — кальцит, доломит, анкерит; подчиненные — апатит, магнетит, пироксен, флогопит, флюорит и др.), так и акцессорных (обычно редкометалльных) минералов (пирохлор, гатчеттолит, колумбит, бадделейт, дизаналит, кальциртит, паризит, бастнезит и др.).

Поскольку рассматриваемые массивы приурочены к долгоживущим крупным тектоническим системам, в их пределах развиты зоны интенсивного расланцевания и трещиноватости, что создает благоприятные предпосылки для развития кор химического выветривания (прежде всего линейного типа) на значительную глубину. Эти же зоны обычно наследуются гидросетью. Поэтому развитие кор химического выветривания по рудоносным карбонатам, занимающим значительные площади, даже при низкой концентрации в них тех или иных редкометалльных минералов, создает благоприятные условия для формирования россыпей [Гурвич, 1966; Зверева, Писемский, 1969].

Центральные массивы щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов имеют ограниченное развитие. Известный на Русской платформе массив агпайтовых нефелиновых сиенитов каледонского возраста располагается в осевой части сложного антиклинория. Вмещающими породами являются гнейсы и гнейсо-граниты архея. Немногочисленные останцы кровли, представленные эффузивно-осадочными образованиями девона, фиксируются только в северной и северо-восточной частях массива (К.А. Власов и др., 1959 г., [Буссон, Сахаров, 1967]).

Плутон представляет собой крупную интрузию центрального типа, образованную в четыре фазы.

I. Комплекс пойкилитовых и порфиroidных нефелиновых сиенитов и тавитов. Породы этого комплекса сохранились в виде крупных ксенолитов в породах более поздних фаз.

II. Лопаритоносный комплекс, представляющий собой идеально стратифицированную пластовую залежь, мощность которой превышает 1,5 км. Состоит из чередования трехчленных пачек уртит-луаврит-фойяитового состава в верхней части разреза и двухчленных пачек уртит-фойяитового — в нижней. Наиболее обогащены лопаритом отдельные слои луавритов и уртитов. Породы комплекса развиты в пределах всего массива, обнажаясь по его периферии и в центральной озерной котловине.

III. Комплекс эвдиалитовых луавритов, слагающих верхние части плато, стратифицирован менее отчетливо и представлен перемежающимися слоями эвдиалитовых луавритов, реже фойяитов.

IV. Комплекс порфиroidных луавритов, образующих пластозобразные лопаритоносные тела, внедрившиеся в зоне контакта пород II и III интрузивных фаз.

Лопаритовые рудные залежи представляют собой маломощные (0,5—2 м) выдержанные пластовые тела, протягивающиеся на многие километры. Наряду с лопаритом, представленным вкрапленными зернами размером от 0,2—0,5 до 4—5 мм, присутствуют: нефелин (35—52%), калинагровый полевошпат (13—22%), эгирин (12—19%), щелочной амфибол, содалит, цеолиты (8—15%), апатит (до 4—7%), эвдиалит, рамзаит, мурманит-ломоносовит, биотит, сфен, магнетит [“Рудные...”, 1978].

Несмотря на положение массива в субполярной области, он является источником формирования россыпей лопарита различных генетических типов.

Коренные источники россыпей циркона, титановых и редкоземельных минералов

Источниками формирования россыпей указанных полезных компонентов являются многочисленные формационные типы эндогенных образований, многие из которых отличаются комплексным минеральным составом. Наиболее отчетливо это выражается для россыпей дальнего переноса, важнейшими источниками формирования которых являются не коренные месторождения, а продукты площадных кор химического выветривания, развивающихся по разнообразным магматическим и метаморфическим комплексам пород. Такие исходные области питания всегда содержат устойчивые акцессорные минералы (циркон, ильменит, рутил, монацит, иногда ксенотим). Неизбежное рассеяние полезного компонента при транспортировке компенсируется поступлением значительных масс обогащенного материала. Преимущественное развитие в регионе тех или иных комплексов пород оказывает последующее влияние лишь на соотношение в тяжелой фракции россыпеобразующих минералов (циркон-щелочные сиениты, альбитизи-

рваные и лейкократовые граниты и др.; рутил — метаморфические комплексы, эклогиты и др.; монацит биотитовые граниты, гранито-гнейсы и др.; ильменит — габброиды, основные вулканы и т.п.).

Отличительной особенностью акцессориев как главнейших компонентов россыпей является их мелкая размерность в исходных породах и продуктах седиментации (+0,043—0,25 мм), хорошая (бездефектная) сохранность кристаллов и низкая плотность. Эти характерные черты акцессориев обеспечивают их высокую миграционную способность.

Наряду с региональными источниками питания комплексных россыпей циркона, титановых и редкоземельных минералов известны разнообразные формационные типы эндогенных образований, которые являются в основном коренными источниками россыпей ближнего сноса. Так; цирконий и редкие земли входят в состав многих минералов, тесно ассоциирующих в широко распространенных редкометалльных месторождениях различного генезиса, среди которых к числу россыпеобразующих формаций могут быть отнесены магматические, карбонатитовые, альбититовые и гидротермальные.

Минералы, в составе которых преобладают редкоземельные элементы цериевой подгруппы (монацит, лопарит, бастнезит, паризит, кнопит и др.), обычно концентрируются в месторождениях, связанных с карбонатитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Для минералов редких земель иттриевой подгруппы (ксенотим, эвксенит, поликраз, фергусонит, самарскит и др.) характерна приуроченность к месторождениям, ассоциирующим со щелочными и субщелочными гранитами; с этими комплексами пород иногда связана редкоземельная минерализация обеих подгрупп.

Среди магматических образований наиболее высокие концентрации редких земель присущи агпайтовым нефелиновым сиенитам (лопарит) и луавритами (эвдиалит). Руды агпайтовых нефелиновых сиенитов отличаются комплексным составом (ниобий, тантал, редкие земли, титан) за счет лопарита, принадлежащего к числу россыпеобразующих минералов. Луавриты, слагающие горизонты стратифицированных ультраосновных — щелочных массивов, характеризуются обычно равномерно рассеянным эвдиалитом, реже образующим шлировые скопления. Ввиду низкого содержания в минерале редких земель эвдиалит может представлять интерес лишь при получении из него циркония.

Значительная роль принадлежит также перовскит-титаномангнетитовым месторождениям, где редкие земли концентрируются в кнопите (перовските). Руды характеризуются комплексным составом (титан, редкие земли, ниобий), поскольку, наряду с кнопитом, содержат титаномангнетит. Оба минерала обычно в высоких концентрациях довольно равномерно распределены во вмещающих породах (оливините, пироксените), иногда образуя тела сплошных руд. Формирование россыпей за счет подобных образований возможно лишь в ближайшем их обрамлении ввиду ограниченной устойчивости этих минералов в процессе переотложения.

Карбонатитовые месторождения в основном являются источниками получения ниобия, с которым ассоциируют высокие концентрации редких земель (паризит, бастнезит, монацит и др.), циркония (бадделейт,

циркон) и фосфора (апатит). В отдельных случаях карбонатиты представляют собой важные объекты собственно редкоземельных руд.

Отличительной чертой этих месторождений является высокое содержание в них барита, сидерита, целестина и флюорита. Редкоземельная минерализация представлена в основном бастнезитом и в меньшей степени паризитом, ортитом, церитом и монацитом. К этому типу принадлежит уникальное по запасам и содержанию редкоземельных минералов (бастнезита) месторождение Маунтин Пасс (США).

В целом массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов являются источниками формирования крупных остаточных месторождений (в случае развития кор химического выветривания) и небольших элювиально-склоновых и реже склоново-аллювиальных россыпей, обычно развивающихся в пределах рудоносных массивов и их ближайших участков (ввиду ограниченной миграционной способности бастнезита и паризита).

Значительными масштабами комплексных редкометалльных руд отличаются также месторождения, генетически связанные с субщелочными гранитоидами, с миаскитовыми нефелиновыми сиенитами (альбититы) и зонами щелочного метасоматоза в древних толщах. Наряду с танталом и ниобием они концентрируют обычно большие запасы россыпеобразующих редкоземельных минералов.

Источниками мономинеральных россыпей редких земель часто выступают монацитоносные граниты, гнейсы, мигматиты, граносиениты и другие комплексы пород, развитые на щитах или в их обрамлении, и в меньшей степени интрузии областей завершённой герцинской или мезозойской складчатости [«Рудные...», 1978].

Однако в отличие от прибрежно-морских, континентальные мономинеральные монацитовые россыпи (иногда с цирконом), непосредственно связанные с указанным субстратом, обычно характеризуются ограниченными масштабами, но высоким содержанием монацита, в связи с чем играют существенную роль в мировой добыче редких земель.

Другие типы известных месторождений циркония и редких земель, в частности гидротермальные, несмотря на широкое их развитие, не играют существенной роли в россыпеобразовании ввиду незначительных объемов рудной массы. Лишь изредка они являются источником ксенотима в россыпях за счет жильных комплексных месторождений (оловянно-вольфрамо-редкоземельного состава), где ксенотим обычно присутствует в виде мелких кристаллов (0,1–0,2 мм).

Исключение в этом отношении составляют пегматиты, отдельные вазности которых характеризуются высоким содержанием редкоземельных минералов с кристаллами, часто достигающими размеров в пределах первых сантиметров (монацитовые, ортитовые, ксенотим-циртолитовые, гадолинитовые, пирохлор-цирконовые пегматиты и др.). Однако, несмотря на значительную роль пегматитов в россыпеобразовании, циркониевые и редкоземельные минералы обычно являются сопутствующими компонентами танталоносных россыпей.

В целом для большинства формационных типов месторождений и рудопроявлений циркония и редких земель, обычно отличающихся комплексным составом (с минералами тантала, ниобия, тория), характерна

повышенная радиоактивность, в связи с чем важнейшим поисковым методом для этих образований является радиометрический.

Среди различных формационных типов титановых месторождений как объектов промышленного освоения, так и источников россыпей ведущая роль принадлежит магматическим. Наиболее крупные месторождения титана приурочены к рудоносным массивам, сложенным габбро и анортозитами. Они широко развиты в пределах древних платформ и их щитов. Довольно многочисленные месторождения и рудопроявления ильменитовых, ильменит-магнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых руд известны в палеозойских геосинклинальных областях.

Площади, занимаемые рудоносными массивами, нередко достигают тысяч квадратных километров. С такими массивами обычно связаны также остаточные месторождения (коры выветривания) и многочисленные россыпи ильменита, преимущественно континентального ряда. Другие генетические типы эндогенных образований титана играют незначительную роль как в добыче коренных руд, так и в формировании россыпей.

Следует еще раз подчеркнуть, что важнейшим источником комплексных россыпей циркона, редкоземельных и титановых минералов являются продукты площадных кор химического выветривания.

Общие особенности коренных источников, влияющие на формирование россыпей

По отношению к коренному источнику и условиям формирования россыпи принято разделять на две крупные генетические совокупности:

1. Россыпи ближнего сноса*, к которым относятся элювиальные, склоновые, пролювиальные, подавляющее большинство аллювиальных и часть россыпей прибрежного генезиса (морского, озерного и т.д.). Все они характеризуются тесной пространственной и генетической связью с коренными источниками, которые могут быть представлены месторождениями, рудопроявлениями, минерализованными породами, в различной степени, иногда практически полностью, эродированными. Россыпи ближнего сноса имеют промышленное значение для всех россыпеобразующих минералов.

2. Россыпи дальнего переноса и переотложения**

*Соответствуют россыпям "ближнего сноса" и "водного потока" по терминологии Н.П. Хераскова и др. (1960 г.), "локальным (местным) россыпям" М.Ф. Веклича ["Проблемы...", 1970] "россыпям областей денудации" Г.В. Нестеренко ["Проблемы...", 1970], "автохтонным" И.П. Карташова [1972] и С.И. Гурвича (1973 г.), классам россыпей от "сохранившихся концентраций" до "умеренного сноса" по классификации Б.В. Рькова ["Древние...", 1977].

**Соответствуют части "россыпей водоемов" по Н.П. Хераскову и др. (1960 г.) "региональным (площадным) россыпям" М.Ф. Веклича [1970 г.], россыпям областей аккумуляции" Г.В. Нестеренко [1977], "аллохтонным россыпям" И.П. Карташова [1972] и С.И. Гурвича (1973 г.) и классу россыпей "дальнего сноса" по классификации Б.В. Рькова (1977).

включают в себя прибрежно-морские и озерные (крупных озер) главным образом титано-циркониевые россыпи, реже алмазов, а также отдельные аллювиальные россыпи алмазов и косовые россыпи золота. Эти россыпи не имеют видимой связи с коренными источниками и образуются обычно за счет промежуточных коллекторов

Значение коренных источников для формирования этих двух групп россыпей резко различно. Для титано-циркониевых россыпей дальнего переноса, источниками которых являются продукты размыва и перераспределения региональных (площадных) кор химического выветривания, сформированных за счет разнообразных магматических, метаморфических и осадочных пород, содержащих устойчивые минералы, даже в виде акцессориев, оно не столь существенно, как для россыпей ближнего сноса.

Рассмотрение основных россыпеобразующих рудных формаций позволяет выделить ряд общих черт, определяющих россыпеобразующие свойства коренных источников россыпей ближнего сноса. К ним относятся:

1. Особенности вещественного состава рудных тел, выражающиеся прежде всего в достаточно крупных выделениях россыпеобразующих минералов (обычно первые десятые доли миллиметра и более), которые могут накапливаться в рыхлых отложениях при денудации рудных тел и создавать россыпи. Более мелкие выделения полезных минералов требуют крайне высокой степени дезинтеграции руд для их высвобождения из вмещающей массы, обладают большой миграционной способностью в водно-аллювиальной среде и существующими технологическими схемами обогащения не извлекаются. Важное значение имеют также петрографический состав рудных тел и характер сростков россыпеобразующих минералов с жильными, рудными и породообразующими минералами, влияющие на скорость высвобождения россыпеобразующих минералов из вмещающих руд или пород и их сохранность в россыпях. Наличие сульфидов в рудах часто благоприятствует высвобождению ценных минералов, но в отдельных случаях способствуют их разложению (например, шеелита). Более подробно вопросы влияния вещественного состава рудных тел на формирование россыпей рассмотрены ниже.

2. Особенности морфологии рудных тел и структурно-морфологические особенности рудного поля, характеризующиеся достаточно широким площадным распространением, значительным вертикальным диапазоном оруденения и достаточно высокой степенью рудонасыщенности, т.е. коренные источники обладают потенциальной возможностью перевода значительных объемов рудного вещества в россыпи. Наиболее благоприятны для формирования россыпей ближнего сноса сравнительно равномерно рудонасыщенные* рудные поля. К ним относятся штокверки с оловянным, вольфрамовым, золотым, редкометальным

* Под рудонасыщенностью понимается среднее содержание россыпеобразующего минерала в пределах рудного поля [Быбочкин, Быховский, Патык-Кара, 1979].

рудением, титаноносные массивы основных кристаллических пород, залежи лопаритовых стратифицированных агпайтовых нефелиновых сиенитов, массивы субщелочных редкометалльных гранитов и карбонатитов, тела алмазоносных кимберлитов и т.д., а также сближенные рудные тела, представленные редкометалльными пегматитами, минерализованными зонами, жилами и прожилками, зонами вкрапленного оруденения россышеобразующих формаций (золота, олова, вольфрама, редких металлов) и т.д. Менее перспективны для образования россыпей рудные поля с неравномерной рудомассыщенностью, особенно если рудные тела разделены значительными безрудными промежутками.

Из рассмотренного в этой главе материала видно, что промышленное значение разных формационных типов месторождений золота, платины, олова, вольфрама, тантала, ниобия, редких земель и др., обладающих различными россышеобразующими свойствами, существенно различно для коренных руд и россыпей. Несоответствие промышленной значимости россыпей и питающих их коренных источников объясняется также экономическими причинами, а именно: требованиями промышленности (кондичиями), позволяющими рентабельно разрабатывать россыпные месторождения при содержаниях полезных компонентов в десятки раз ниже, чем в коренных рудах. Следовательно, при одних и тех же содержаниях полезных компонентов коренные руды могут быть непромышленными или бедными, забалансовыми, а продуктивные отложения россыпей богатыми, балансовыми. Это объясняется тем, что наиболее трудоемкие и дорогостоящие операции — рыхление руд при добыче, их транспортировка на обогатительную фабрику и дробление перед обогащением, — при разработке россыпей исключены.

Здесь мы не останавливаемся еще на ряде факторов, определяющих несоответствие запасов россыпей и их источников питания, таких, как уровень эрозионного среза, палеогеографические условия вскрытия рудных тел и особенности формирования россыпей, которые будут рассмотрены в последующих разделах.

В целом коренные источники можно подразделить на 4 группы по промышленной значимости коренного оруденения и связанных с ним россыпей.

1. Коренное оруденение представлено ведущим или одним из главных промышленных типов коренных месторождений и с ним связаны крупные промышленные россыпи. В пределах рудно-россыпных узлов запасы коренных руд обычно резко преобладают, реже они сопоставимы с запасами россыпей. Коренные руды почти всегда являются балансовыми. Примерами могут служить рудно-россыпные узлы турмалинового типа касситерито-силикатной формации олова, золото-сульфидно-кварцевой формации, алмазоносные кимберлиты, редкометалльные карбонатиты и пегматитовые поля и т.д.

2. Перспективы коренного оруденения ограничены, с ним связаны обычно лишь рудопоявления или мелкие, реже средние и крайне редко крупные месторождения, в то же время россыпи могут достигать крупных и уникальных размеров. Это большинство рудно-россыпных узлов с оруденением касситерито-кварцевой формации, золото-кварцевой формации и т.д. Запасы россыпей обычно сопоставимы (одного

порядка) или превышают в десятки—сотни раз запасы коренных руд. Последние могут быть балансовыми, но чаще являются забалансовыми и даже непромышленными. При незначительном вертикальном размахе промышленного оруденения, измеряемого десятками — первыми сотнями метров, коренные источники могут быть почти полностью эродированы.

3. Источники малоперспективны или неперспективны на коренное оруденение при современных кондициях из-за низких концентраций полезных компонентов, но с ними могут быть связаны промышленные россыпи. Это бедные штокверковые рудопоявления россыпеобразующих рудных формаций, оловоносные граниты и т.д., а также промежуточные коллекторы (конгломераты, элювиальные и склоновые непромышленные россыпи и т.д.). В пределах металлоносных площадей балансовые запасы связаны только с россыпями.

4. Коренные руды представлены важным промышленным типом, обладающим слабо выраженными россыпеобразующими свойствами. Например, шеелитовые скарны, месторождения олова касситерит—сульфидной формации, месторождения золото—сульфидной формации и т.д. Промышленные россыпи в связи с этими типами крайне редки, формируются лишь при особо благоприятных условиях и, как правило, незначительны по масштабам.

Таким образом, несоответствие промышленной ценности коренных руд и россыпей—достаточно широко распространенное явление, которое должно учитываться при проведении поисковых и оценочных работ в пределах рудно—россыпных площадей.

Глава II ВАЖНЕЙШИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПЕЙ

Исходные металлогенические особенности питающих провинций и россыпеобразующие свойства коренных источников различных типов приобретают значение с момента вскрытия оруденения и реализуются в россыпях в ходе сложного взаимодействия совокупности факторов, определяющих структурную, геоморфологическую, палеогеографическую и литодинамическую обстановку россыпеобразования. В их числе величина и динамика денудационного среза, морфоструктурные особенности территории и неотектонический режим ее развития, взаимоотношение коренного источника с поверхностью рельефа и, в первую очередь, с формой-коллектором, особенности высвобождения, транспортировки и локализации россыпных минералов, эволюция россыпей в соответствии с основными тектоническими рубежами и фазами развития территории. Воздействие каждого из факторов проявляется в определенных сторонах россыпеобразовательного процесса, причем для двух крупных генетических совокупностей россыпей – ближнего сноса и дальнего переноса – их роль неоднозначна и нередко оказывается прямо противоположной. Это отчетливо видно, например, в соотношении суммарного среза коренных источников и среза, синхронного образованию формы-коллектора, роли кор выветривания и эпох регионального выравнивания, относительном значении высвобождения полезного компонента на разных стадиях морфолитогенеза и т.д. Определенная специфика проявления каждого из факторов имеется и для россыпей разных минеральных видов. Ниже рассмотрены основные факторы россыпеобразования, определяющие локализацию промышленно ценных концентраций полезных минералов в россыпях.

Денудационный срез

Денудационный срез – важнейший фактор локализации и относительной продуктивности россыпей. Ю.А.Билибин, впервые обративший внимание на важнейшую металлогеническую роль эрозионно-денудационного среза [1947], подчеркивал, что значение среза для прогнозирования эндогенного оруденения велико постольку, поскольку он определяет, какие месторождения выведены на поверхность, какие еще находятся на глубине, а какие уже уничтожены эрозией.

В геологии россыпных месторождений денудационный срез может рассматриваться не только как металлогенический фактор, определяющий уровень вскрытия коренного оруденения, но и как фактор геоморфологический, от которого зависят особенности локализации коренных источников россыпей вблизи дневной поверхности и последовательность их вступления в сферу деятельности россыпеобразующих процессов. Денудационный срез в оценке россыпей, наряду с опреде-

лением относительной эродированности рудных месторождений, представляет критерий, позволяющий восстановить историю формирования россыпей и изменения их продуктивности во времени. Иначе говоря, контролируя условия формирования и размещения россыпных месторождений, денудационно-эрозионный срез не только сохраняет полностью свою металлогеническую роль для оценки эндогенных рудных месторождений – коренных источников россыпей, но и приобретает дополнительные аспекты, возникающие в связи с задачами изучения относительной продуктивности россыпей.

За последние десятилетия накопился огромный материал, содержащий информацию, позволяющую оценивать эрозионный срез рудоносных площадей. Как подчеркивает А.Д.Шеглов [1976], выработанные критерии строятся на данных о зональности, глубинах образования, вертикальном диапазоне и геологических условиях локализации рудных месторождений и основываются на использовании целого ряда признаков, среди которых Е.А.Радкевич различает [1971]:

1) изменение морфологии рудных тел и структуры вмещающих трещин с глубиной (структурная зональность);

2) изменение характера предрудных и околорудных метасоматических пород (метасоматическая зональность);

3) изменение валового состава в содержании рудных элементов и минеральных ассоциаций на различных горизонтах (зональность вещественного состава руд);

4) изменение физических и химических особенностей минералов с глубиной, отражающее смену условий рудообразования.

Большое значение, по мнению Е.А.Радкевич, имеет также палеогеоморфологический фактор, учет которого пока еще явно недостаточен.

Фактором, контролирующим размещение оруденения относительно современной дневной поверхности, является, как известно, суммарный пострудный срез, который исчисляется относительно палеоперехности, существовавшей в период формирования месторождений. Его величина служит одним из важнейших показателей при оценке коренного оруденения независимо от того, выведено ли оно на дневную поверхность или является слепым. Динамика наращивания среза при этом не существенна для оруденения, сохранившегося в недрах. Как отмечал еще Ю.Н.Билибин [1947], при таком подходе фактор эрозионного среза и фактор глубинности формирования рудных месторождений по существу представляют синонимы и их изучение составляет единую задачу металлогенического анализа рудоносных площадей. При оценке коренного оруденения реконструкция его эродированной части имеет в значительной мере вспомогательный характер, а непосредственным предметом исследования являются части рудных месторождений или горизонты рудоносного интервала, лежащие ниже современной дневной поверхности.

При формировании россыпей суммарный пострудный срез служит менее существенным показателем; он позволяет лишь оценить относительное время вступления в сферу действия денудационных процессов коренного источника. Непосредственное значение для процесса россыпеобразования приобретает срез с начального момента экспонирования

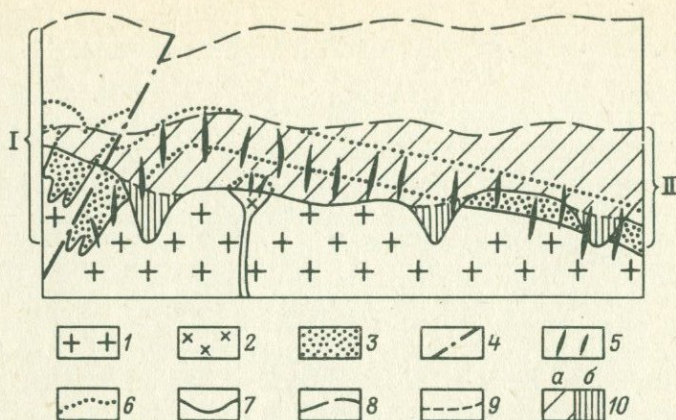


Рис. 1. Соотношение среза рудно-россыпных площадей:

I – суммарный пострудный срез, II – срез коренных источников.
 1 – граниты; 2 – гранит-порфиры поздней фазы; 3 – контактово-измененные породы; 4 – разрывные нарушения; 5 – рудные тела россыпеобразующей формации; 6 – восстановленные геологические границы; 7 – современная дневная поверхность; 8 – палеоперхность периода рудообразования; 9 – палеоперхность в начале экспонирования рудных тел; 10 – эрозионно-денудационный срез коренных источников: а – предшествующий сохранившимся россыпям, б – синхронный известным россыпям (эрозионный "вырез")

рудных проявлений и месторождений, принадлежащих к россыпеобразующим формациям. Величина слоя, удаленного эрозионно-денудационными процессами, по отношению к палеоперхности, существовавшей к началу экспонирования коренных источников, определяется нами как срез коренных источников (рис. 1).

Для большинства россыпных районов, за исключением площадей с молодым кайнозойским оруденением, продолжительность экспонирования коренных источников во много раз превышает временной интервал образования сохранившихся металлоносных осадков. Этот разрыв тем больше, чем древнее оруденение, чем меньше его глубинность и вертикальный диапазон. Например, в районах развития палеозойского россыпеобразующего оруденения разрыв исчисляется сотнями миллионов лет, а в областях мезозойского периода от начального вскрытия коренных источников (золотых и оловянно-вольфрамовых) до образования древнейших, сохранившихся от последующего размыва россыпей составляет десятки миллионов лет.

Суммарный срез коренных источников характеризует вероятный объем полезного компонента, который, однажды вступив в сферу действия денудационных процессов, подвергался неоднократному перетолжению и перемещению на то или иное расстояние по латерали и на более низкие гипсометрические уровни.

В соответствии с двумя тенденциями – рассеянием россыпеобразующих минералов или их концентрацией по сравнению с исходными со-

держаниями в размываемой породе — роль суммарного среза коренных источников может быть различной. Для минералов, образующих россыпи ближнего сноса, рассеяние их на пути от локального коренного источника представляет ведущую тенденцию процесса россыпеобразования, на фоне которой возникновение повышенных концентраций составляет лишь частный случай при определенном сочетании геолого-геоморфологических и фациально-динамических условий. Для комплексных титано-циркониевых россыпей, приуроченных к конечным бассейнам седиментации и образовавшихся за счет многократного перемыва и переотложения продуктов разрушения региональных коренных источников, затронутых глубоким химическим выветриванием, основную роль играет концентрация полезных минералов, которая достигает 60-кратных значений по сравнению с исходным содержанием аксессуаров в размываемых породах. Нетрудно видеть, что в последнем случае суммарный срез коренных источников играет роль ведущего фактора россыпеобразования, непосредственно "работающего" на потенциальные запасы полезного компонента в россыпях. Во всех остальных случаях оценка суммарного среза коренных источников должна быть гораздо менее оптимистична.

Роль суммарного среза локальных коренных источников в качестве фактора россыпеобразования может существенно варьировать в зависимости от истории геоморфологического развития района и последовательности наращивания среза в отдельные этапы его истории. Важнейшими геоморфологическими уровнями, фиксирующими суммарный срез коренных источников, особенно на ранних этапах его развития, зачастую предшествующих формированию основных концентраций полезного компонента в россыпях, служат разновозрастные поверхности выравнивания. В первую очередь это региональные поверхности типа пенеплена, например, мезозойского (юрско-мелового) и дат-палеогенового — на Урале, эоцен-раннемиоценового — в области мезозойд Тихоокеанского пояса, плиоцен-раннеплейстоценового — в области кайнозойских складчатых сооружений (Корякия, Восточная Чукотка, Сихотэ-Алинь, Камчатка). В отдельных россыпных районах, на древних шитах, могут встречаться и более древние "откопанные" пенеплены, например, как отмечают С.К.Горелов и А.П.Сигов, докембрийский на Енисейском кряже и Анабарском шите, юрский — по периферии Виллойской синеклизы ["Древние. . .", 1977].

При оценке россыпей ближнего сноса целесообразно различать две составные части среза коренных источников: 1) срез за период, предшествующий времени формирования сохранившихся россыпей; 2) срез за время формирования россыпей. Вторая величина поддается и более подробной расшивке.

Выделенные части среза коренных источников обычно не соизмеримы по величине. Например, для Якутской оловоносной провинции первая величина исчисляется для раннемеловых месторождений касситерито-кварцевой формации в 1,2-2,5 км, а для позднемеловых, касситерито-силикатно-сульфидных и касситерито-кварцевых — в 0,3-1,0 км. Вторая величина колеблется от 10-50 м на междуречьях до 100-500 м по долинам ["Геология. . .", 1979].

Однако, несмотря на указанные соотношения, россыпеобразующее значение обеих частей среза коренных источников существенно различно. Срез, предшествовавший наиболее древним россыпям района, лишь в самой малой мере участвует в их образовании; по существу, он характеризует доло полезного компонента, рассеянного и удаленного из сферы россыпеобразования в ходе многократного перестроения и перемыва металлоносных осадков.

Срез, синхронный формированию россыпей, представляет полезный эродируемый объем, из которого и поступает основная доля полезного компонента, заключенного в россыпях. Доказательством этого служит существование четких корреляционных связей между эродируемым объемом в пределах долин и запасами полезного компонента в россыпях, выявленных на примере оловоносных месторождений [Патык-Кара, 1979].

В большинстве горных россыпных районов маркирующей поверхностью, позволяющей разграничить две части среза коренных источников, обычно служит уровень поверхности междуречий, представляющий в различной мере преобразованную поверхность выравнивания, относительно которой и происходило врезание долин и наращивание сосредоточенного по ним эрозионного "выреза". Различные случаи наращивания молодого среза при нескольких вариантах развития долин в зависимости от режима неотектонических движений рассмотрены ниже. Их анализ не только дает возможность оценить объем переведенного в россыпи полезного компонента, но и позволяет определить его возможное перераспределение в теле россыпи и связи с особенностями развития долин.

В пределах крупных наложенных впадин маркирующим уровнем среза служит захороненная поверхность древнего ложа впадин, и сама задача определения стадийности развития эрозионного среза решается достаточно специфично в связи с последующим захоронением коренных источников в ходе прогрессирующей аккумуляции. Наращивание денудационного среза на этих участках связано в основном с этапом развития, предшествующим возникновению впадин, и прекращается по мере вовлечения их в прогибание. В дальнейшем наращивание среза коренных источников происходит лишь на локальных площадях, выступающих из-под рыхлого чехла в силу первичной неровности рельефа, или в пределах структур, сохранивших устойчивую тенденцию к преимущественному поднятию (например, в пределах куполов, связанных с диапирами и штоками интрузивных пород). Периодическое наращивание среза происходит также в связи с инверсией отдельных блоков или по периферии впадин, где наблюдается вторичное "откапывание" ранее захороненных коренных источников и возникают условия для образования молодых россыпей.

Поэтому региональным критерием сравнительной оценки впадин по уровню вероятного среза коренных источников является восстановление истории их развития, а именно: 1) определение времени заложения впадины и ее соотношения с возрастными рубежами оруденения; 2) унаследованность развития по отношению к древним структурам; 3) соотношение продолжительности пострудного денудационного среза

и прогибания; 4) выявление периодов инверсионного развития и их проявления в пределах металлоносных структур. Соотношение этих признаков определяет вероятную продолжительность денудационного вскрытия коренных источников и эффективность наращивания среза при различном соотношении аккумуляции и деструкции, что находит отражение в продуктивности впадин.

Таким образом, характеристика денудационного среза любой металлоносной площади складывается из двух показателей: пространственного положения интервала оруденения месторождений определенной россыпеобразующей формации на протяжении пострудной геологической истории и динамики изменения палеоповерхности, зафиксированной в коррелятных осадках и разновозрастных геоморфологических уровнях. Независимо от ранга изучаемой рудно-россыпной площади (провинция, район, узел, россыпь), наращивание эродлируемого рудного объема зависит от соотношения интервала оруденения и срезающих его геоморфологических поверхностей.

На примере различных рудно-россыпных провинций можно видеть, что гипсометрический уровень однотипного и разновозрастного оруденения довольно строго выдерживается в пределах районов, характеризующихся общностью развития морфоструктур в пострудный этап. Так, например, Б.Л.Флеров [1976] приводит статистические данные, показывающие, что касситерито-кварцевые месторождения и проявления Яно-Борулахской зоны в Якутии занимают гипсометрический интервал 400-1050 м с пиком на высоте 1000-1050 м. Приуроченность этого пика к наивысшим отметкам выходов контактово-измененных пород и резко асимметричный характер самого распределения свидетельствуют, что по крайней мере половина рудного интервала уже удалена эрозией. Максимум распределения турмалинового типа касситерито-силикатно-сульфидного оруденения приходится здесь же на высоту около 750 м; при этом характер кривой распределения позволяет судить о том, что указанные месторождения только вступили в сферу денудации. В соседней Дербек-Нельгехинской зоне касситерито-силикатно-сульфидное оруденение занимает высотный уровень 800-1400 м с пиком на 1050 м в области развития ороговикованных пород верхнего яруса рельефа. У кривой распределения несколько редуцирована верхняя часть. В совокупности с более высотным положением рудных точек это свидетельствует о значительно большей эродированности рудных месторождений и проявлений данного типа. Различия среза отражены и в россыпях: если в пределах Яно-Борулахской зоны данный тип оруденения практически полностью бесперспективен для россыпей, то в пределах Дербек-Нельгехинской зоны он сопровождается перспективными россыпными проявлениями, несмотря на малые размеры выделения касситерита и значительные уклоны глубоковрезанных долин (В.И.Шур и др., 1977 г.).

Разновременное вскрытие коренных источников, принадлежавших к одной россыпеобразующей формации, но отличающихся по времени образования, проявляется в том, что в пределах россыпного района и даже в пределах россыпного узла могут наблюдаться два уровня преимущественного распространения россыпеобразующих рудных тел.

Например, в Омчикандинском оловоносном узле кварцевые жилы с вольфрамитом и касситеритом, генетически связанные с раннемеловыми гранитами, вскрываются преимущественно на высотах более 700 м, а грейзены и жильные тела, образовавшиеся в связи с введением позднемеловых кварцевых порфиров, выходят в ярусе 500–600 м.

Активное воздымание структур, локализирующих золотое оруденение, приводит, по данным Ю.Н.Трушкова [«Геология . . .», 1964], к возникновению четкого уровня распространения рудных проявлений. В области хр. Черского максимальные отметки распространения золотых проявлений располагаются на высотах около 1600–1800 м, что на 400–600 м ниже максимальных отметок батолитовых массивов. Вертикальная зона распространения россыпей охватывает при этом интервал высот 500–1100 м с максимумом около 750 м.

Вообще региональная и локальная ярусность коренных источников весьма характерна для полиминеральных россыпных площадей, что является отражением этапности становления оруденения, проявляющегося в условиях одновременного воздымания морфоструктур, вмещающих оруденение, и наращивания их денудационного среза. Для Восточного Забайкалья такая ярусность описана Ф.Я.Корытовым (1973 г.).

В рудно-россыпных узлах с комплексными россыпями, образованными за счет коренных источников с развитой зональностью рудных полей – редкометалльных пегматитов и кварцево-жильных рудопроявлений, – последовательность наращивания и особенности площадного распределения молодого эрозионного вреза способствуют возникновению в россыпных месторождениях отчетливой отраженной гипогенной зональности. При расчлененном рельефе в пределах таких рудных полей прослеживаются четкие гипсометрические уровни вскрытия рудных тел определенного состава, которое достигается при разной глубине эрозионного расчленения. В этом отношении показательны данные Д.Я.Айзердзиса и Л.И.Веремеевой [1978] по редкометалловому рудному полю, расположенному в области среднегорного расчлененного рельефа, сведенные нами в табл. 1.

Геоморфологический фактор распределения эрозионно-денудационного среза может быть проиллюстрирован на примере сравнения металлоносных площадей, характеризующихся преобладанием склонов долин и междуречий определенного профиля. С этой точки зрения представляет интерес материал, приводимый Г.С.Ананьевым по распространению различных рядов склонов в пределах Верхне-Колымского нагорья [1976]. Чем протяженнее склон долины (междуречья), чем сложнее его возрастная и генетическая структура, тем меньше сказывается влияние долины на развитие вершинных поверхностей, тем автономнее идет развитие рельефа последних и, в частности, развитие процессов, ведущих к наращиванию слоя денудации. Наоборот, преобладание коротких и простых по структуре склонов приводит к быстрому разрушению водоразделов и ставит развитие денудационного среза междуречных пространств в тесную зависимость от углубления долин.

Направленность развития долины в зависимости от режима неотек-

Таблица 1

Величина денудационного среза и гипсометрические уровни вскрытия разных типов оруденения

Типы рудопроявлений	Гипсометрический уровень вскрытия рудных тел, м	Величина неоген-четвертичного эрозионного вреза, вскрывающего оруденение, м
Кварцевые жилы:		
с оловянным оруденением,	1100-1300	0-100
с оловянно-вольфрамовым оруденением	1000-1200	0-100
Редкометалльные пегматиты:		
литиевые	900-1200	0-100
Комплексные редкометалльные пегматиты:		
с повышенным содержанием танталита;	700-900	100-300 (максимум на 200-300)
с низким содержанием танталита	600-900	100-300 (максимум на 200-250)

тонических движений в сочетании с пространственным соотношением с коренным источником определяет различные случаи последовательности развития эрозионного "выреза" и наращивания эродируемого рудного объема. Эти случаи были рассмотрены нами на примере оловяносных долин Северо-Восточной Якутии [Патык-Кара, 1977] и иллюстрированы рис. 2.

Поскольку объем эрозионного выреза за время, соответствующее формированию металлоносных отложений, представляет важнейшую составляющую суммарного эрозионно-денудационного среза, непосредственно сказывающуюся на продуктивности конкретных россыпей, имеет смысл рассмотреть, как меняется указанная величина в долинах разного порядка. Показателем возможного эрозионного вреза, отнесенного к единице длины долины, служит площадь поперечного сечения долины. Зависимость ее от порядка долин в золотоносных россыпных районах с различным режимом неотектонических движений анализировалась Е.Я. Синюгиной и А.И. Григорьевой. Иллюстрацией существующей зависимости служит график, построенный по их данным и приведенный на рис. 3. Из графика следует, что объем удаленного ма-

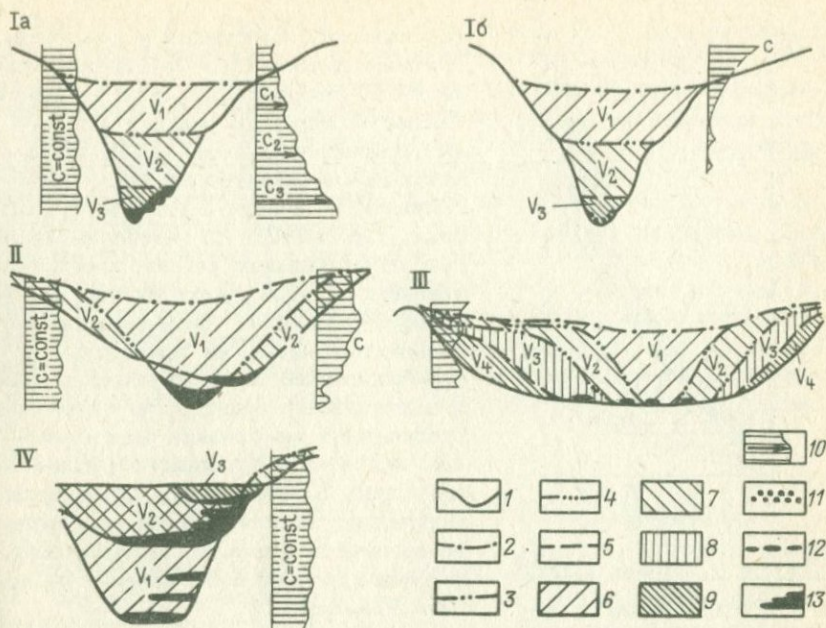


Рис. 2. Последовательность эрозионного вскрытия коренного источника при различной направленности развития долин и их соотношения с интервалом оруденения [Патык-Кара, 1977].

I – устойчивое врезание долины; Ia – при совмещении интервала оруденения с эрозионным врезом; Ib – при вскрытии рудных тел в верхнем ярусе склонов; II – совмещение разновозрастных врезов с интервалом оруденения; III – расширение долины; IV – постепенное захоронение ранее вскрытого оруденения.

1 – современная поверхность; 2–5 – предполагаемое положение эрозионно-денудационных поверхностей: 2 – олигоцен-миоценового, 3 – позднемииоценового, 4 – позднеплиоцен-раннеплейстоценового, 5 – среднеплейстоценового и более молодых возрастов; 6–9 – соответствующие им объемы удаленных пород (V_1-V_4); 10 – условное распределение содержаний полезного компонента в коренном источнике (C). Концентрации полезного компонента в россыпях: 11 – низкие, 12 – средние, 13 – высокие

териала в условиях энергично воздымающейся площади нарастает от долин I к долинам III и V порядков, соответственно в 4 и более чем в 8 раз, а при малых амплитудах воздымания – соответственно в 3 и 6 раз.

Влияние геоморфологического фактора при формировании среза коренных источников россыпей особенно отчетливо при молодом возрасте оруденения, становление которого происходило одновременно с заложением геоморфологического плана территории. В этом случае начало вскрытия рудных тел и продолжительность их денудации обнаруживают строгую зависимость от особенностей развития рельефа,

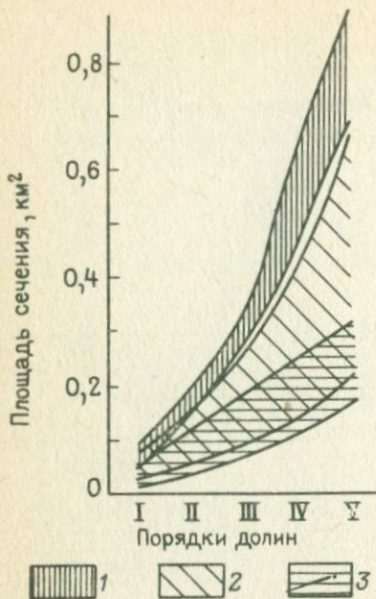


Рис. 3. Распределение поперечных сечений золотоносных долин в зависимости от их порядков при: 1 - большой, 2 - средней, 3 - малой амплитудах поднятия (построено по данным Е.Я. Си-нюгиной и А.И. Григорьевой)

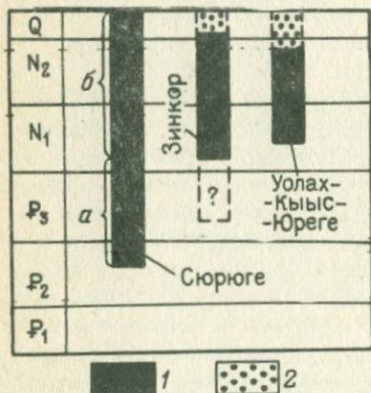


Рис. 4. Сравнительная продолжительность вскрытия рудопроявлений ртути в Западно-Полуосном рудно-россыпном районе: 1 - денудация, 2 - захоронение под рыхлыми отложениями; а - рудные тела на водоразделе; б - рудные тела в бортах и днище долин

обусловленных местными морфоструктурными различиями. Примером может служить Северо-Янская зона на севере Западно-Полуосного района, киноварные проявления которой, принадлежащие к кварц-диккитовому типу, представляют, по данным О.Г.Эпова, В.В.Шошина и др. (1976 г.), наиболее молодую минерализацию района, время становления которой приходится на первую половину палеогена. В геоморфологическом отношении они приурочены к Яно-Чондонской морфоструктурной зоне, представляющей область относительной стабилизации на границе двух сводовых поднятий - Куларского (включающего кряж Кюндюльонг) и Полоусного. В пределах зоны широко распространена древняя поверхность выравнивания, к уровню которой была приурочена долина Пра-Яны.

Активизация в среднем плейстоцене движений по системе нарушений северо-западного простирания привела к вторичному расчленению пенеплена и, в конечном итоге, обусловила существенные различия в экспонировании оруденения (рис. 4). Наиболее продолжителен этот процесс в области современного низкогорья ($P_3 - Q$), где удастся проследить нарашивание среза от междуречных пространств к зоне молодых долин (уч-к Сюрюге). Несколько позже вскрылись рудные проявления, расположенные в осевой части Яно-Чондонской зоны, с характерным для нее рельефом денудационно-останцово-равнины, развивающейся в условиях весьма мало контрастных движений (уч-к Зинкор). С усилением аккумуляции в плейстоцене часть рудных тел была захоронена. В области наложной Буор-Юрехской впадины экспонирование киноварных проявлений, дающих начало россыпи Уолах-Кыыс-Юреге, началось в миоцене, а в конце плиоцена рудные тела были захоронены в связи с развитием площадной аккумуляции.

Таким образом, денудационный срез, представляющий в качестве металлогенического фактора, по выражению Ю.А.Билибина [1947], синоним фактора глубинности рудных месторождений, при оценке россыпей приобретает более широкое значение, поскольку включает в себя такие аспекты, как последовательность и стадийность наращивания среза, его пространственная неравномерность за отдельные этапы пострудного развития территории, палеогеоморфологические условия, в которых происходило наращивание среза и вскрытие оруденения, динамика пространственного соотношения последнего с формами-коллекторами россыпей и т.д. Решение этих задач тесно смыкается с определением структурно-геоморфологической позиции коренного источника россыпей, представляющим, как будет показано ниже, одну из сторон проявления морфоструктурного и неотектонического факторов, контролирующего размещение и условия формирования россыпных месторождений.

Морфоструктурная позиция и неотектонический режим

Понятие "морфоструктурная и неотектоническая позиция россыпей", широко употребляемое в россыпной геологической и геоморфологической литературе, охватывает различные аспекты процесса россыпеобразования — от обстановки вскрытия коренных источников, условий размещения и сохранности различных совокупностей россыпей до предпосылок, определяющих важнейшие черты строения россыпных месторождений.

В соответствии с неадекватностью понятий "морфоструктура" и "неоструктура", относящихся соответственно к крупным формам земной поверхности, созданным эндогенными факторами (древней и новейшей структурой и литологией) во взаимодействии с экзогенными рельефообразующими процессами ["Геологический . . .", 1973], и структурам, созданным в ходе новейших тектонических движений, область россыпеобразующего воздействия обоих факторов также существенно различна.

Между тем широкое использование методов морфоструктурного анализа привело к тому, что само понятие "морфоструктура", а также генетические и возрастные критерии ее выделения трактуются разными авторами различно [Флоренсов, 1978]. Нередко морфоструктура по существу отождествляется с новейшей структурой территории, что значительно сужает эффективность структурно-геоморфологического подхода и, в первую очередь, ограничивает возможности прослеживания исторической преемственности форм рельефа, локализирующих россыпи, и самих концентраций полезного компонента в россыпях.

При характеристике морфоструктурной позиции россыпей особое значение имеет унаследованное и сквозное развитие древних, в том числе рудоносных (рудоконтролирующих и рудовмещающих) структур, влияющее на условия вскрытия оруденения. В общем виде можно отметить, что размещение оловоносных, вольфрамоносных, платиновых, редкометалльных, танталоносных россыпей контролируется интрузив-

ными купольными структурами, а золотоносных россыпей — орогенными поднятиями, сохраняющими тенденцию к дифференцированному воздыманию на неотектоническом этапе.

Морфоструктурная позиция как фактор россыпеобразования предполагает два взаимосвязанных начала воздействия на условия размещения и формирования россыпей. Во-первых, существование определенных закономерностей выражения в рельефе региональных и локальных рудоносных геологических структур позволяет рассматривать морфоструктуры как индикатор различий между рудными и безрудными площадями. Во-вторых, степень унаследованности морфоструктур по отношению к древним геологическим рудоносным структурам и конкретные особенности их сквозного развития на протяжении геоморфологического этапа определяют начальные моменты возможного вскрытия коренных источников и вероятную продолжительность периода россыпеобразования. Эти особенности позволяют провести сравнительную оценку переведенного в россыпи рудного материала и относительной продуктивности россыпей.

Особенности развития морфоструктур на новейшем этапе, помимо условий вскрытия оруденения и перехода полезного компонента из рудного состояния в россыпное, определяют также распределение во времени и пространстве областей образования, сноса и накопления металлоносного рыхлого материала, последовательность и соотношение этапов россыпеобразования, условия сохранности и преобразования россыпей. Наиболее ярко различия в неотектонических условиях россыпеобразования отражаются в позиции и строении россыпей, объединенных понятием "морфогенетический тип россыпи" ["Геология ...", 1979]. Однако не следует забывать, что при всей значимости событий новейшего тектонического этапа для формирования россыпей в большинстве случаев они только завершают становление рельефа рудоносной площади и в силу этого не могут быть ответственны за весь цикл преобразования рудного вещества в вещество россыпей.

Выделение неотектонической составляющей в развитии морфоструктур особенно важно для россыпей ближнего сноса, большинство которых тяготеет к площадям развития горного рельефа и денудационных равнин (в том числе погребенных), ограничено сравнительно узкими временными границами и лишь в незначительной мере выходит за рамки новейшего тектонического этапа*. Период развития морфоструктур, предшествующий неотектоническому этапу, и неотектонический этап в этом случае выступают как неравные по продолжительности временные интервалы, первый из которых характеризуется поступлением из коренных источников, промежуточных коллекторов и кор выветривания порций полезного компонента, впоследствии испытывающих неоднократное переотложение, перегруппировку и рассеяние, а второй непосредственно запечатлен в строении форм-коллекторов и металлоносных отложений. При этом вопрос о сохранности "древних" порций полезного компонента, поступивших в россыпи на ранних ста-

* Это не распространяется на древние ископаемые россыпи.

дях вскрытия коренного источника, и их роли в образовании неоген-четвертичных россыпей нельзя считать окончательно решенным. Справедливо указание О.В.Кашменской о том, что в этом вопросе выделяются противоположные точки зрения, либо отводящие почти исключительную роль древним эпохам россыпеобразования (А.П.Сигов и др.), либо придающие важное значение активному экспонированию коренных источников и поступлению новых порций металла в россыпи в плейстоценовое время (Н.А.Шило и др.). Здесь уместно обратить внимание на то, что концепция значительной возрастной разобшенности эпох вскрытия коренных источников и эпох россыпеобразования была выработана применительно к россыпям золота. Для них, во-первых, описаны характерные типоморфные признаки, свидетельствующие о разной продолжительности пребывания золота в зоне действия экзогенных процессов и, во-вторых, что нам представляется основной причиной, слабо решены вопросы связи россыпей с коренными источниками, которые и порождают мнение о том, что последние были срезаны в предшествовавшие эпохи россыпеобразования. Для оловянных, вольфрамовых, танталовых россыпей, где обычно удается проследить пространственные различия вещественного состава в зависимости от уровня и последовательности наращивания среза оруденения, концепция временной разобшенности поступления и накопления полезного компонента в россыпях ближнего сноса в значительной мере теряет свое значение. Здесь играет роль также и то, что зерна большинства минералов этих россыпей неустойчивы к механическому воздействию и при многократном перераспределении и перемещении на новые эрозионные уровни дробятся или истираются до размерности, не поддающейся гравитационному обогащению.

Для древних, донеогеновых россыпей столь значительное противопоставление новейшего этапа предшествующему периоду россыпеобразования теряет остроту; здесь россыпеобразующая роль новейших движений сказывается в том, что ими определяется соотношение и перераспределение во времени площадей сноса и аккумуляции, от которых зависит разрушение, сохранность или захоронение сформированных продуктивных осадков.

Рассмотрим важнейшие аспекты морфоструктурного и неотектонического контроля в формировании и размещении россыпей.

Некоторые особенности региональной и локальной морфоструктур россыпных металлоносных площадей

Региональная морфоструктура металлоносных площадей является четким индикатором блоковой тектоники, определяющим размещение рудоносных площадей различного ранга. Своеобразным морфоструктурным выражением обладают не только разнотипные структуры земной коры и разрывные нарушения различного порядка от крупных планетарных "сверхглубинных" разломов до локальных разрывов, ограничивающих элементарные блоки, но и сквозные рудоконтролирующие структуры (М.А.Фаворская, И.Н.Томсон), объединяющие участки с

различным строением земной коры и обычно представляющие несогласные по отношению к складчатым структурам мегаблока, объединенные общностью режима поднятия и опускания, сходством магматизма и рудной специализации. Отображение в рельефе разнотипных и разнопорядковых рудоконтролирующих структур определило значение морфоструктурного анализа как одного из методов металлогенических исследований [Волчанская, Кочнева, Сапожникова, 1975].

Рассмотрим несколько примеров, характеризующих морфоструктурные особенности рудно-россыпных площадей различных районов, Л.Г.Васютина [1976 г.] приводит следующие данные по морфоструктурному выражению рудно-россыпных площадей Станового нагорья. Продольные рудоконтролирующие структуры определяют границы морфоструктур II порядка и совпадают с долинами магистральных рек и зонами протяженных тектонопедиментов. Поперечные ослабленные зоны, являющиеся одновременно рудо локализирующими и трассируемыми долинами рек средних порядков, служат границами морфоструктур III и IV порядков. К ним, как правило, приурочены антецедентные участки современных и реликты древних долин, а также группы аномально приподнятых блоков, образующих в рельефе своеобразные барьеры. Рудно-россыпные узлы выражены в виде: а) относительно опущенных блоков с низкогорным рельефом, образующим геоморфологические аномалии среди окружающего средне-высокогорья (Андреевский и Алгоминский рудно-россыпные узлы); б) совпадающих субвулканами устойчиво воздымающихся купольных структур в районах со среднегорным рельефом (Верхне-Сутамский и Мугиктинский узлы); в) дугообразных поднятий, характеризующихся развитием среднегорного структурного рельефа за счет широкого распространения отпрепарированных даек (Десс, Бадис). Особую морфоструктурную зону рудопроявлений близповерхностного типа составляют краевые части мезозойских впадин, фиксированные плиоценовой поверхностью выравнивания.

Ведущая роль сводовых поднятий в локализации золотоносности наиболее ярко проявлена в областях мезозойской тектоно-магматической активности (Забайкалье, Алданский щит, Колымский срединный массив, Буреинская глыба и др.). В пределах Забайкалья, по данным И.П.Томсона, М.А.Фаворской, Н.А.Фогельман, золотоносность контролируется Северо-Даурским сводом, внутренняя перестройка которого в процессе активизации обусловила формирование "дочернего" Дарасуно-Могочинского свода и компенсационно "просевшей" Нергучанской зоны. Для первой характерно золотое оруденение и россыпи, для второй - молибденовое оруденение с флюоритовой минерализацией.

Локализация большинства оловянных рудно-россыпных узлов в местах пересечения двух систем рудоконтролирующих разломов - продольной и поперечной - также находит свое отражение в рельефе благодаря устойчивости геоморфологических признаков, которыми характеризуются зоны указанных нарушений ["Геология ...", 1979]. Однако в региональной морфоструктуре россыпных районов удается проследить не только ритмичность пространственного распределения "вспышек" оруденения и россыпей, но и последовательность развития

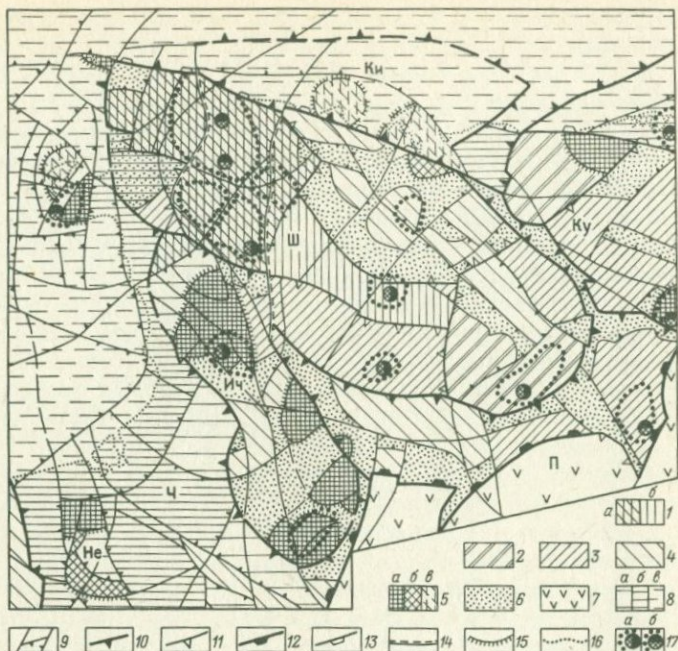


Рис. 5. Морфоструктурная схема Центрально-Чукотского района. 1-6 - поздние и посторогенные сводово-глыбовые поднятия;

1 - осевые и поперечные поднятия сводов, обновленные новейшими движениями; а - выводящие на поверхность гранитоидные массивы, б - с умеренным срезом, слабо вскрытым гранитоидные массивы; 2 - унаследованно развивающиеся структуры, умеренно обновленные новейшими движениями; 3 - крылья сводов, слабо обновленные новейшими движениями; 4 - относительно стабильные блоки по периферии сводовых поднятий; 5 - локальные купольные структуры, связанные с интрузиями центрального типа: а - выводящие на поверхность гранитоидные массивы, б - косвенно выраженные в рельефе равнин, в - косвенно выраженные в рельефе шельфа; 6 - межгорные и внутригорные впадины; 7 - вулканогенно-глыбовые морфоструктуры Охотско-Чукотского пояса; 8 - наложенные позднеорогенные и посторогенные прогибы; а - закрывшиеся ко второй половине плейстоцена, б - сохранившие тенденцию к прогибанию на протяжении позднего плейстоцена - голоцена, в - в области современного шельфа; 9 - разрывные нарушения, активизированные новейшими движениями, с указанием относительного смещения блоков. Границы: 10 - позднеорогенных сводов и сопряженных с ними поперечных поднятий, 11 - отдельных секторов и сегментов в пределах сводов, 12 - морфоструктур Охотско-Чукотского пояса, 13 - посторогенной наложенной шельфовой впадины, 14 - поперечных структур, 15 - локальных куполов (прерывистым знаком показано их предполагаемое ограничение на шельфе); 16 - современная береговая линия, 17 - рудно-россыпные оловяносные узлы с источниками: а - касситерито-кварцевой, б - касситерито-силикатной формаций, П - Паляваамская морфоструктурная область, Ш - Шелагское сводово-глыбовое поднятие, Ку - Куветский свод, Ич - Ичуевское поперечное поднятие, Ки - Киберовское поперечное поднятие, Ч - Чаунский наложенный прогиб, Не - Нейтинское осевое поднятие

отдельных структурных зон со свойственными им ареалами магматизма и оруденения, уровнем среза локальных структур и распределением россыпной металлоносности. При узловом размещении россыпей и ореолов в пределах Центральной Чукотки, обусловленном, согласно традиционным представлениям, пересечением разломов северо-западного и северо-восточного направлений, распределение оловорудных и золоторудных проявлений и сопровождающих их россыпей все же остается весьма неравномерным.

Как видно из рис. 5, крупнейшей морфоструктурной единицей Центральной Чукотки является Шелагский свод, овальная форма которого значительно осложнена структурными элементами различной природы. Во-первых, это морфоструктуры более высокого порядка, отражающие характер напряжений, свойственных сводам овальной формы. В их числе центральное поднятие и расположенные на крыльях свода относительно опущенные сегменты, слабо обновленные новейшими тектоническими движениями. Другой осложняющей системой служат структуры, обусловленные развитием наложенного шельфового прогиба, в результате чего северный и северо-западный фланги свода были вовлечены в опускание и в настоящее время погребены под мощной толщей позднекайнозойских отложений, сквозь которые в рельефе приморских равнин и шельфа "просвечивают" детали строения свода и локальных купольных структур (например, Раутано-Певекский купол). Наконец, морфоструктура Шелагского сводового поднятия испытала воздействие поперечных сквозных структур. Крупнейшей среди них является зона устойчивых блоковых поднятий, совпадающая с поперечным поясом интрузивных гранитоидных массивов (Гытойгинский, Карпунгский, Палянский, Пытлянский массивы - на южном фланге зоны и Пырканаянский, Северный, Янранайский, Майнырылканский массивы - в осевой части свода). Границы зоны, определяющие развитие ареалов магматизма и полей россыпной металлоносности, выражены в рельефе в виде крупных линеаментов и тектонических уступов.

Блоки, расположенные в пределах поперечной структуры, отличаются наибольшим уровнем вскрытия гранитоидных массивов, а также максимальной по району площадной насыщенностью рудопроявлениями и россыпями олова. На ее пересечении с осевой частью Шелагского поднятия расположены такие рудно-россыпные оловоносные узлы, как Куйвивеем-Гыргычанский и Пыркакайский, занимающие соответственно площадь около 700 и 450 км². На южном фланге структуры в пределах локальных куполов располагаются Пытлянский и Гытойгинский россыпные узлы. Наложение золотой и ртутной минерализации создает условия для образования полиминеральных рудно-россыпных площадей с высокой насыщенностью россыпными проявлениями и месторождениями. Именно на пересечении поперечной структуры с золотоносной и ртутоносной зонами расположены россыпные узлы. Это служит подтверждением того, что описанная морфоструктурная зона является отображением крупной сквозной рудоконтролирующей структуры. В отличие от оловоносных площадей, тяготеющих к осевой части сводового поднятия, продольные зоны россыпной золотоносности "оггибают" свод, будучи приуроченными к площадям развития низ-

когорного и холмисто-увалистого рельефа вдоль южного и северного флангов Шелагского поднятия.

Характерным примером выражения в рельефе локальных рудоносных структур служит дифференцированный свод, к которому приурочен Иультинский олово-вольфрамовый рудно-россыпной район. По данным В.Д. Нартикова и др. [1975], он имеет форму многоугольника, выделяющегося высокой площадной насыщенностью интрузивными телами, с которыми генетически связана оловянно-вольфрамовая минерализация кварцевой формации. Иультинское сводовое поднятие, имеющее поперечник 75-80 км, непосредственно проявлено в структурных формах современного рельефа. По Н.Т. Кочневой, в нем обособляются центральная часть ("ядро") в виде относительно опущенной площади с высотами 500 - 700 м на междуречье р. Ленотан-Иультиканья и зона крыльев, расчлененных системой радиальных дислокаций на четыре крупных сектора, различающихся особенностями рельефа. Наиболее приподнят юго-западный сектор, вмещающий Иультинский рудно-россыпной узел (до высоты 1200 м), наименее - северо-восточный, к которому приурочены месторождения Светлое и Солнечное (менее 800 м). Крылья свода осложнены локальными куполами диаметром 5-10 км округлой или овальной формы с отчетливой системой радиально-концентрических нарушений, определяющих рисунок долиной сети. Именно с этими куполами и связано пространственно большинство рудных полей (Иультинское, Светлинское, Тенкергинское), дающих начало комплексным оловянно-вольфрамовым россыпям. Особенности геоморфологического выражения указанных локальных структур позволяют говорить о четкой системе признаков рудоносных морфоструктур;

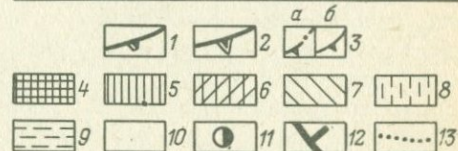
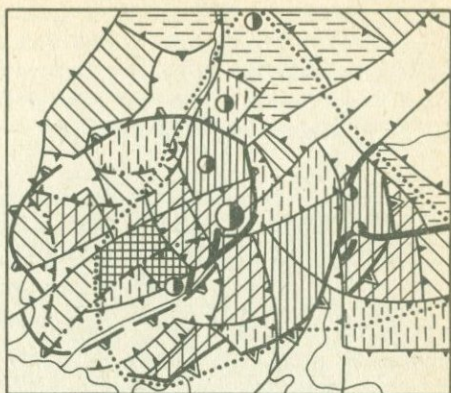


Рис.6. Морфоструктурная схема Светлинского купола в пределах Иультинского сводового поднятия (по данным В.Д.Нартикова, 1976 г.):

1 - граница Светлинского купола; 2 - граница окаймляющего кольцевого поднятия; 3 - разломы: а - отделяющие сегменты купола, б - прочие. Гипсометрические ступени: 4 - 700-800 м; 5 - 600-700 м; 6 - 500-600 м; 7 - 400-500 м; 8 - 300-400 м; 9 - 200-300 м; 10 - менее 200 м; 11 - рудопроявления и месторождения касситерито-кварцевой формации (размер указывает на относительные масштабы месторождения); 12 - россыпи касситерита; 13 - граница рудно-россыпного узла

к ним относятся купольные поднятия асимметричного строения с отношением осей 1:2, сравнительно невысоко приподнятые, но глубоко дифференцированные. Примером служит Светлинский купол, морфоструктурная характеристика которого на рис. 6 приводится по данным В. Д. Нартиковой и Н. Т. Кочевой.

Возрастное соотношение металлоносных морфоструктур с оруденением

Соотношение морфоструктур, локализирующих россыпи, с оруденением имеет также другой аспект — характер временной совмещенности, определяющий начало, продолжительность вскрытия оруденения и возможный возрастной диапазон периода россыпеобразования. Как отмечалось выше, историческая преемственность морфоструктур по отношению к структурам, контролирующим оруденение, определяет соотношение суммарного пострудного среза, суммарного среза коренных источников и среза, синхронного образованию россыпей, от которых зависят вероятная доля удаленного и рассеянного полезного компонента и доля компонента, заключенного в россыпях.

Вопрос возрастного соотношения морфоструктуры и оруденения особую сложность приобретает во впадинах, потенциальная россыпная металлоносность которых определяется развитием их в качестве наложенных структур по отношению к разнородным тектоническим элементам, играющим неодинаковую роль в локализации оруденения и характеризующимся разной продолжительностью денудационного этапа. Именно поэтому начальные моменты развития наложенных впадин и их временные соотношения со структурами основания занимают особое место среди факторов морфоструктурного контроля россыпной металлоносности этих площадей, на примере которых мы и рассмотрим подробнее особенности возрастного соотношения морфоструктур с оруденением.

По соотношению возрастных рубежей становления оруденения и заложения впадин последние могут быть подразделены на три типа: дорудные, синхронные оруденению и пострудные. К дорудным относятся например, впадины "тихоокеанского" типа, широко распространенные в осевой части Монголо-Охотского пояса и вдоль Алдано-Становой зоны. Возникнув на начальных этапах мезозойской тектоно-магматической активизации, они наложены на консолидированные структуры до мезозойских складчатых областей и вытолкены мощной толщей отложений вулканогенной, молассовой и угленосной формаций. Россыпные проявления, отвечающие периоду развития этих впадин и приуроченные к верхам разреза континентальной молассовой толщи, строго говоря, являются ископаемыми, поскольку отвечают отличному от современного структурно-тектоническому состоянию земной коры и могут рассматриваться в качестве промежуточных коллекторов для россыпей кайнозойского возраста.

Характерный пример впадин, развитие которых синхронно оруденению, составляют позднеорогенные прогибы областей мезозойской складчатости, частично или полностью сохранившие тенденцию к прогибанию и на протяжении посторогенного этапа.

Очевидно, что синхронность впадины и оруденения исключает возможность вскрытия коренных источников и появление концентраций россыпных минералов в осадках впадины на участках унаследованного прогибания. Такие условия возникают на локальных площадях с инверсионным режимом развития лишь на поздних отрезках их кайнозойской истории.

Только пострудные впадины, россыпная металлоносность которых определяется достаточным предшествующим денудационным срезом складчатого основания и ближайшего горного обрамления, обладают необходимыми предпосылками для возникновения россыпей. В мезозоидах и областях мезозойской тектоно-магматической активизации их существование охватывает в основном вторую половину кайнозоя, будучи отделено от предшествующего орогенного этапа периодом региональной тектонической стабилизации, значительным выравниванием территорий и формированием кор выветривания. Такой же возрастной интервал характерен для наложенных впадин областей эпиплатформенного развития. По времени заложения и соотношения со структурами основания пострудные впадины подразделяются на три типа: а) возникающие в период тектонической стабилизации (в эоцене-олигоцене) платформенные прогибы; б) заложившиеся на ранних фазах неотектонической активизации (в миоцене-плиоцене); в) заложившиеся в средние и поздние фазы неотектонической активизации (в плейстоцене).

К первому из выделенных типов впадин относятся отдельные, обычно наиболее прогнутые структуры в области периконтинентальных шельфовых прогибов, заложение которых обусловило возникновение молодой эпимезозойской платформы. Коренное ложе впадин, отличающееся слаборасчлененным рельефом типа пенеплена, характеризуется крайне незначительным суммарным срезом и залегает на глубинах, достигающих нескольких сот метров (Усть-Янская, Тастахская, центральная часть Чаунской, Пегтымельской и Ванкаремской впадин) (рис. 7, А).

Более позднее заложение впадин способствует расчленению их коренного ложа, частичному или полному размыву кор выветривания и образованию крупнообломочных базальных горизонтов в основании разреза впадины, обладающих относительно высокой продуктивностью. Примером впадин, заложившихся в раннюю фазу неотектонических движений, служат Валькарайская, отдельные блоки в пределах Омойской, Приморской, Чаунской, Ванкаремской, Амуро-Зейской депрессий (рис. 7, Б). Формирование россыпей здесь связано с довападинным периодом развития и ранними фазами прогибания и охватывает эоцен-миоцен.

Группа молодых впадин, развитие которых в основном пришлось на конец плиоцена-плейстоцен, наиболее обширна. Этот вид впадин является доминирующим в областях позднекайнозойской орогенной активизации. Россыпная металлоносность их максимальна по сравнению с другими впадинами с базальными горизонтами, залегающими на слож-

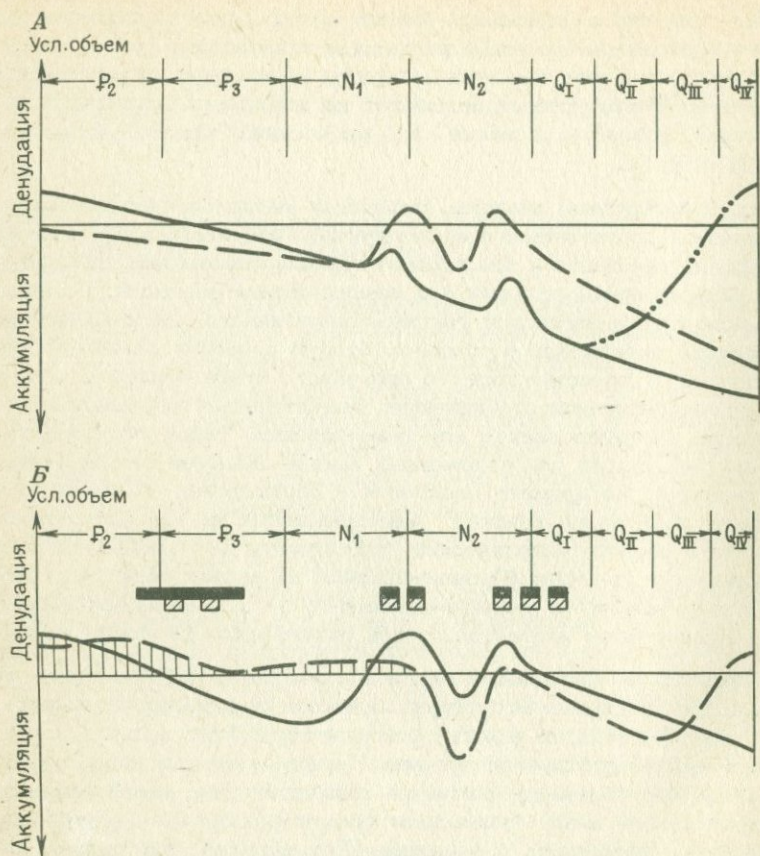


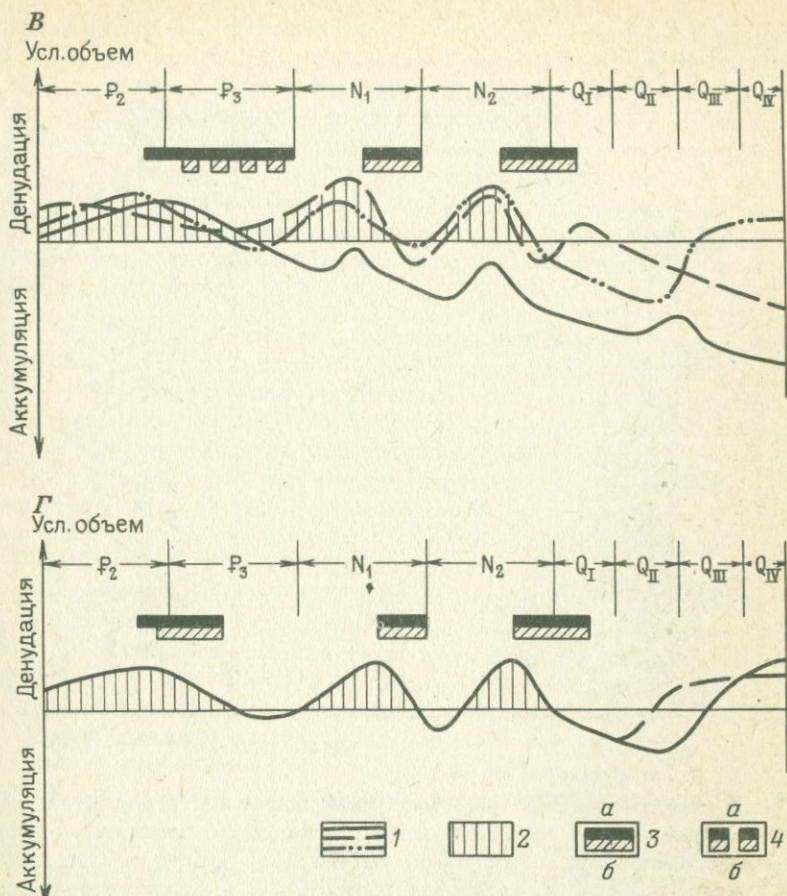
Рис.7. Соотношение денудации и аккумуляции в наложенных впадинах различного возраста и его влияние на относительную продуктивность россыпей:

А - перспективы отсутствуют; Б - перспективы ограничены; В - перспективны на глубокозалегающие погребенные россыпи; Г - перс-

норасчлененном и нередко достаточно контрастном эрозионном рельефе ложа впадины, для которого характерны разнообразные пространственные и возрастные соотношения коренных источников и форм-коллекторов (рис. 7, В, Г),

Зависимость продуктивности россыпей от режима неотектонического развития морфоструктуры

Площадная насыщенность россыпями морфоструктур различного ранга в зависимости от режима неотектонических движений давно обра-



пективны на древние близповерхностные россыпи; 1 - кривые неотектонических колебаний, определяющие относительную интенсивность денудации и аккумуляции; 2 - периоды активного денудационного среза выступов коренного ложа; 3 - россыпи золота (а) и олова (б), достоверно установленные; 4 - они же, предполагаемые

тила на себя внимание исследователей. Анализ распределения числа и суммарной продуктивности россыпей в разнотипных структурах показал, что в пределах рудно-россыпных провинций и районов выделяются определенные структурно-геоморфологические ступени, характеризующиеся максимумом насыщенности россыпными месторождениями и проявлениями. Такие данные проводятся для золотоносных и оловоносных районов МНР (В.И. Коноплева, М.А. Левинтов), оловоносной провинции Восточного Забайкалья (Н.Н. Арманд), Индигирского района (Ю.Н. Трушков), Восточной Чукотки (Г.Ф. Павлов), Станового нагорья (Л.Г. Васютина) и других площадей.

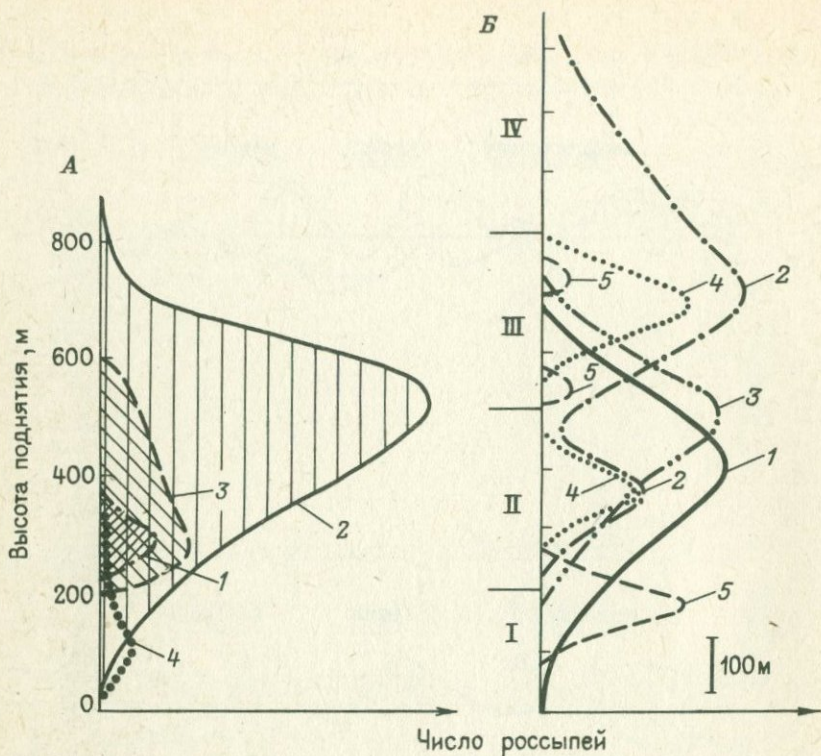


Рис.8. Вертикальная морфоструктурная зональность россыпей:
 А – распределение россыпей олова, связанных с различными коренными источниками, в Восточном Забайкалье (построено по данным Н.Н.Арманд): 1 – пегматитовая формация; 2 – касситерито-кварцевая формация; 3 – касситерито-сульфидная формация; 4 – металлоносные конгломераты. Б – принципиальная вертикальная морфоструктурная зональность россыпей в полиминеральных россыпных провинциях: 1 – россыпи золота; 2-3 – россыпи касситерита, связанные с источниками касситерито-кварцевой (2) и касситерито-силикатной (3) формаций; 4 – танталоносные россыпи; 5 – россыпи киновари. Неотектонические ступени, отвечающие: I – слабой, II – умеренной, III – средней, IV – значительной интенсивности поднятий

Так, например, установлено, что абсолютное большинство россыпей в Индигирском районе сосредоточено в области среднегорного рельефа, соответствующего гипсометрической ступени 500–1200 м, причем максимум продуктивности падает на 750–800 м [“Геология . . .”, 1964]. Близкие значения (500–800 м) указываются Л.Г.Васютиной для Станового нагорья, где максимум развития россыпей тяготеет к структурам умеренного воздымания. Положение рос-

сышей в определенной степени рельефа отражает оптимальный уровень среза коренных источников, соизмеримый с глубиной становления оруденения, который достигается при определенных соотношениях новейших структур с рудоносными структурами и режиме неотектонических движений. Наложение разнотипной минерализации, отличающейся глубиной становления оруденения или возрастом, приводит к тому, что россыпи разных минеральных видов оказываются расположенными в смежных морфоструктурных зонах, характеризующихся различной интенсивностью неотектонических движений, о чем говорилось выше (см. стр. 50).

Для Восточно-Забайкальской россыпной провинции, по данным Н.Н.Арманд (1973 г.), оптимальные условия размещения оловоносных и редкометальных россыпей достигаются в области двух ступеней неотектонических движений: 200-400 и 400-800 м, где сосредоточены все известные для данной провинции россыпи вольфрамита и танталита и 89% россыпей касситерита. При этом на верхнюю ступень приходится максимум численности россыпей, а на нижнюю максимум суммарных запасов, в том числе в погребенных и глубокозалегающих россыпях. Определенная закономерность характерна и для россыпей, образованных за счет разнотипных коренных источников. Так, например, максимум россыпей касситерито-кварцевой формации (55%) приходится в той же провинции на уровень 400-600 м, а кварц-сульфидной (70%) - на 200-400 м; к той же ступени приурочены известные олово-редкометальные россыпи, образовавшиеся за счет пегматитов. Наиболее низкую неотектоническую ступень (100-200 м), соответствующую прибортовым частям впадин, занимают россыпи, образованные при размыве металлоносных конгломератов (рис. 8, А).

Приведенные примеры показывают, что в полиминеральных россыпных провинциях и районах существует четкая морфоструктурная зональность размещения россыпей, обусловленная тем, что оптимальный уровень вскрытия коренных источников, обеспечивающий массовое проявление россыпной металлоносности, достигается для разнотипных, разноглубинных и разновозрастных месторождений при различной направленности развития морфоструктур и режиме неотектонических движений. Принципиальная схема региональной вертикальной морфоструктурной зональности полиминеральных россыпных площадей приведена на рис. 8, Б. Наиболее высокую неотектоническую ступень обычно занимают россыпи, связанные с источниками, локализованными в зоне экзо- и эндоконтакта крупных гранитоидных массивов, сохраняющих тенденцию к преимущественному устойчивому воздыманию (редкометальные и олово-вольфрамовые рудно-россыпные узлы кварцевой и пегматитовой формаций). Второй их максимум бывает приурочен к зоне умеренных воздыманий, в которой происходит вскрытие куполов-сателлитов, нередко локализирующих россыпные узлы с наиболее крупными месторождениями. В частности, такая картина наблюдается в олово-редкометальном районе Лугулу, где основной пояс редкометаль-

ных и оловянных россыпей приурочен к слаборасчлененным плато с куполами массивов-сателлитов (600-700 м), окружающим осевую часть батолитового массива, поднятую на высоту более 800 м. Сходная морфоструктурная зональность устанавливается для олово-редко-металльных россыпей Восточного Казахстана, оловянных россыпей Центрально-Янского района Якутии и т.д.

Россыпи золота занимают, как правило, фланги крупных неотектонических поднятий и сосредоточены в зоне средних и умеренных воздыманий, а также в переходных областях с низкими градиентами новейших тектонических движений и в краевых частях впадин. К этим же ступеням приурочены и региональные максимумы киноварных россыпей, хотя в силу того, что они часто бывают представлены элювиальными ореолами, непосредственно расположенными над рудными выходами, дополнительные максимумы развития киноварных россыпей отмечаются и в более высоких гипсометрических ступенях.

Неотектонический контроль проявляется и в сохранности различных морфогенетических и возрастных групп россыпей, в результате чего в пределах россыпных площадей выделяются определенные зоны и области преимущественного развития современных близповерхностных четвертичных и более древних сложных глубокопогребенных россыпей [Казакевич, 1972]. От режима неотектонических движений зависят также интенсивность переотложения металла из промежуточных коллекторов и ранее сформированных россыпей, смена динамических фаз развития и баланс материала в долинах, условия сохранности и консервации россыпей и, как следствие этого, относительная продуктивность отдельных эпох россыпеобразования.

Известно, что в районах устойчивого воздымания, продолжавшегося на протяжении всего новейшего этапа, максимум продуктивности приходится на наиболее поздние эпохи россыпеобразования, причем нередко основные запасы металла здесь сосредоточены в голоценовых россыпях. Умеренное прерывистое воздымание при прочих равных условиях способствует относительно равномерной продуктивности россыпных эпох. Отрицательные движения или относительное опускание на фоне поднятия соседних блоков, сопровождающееся захоронением ранее экспонированных коренных источников и сформированных россыпей, резко снижает продуктивность поздних эпох россыпеобразования. Длительная стабилизация территории может проявить себя по-разному, поскольку, с одной стороны, она способствует сохранности древних россыпей, а с другой — обуславливает возможности длительного переыва и переотложения россыпей в условиях унаследованно развивающейся долинной сети. Таким образом, региональные различия неоструктур приводят к тому, что относительная продуктивность эпох россыпеобразования является одним из устойчивых признаков, характеризующих россыпную провинцию или россыпной район (см. рис. 7).

Особенности строения россыпей в различных морфо- и неоструктурах

Концентрированным выражением условий формирования, сохранности и преобразования россыпей, определяемых локальными морфо- и неоструктурными особенностями территории, является морфогенетический тип россыпи, под которым понимается совокупность россыпей определенного генезиса, в строении и в геоморфологической позиции которых отражены важнейшие особенности истории их развития, а именно, такие признаки, как соотношение фаз размыва и аккумуляции, морфология формы-коллектора, мощность и строение продуктивных осадков и т.д. Все эти характеристики, определяющие важнейшие черты строения россыпного месторождения, выходят за рамки сугубо генетических различий, что и нашло отражение в существующих группировках промышленных типов россыпей, которые лишь отчасти основываются на генетическом принципе классификации [“Методы...”, 1965; Казакевич, 1972; “Кайнозойское...”, 1971; “Древние...”, 1977]. Напомним, что условия залегания и геоморфологическая позиция россыпей учитывались и Ю.А.Билибиным при типизации аллювиальных россыпей, что дало основание Ю.Н.Трушкову назвать классификацию Ю.А.Билибина “генетико-морфологической”. Элементы такой типизации присутствуют во многих работах, однако только А.П.Божинским и др. [“Методы...”, 1965] впервые была приведена группировка россыпей по условиям их залегания. По существу, этот же элемент присутствует в группировке погребенных россыпей золота “по условиям залегания” [Казакевич, 1972] и в “геоморфологических типах россыпей” [Кашменская, 1976]. Весьма детально вопросы типизации в зависимости от неотектонического режима развития площади рассмотрены для россыпей олова и вольфрама (М.А.Гришин, Г.Ф.Павлов, Н.Г.Патык-Кара, Н.Н.Арманд, Л.В.Спорицина).

Морфологические различия россыпей долинных форм (аллювиальных и ложковых) служат наиболее четким индикатором тектонического режима формирования россыпи. В пределах морфоструктур, испытавших активное воздымание на всем протяжении неотектонического этапа, формируются россыпи унаследованной долинной сети, причем различная интенсивность поднятия на последних фазах обуславливает возникновение определенного спектра россыпей — от россыпей каньонов до ярусных россыпей, приуроченных к разновозрастным террасовым уровням и днищу долин. Прерывистость поднятия неоструктуры, независимо от суммарной амплитуды, характеризуется четким чередованием фаз активизации и периодов стабильности или дифференцированного относительного прогибания отдельных блоков, способствует формированию многопластовых и многоструйчатых россыпей в долинах, характеризующихся различными плановыми и вертикальными соотношениями разновозрастных врезов. Эта группа россыпей также включает довольно большое число морфогенетических типов, в том числе и погребенные россыпи, отражающие различные соотношения фаз врезания и аккумуляции.

Относительная стабильность или режим слабого поднятия структуры проявляются в формировании мелкозалегающих многоструйчатых россыпей в долинах, характеризующихся устойчивым боковым смещением тальвега или преобладанием боковой планации.

На общем фоне прогибания и избыточной аккумуляции в пределах отрицательных неоструктур возникают совокупности погребенных россыпей, не связанные с поверхностным рельефом ("россыпи погребенной долинной сети" — Ю.А.Билибин; "полностью погребенные россыпи" — Ю.П.Казакевич; "погребенные россыпи аккумулятивных равнин" — Н.Г.Патык-Кара и Н.Н.Арманд). Особенности строения россыпей в значительной мере отражают различия тектонического режима на протяжении "довпадинного" периода развития, с которым связано формирование металлоносных осадков, в то время как последующие события определяют лишь условия захоронения или повторного экспонирования россыпных тел. Здесь так же, как и в близповерхностных россыпях, различаются россыпи в долинах унаследованного развития (например, "мараканский тип" погребенных россыпей в Ленском районе) и в долинах с неполностью совмещенными или разобщенными древними врезами (соответственно, "ныгринский" и "тунгусский" типы россыпей в том же районе) [Казакевич, 1972].

Ранее нами было показано, что тому или иному режиму развития неоструктур отвечают также определенные группы склоновых и прибрежно-морских россыпей [“Геология...”, 1979].

Весьма специфические условия россыпеобразования возникают на стыке структур с различным режимом развития, например, на границе поднимающегося и опускающегося блоков или при значительном отставании одного из блоков на фоне общего поднятия. Формирующиеся в этих условиях "россыпи тектонических уступов" [Патык-Кара, Никонов, Плахт, 1976] отличаются сложным сочетанием фациальных и генетических типов металлоносных отложений, перепадами мощностей торфов и песков, повышенными содержаниями и мощностью пласта вблизи границы уступа.

В зависимости от степени дифференциации блоков и режима их развития в отдельные фазы неотектонических движений морфология россыпи в области активного тектонического уступа может быть различной (рис. 9). Наиболее сложно строение россыпи в том случае, если активность уступа сохранялась на протяжении всего периода россыпеобразования. В этих условиях формируется пачка металлоносных осадков, заключающая в зависимости от соотношения темпов вреза и аккумуляции, либо единый пласт резко повышенной мощности, либо серию пластов, располагающихся на разной глубине (рис. 9, А). Именно эти россыпи, по нашему мнению, и могут быть выделены в качестве особого морфогенетического типа россыпей зон тектонических уступов. На участках, характеризующихся описанной структурной обстановкой, в настоящее время выявлен целый ряд россыпных месторождений (оловоносные россыпи зон тектонических уступов во впадинах Северной Якутии, россыпи Отроженской грабен-долины, Охотско-Кухтуйской впадины, краевых частей неоген-четвертичных впадин в Узбекистане и т.д.). На рис. 9, А₁ в схематическом виде изобра-

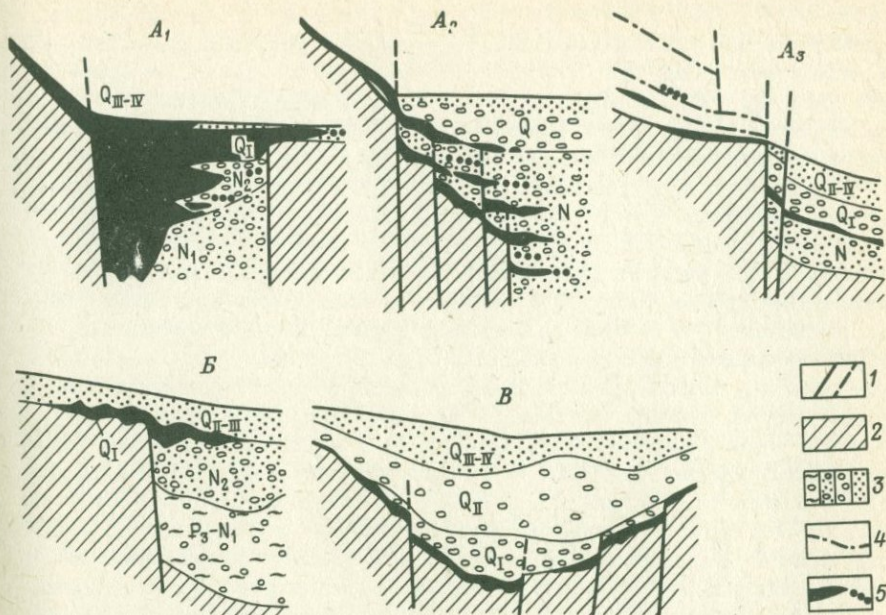


Рис.9. Характер деформации россыпей в зонах тектонических уступов. А - формирование россыпи совпадает с периодом тектонических деформаций: A_1 - слабых устойчивых, A_2 - умеренных прерывистых, A_3 - средних и значительных по амплитуде; Б - основные деформации предшествовали формированию россыпи; В - россыпь деформирована последующими тектоническими движениями. 1 - разрывные нарушения; 2 - коренные породы; 3 - разновозрастные отложения; 4 - уровни эрозионных террас; 5 - пласты россыпей и рассеянные концентрации россыпных минералов в рыхлых отложениях

жено строение россыпи в условиях устойчивых по знаку, но слабо-контрастных движений по зоне разлома, обеспечивающих образование мощной линзы продуктивных отложений, внутри которой границы размыва и вложения разновозрастных толщ фиксируются изменениями конфигурации пласта, перепадами его мощности, отдельными струями с наиболее высокими содержаниями. Таковы оловоносные россыпи Чокурдахская и Кислый - Мамонт в Якутской провинции, в образовании которых существенную роль сыграло также то, что неотектонические движения использовали и обновили систему рудоуправляющих разломов. В оперяющих трещинах этой системы и локализованы рудные тела, участвующие в постоянной подпитке россыпи. Ускорение темпов прогибания впадин способствует дроблению россыпи на разобщенные струи и обогащенные горизонты (рис. 9, A_2). Такова, например, Варваринская россыпь в Охотско-Кухтуйской впадине, расположенная на выходе руч. Варваринского из гор, в неогеновых отложениях которой установлено шесть горизонтов, обогащенных металлом. Верхний горизонт залегает на глубине 9-11 м, а нижний -

около 50 м. Еще большая контрастность движений на границе блоков приводит к тому, что формирование россыпей ограничено кратковременными периодами относительного ослабления контрастности движения (рис. 9, А₃). Таковы, например, описанные Х.Т.Тулягановым и др. россыпи в верхнеплейстоновых отложениях впадин Северо-Нуратинского хребта в Узбекистане [“Древние...”, 1977] .

На рис.9, Б и В приведены соответственно два других довольно распространенных случая размещения россыпей на границе блоков, испытывавших дифференцированные подвижки в ходе неотектонических движений. В первом из них подвижки в основном завершились до начала формирования россыпи, в результате чего их влияние существенно не сказалось в мощностях песков и торфов, хотя и определило такие особенности россыпи, как залегание ее нижней части на ложном плотике, быстрое выклинивание россыпи по простиранию, расширение контура россыпи в плане. В качестве примера россыпей такого типа укажем россыпь руч. Мухтунного 1 в бассейне р. Уакит Баргузинского района (С.Г.Мирчинк) и киноварную россыпь Услаж-Кыис-Юреге в Яно-Чондонской зоне у северного подножья хр. Полоусного (О.Г.Эпов и др.). Существенно отлично строение россыпи в том случае, если ее формирование предшествовало основной активизации неотектонических движений, обусловивших последующую деформацию пласта и ступенеобразное погружение его по системе разломов. Примеры таких деформаций россыпей широко распространены во впадинах металлоносных провинций Северо-Востока СССР, в частности, во впадинах Верхне-Индибирского района (бассейн р.Эльги), в Малък-Сиенской впадине, обобщенный разрез которой (россыпи руч. Болотного и Раковского) приведен на рис. 9, В.

Влияние блоковых неотектонических движений на локальные колебания продуктивности россыпей

Дифференцированный характер блоковых движений оказывает существенное воздействие на морфологию и условия залегания продуктивного пласта, определяя значительные колебания его продуктивности. Однако гораздо чаще блоковые движения не сопровождаются столь отчетливой сменой обстановки осадконакопления. Сплошь и рядом они могут не отражаться (или отражаться весьма незначительно) даже на изменении продольного профиля долины, поскольку полностью уравновешиваются эрозией или аккумуляцией. Будучи выражены лишь в локальной смене динамических типов аллювия и ступенчатых перегибах плотика, они тем не менее могут существенно влиять на распределение концентраций металла в продольном сечении россыпи. На значение структурного фактора в локальных изменениях продуктивности россыпей обращали внимание О.В.Кашменская и З.Л.Хворостова (1965 г.), подчеркивая, что вопрос об изменении концентрации металла в связи с подобными уступами изучен крайне слабо, хотя еще Ю.А.Билибин обращал внимание на возрастание содержаний на участках подъема ложа долины.

Ведущее значение в качестве фактора, определяющего локализацию россыпей в долинах, придается "структурным ловушкам" (Н.П.Костенко, показавшей, что анализ блоковой новейшей тектоники рудоносной площади, проведенный на основании топографических карт среднего и крупного масштаба, является весьма действенным методом выявления участков вероятного размещения повышенных концентраций металла в пределах современной долинной сети. Влияние структурного фактора в локализации россыпей подчеркивалось А.И.Григорьевой (1976 г.), обратившей внимание на то, что выраженные в современном рельефе участки сочленения выступов фундамента в пределах Удыль-Кизинской депрессии (Нижне-Амурский район), оконтуривающие систему понижений, расположенную вдоль границы впадин, играют роль своеобразных "ловушек" для накопления продуктивных отложений и концентраций в них металла (например, выступ Холан).

Участки россыпей, расположенные в ловушках, иногда отличаются исключительным богатством, особенно для золота. Широко известны так называемые "миллионные ямы" в Сибири, Калифорнии и многих других районах. На рис.10 показана такая ловушка в долине одного из районов на Сибирской платформе. Она представляет собой микрограбен в коренном днище долины, имеющий овальную форму и размеры всего около 400 м в поперечнике, выполненный плохо сортированными галечниковыми отложениями с прослоями торфа общей мощностью 32 м. Золото накопилось в верхней трети толщи грабена, в 8-10 раз превышая по мощности обычную долинную россыпь. Эти данные показывают, что грабен заложился до начала формирования россыпи, а затем служил своеобразной ловушкой для золота, не препятствуя, однако, формированию россыпи и ниже по течению долины.

Анализ продольных изменений различных характеристик россыпей, а также экспериментальные данные ["Перемещение ...", 1977] свидетельствуют, что структурные ловушки не только вызывают локаль-

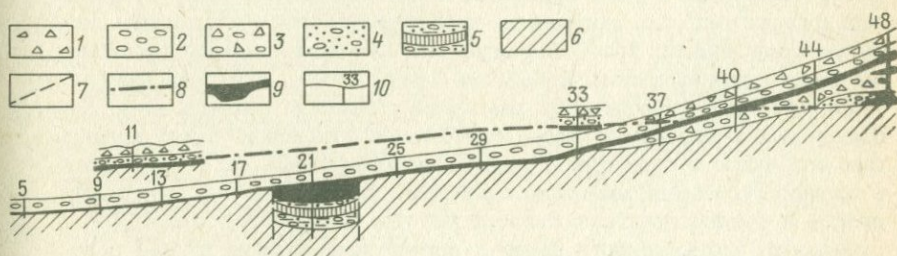


Рис.10. Структурная ловушка (микрограбен) в одной из долин Сибирской платформы:

- 1 - склоновые отложения; 2 - аллювий позднего плейстоцена - голоцена; 3 - делювиально-аллювиальные отложения; 4 - аллювий казанцевского века; 5 - плохо сортированный аллювий микрограбена; 6 - коренные породы; 7 - разломы; 8 - предполагаемый террасовый уровень; 9 - россыпи золота; 10 - разведочные линии и их номера

ные увеличения содержаний и вертикальных запасов в россыпи, но также проявляются в перераспределении металла по классам крупности, в частности, за пределами участков подпитки россыпи и в накоплении активных фракций, способных к перемещению в горизонтальном направлении. Укажем также, что структурный контроль проявляется и в продольном разрезе протяженных склоновых россыпей, при условии блокового строения склонов. Особо существенна его роль в локализации различных фациальных типов прибрежно-морских россыпей, причем следует подчеркнуть, что вопросы структурной обусловленности размещения и строения аккумулятивных форм как вероятных локализаторов прибрежно-морских россыпей разработаны значительно полнее (Л.Г.Никифоров), чем для россыпей аллювиальных, для которых этот вопрос требует тщательной систематизации поисково-разведочных данных, а также натуральных и экспериментальных наблюдений.

Геоморфологическое положение коренных источников

Россыпеобразующие свойства коренных источников, принадлежащих к определенной рудной формации или минеральному типу, по-разному трансформируются в россыпи в зависимости от их положения в рельефе. Геоморфологическая позиция коренного источника, наряду с условиями высвобождения и транспортировки, является важнейшим фактором мобилизации рудного вещества, определяющим возможные параметры россыпных проявлений ближнего сноса. Она оказывает влияние на пространственное соотношение формы-коллектора с рудными телами, на распределение уровня денудационного среза рудных тел в пространстве и по определенным временным интервалам, на скорость обновления экспозиции в пределах рудного поля, "полноту" извлечения полезного компонента и условия его поступления в россыпь и т.д. Как уже отмечалось выше, при прочих равных условиях штокверки и штокверкоподобные зоны дробления и прожилкования, серии сближенных рудных тел, т.е. источники, характеризующиеся площадным развитием оруденения, более благоприятны для формирования россыпи, чем изолированные, хотя и богатые рудные тела. Эта тенденция сохраняется и для источников с различной площадью рудного поля. Чем больше площадь рудного поля, тем больше суммарная длина дренирующих его долин и суммарная площадь поверхностей (за счет склонов), в пределах которых возможно вскрытие рудных тел. Например, для низко- и среднегорных россыпных районов Северо-Востока СССР суммарная протяженность долин и логов, дренирующих рудное поле площадью 30-50 км², составляет 15-29 км, а рудное поле площадью 3-5 км² - всего 1,5-2,5 км. Рудные поля площадью менее 2 км² вообще могут быть полностью расположены вне зоны эрозийного расчленения. Конфигурация долинной сети при этом тесно увязывается со структурой рудного поля, которая в свою очередь проявляется в морфоструктурном строении россыпного узла и в особенностях пространственной группировки россыпей [Быбочкин, Быховский, Патык-Кара, 1979].

Поступление полезного компонента в россыпь в значительной степени зависит от совмещения области питания россыпи с рудным полем, которое может быть охарактеризовано коэффициентом локальности ($K_{л}$), предложенным Г.С.Момджи [1964] для оценки соотношения продуктивной и разубоживающей областей питания аллювиальных титановых россыпей и представляющим отношение площади рудного поля к площади области питания россыпи. В случае, когда рудное поле дренируется несколькими долинами, используется отношение части рудного поля, находящейся в бассейне данной долины, к площади ее бассейна. Подобное отношение (суммы площадей рудных полей и всей площади рудно-россыпного узла) может характеризовать и россыпные узлы в целом. Коэффициент локальности позволяет дифференцировать россыпные площади по числу россыпей в россыпных узлах и их суммарной продуктивности. На рис. 11 приведена группировка рудно-россыпных оловоносных узлов Якутии. Выделившиеся группы различаются по своим геолого-геоморфологическим признакам: первую из них образуют россыпные узлы сложного строения со множественными коренными источниками, занимающими значительную площадь; вторая группа представлена простыми узлами, сконцентрированными вокруг локального рудного источника.

Тесная пространственная связь россыпей ближнего сноса с коренными источниками проявляется и в приуроченности россыпей к низким порядкам долин [Травин, 1966; Шило, Павлов, 1967; "Актуальные...", 1972 и др.]. Установлено, что наибольшая продуктивность россыпей золота, касситерита и киновари, расположенных в сходных морфоструктурах, при прочих равных условиях отмечается в долинах I-IV порядка [по Хортону, 1948]. Приуроченность концентраций этих россыпеобразующих минералов к долинам низких порядков объясняется не только их кристаллохимическими свойствами, определяющими поведение в зоне гипергенеза и накопление при определенных гидродинамических параметрах водно-аллювиальной среды, но и тесной связью долинной сети с особенностями рудоносных структур, отраженных в морфоструктуре поверхности. Например, локализация оловоносного оруденения в надинтрузивной и апикальной частях интрузивных куполов приводит к тому, что оловоносные узлы проявлены в морфоструктуре, как правило, в виде купольных и блоковых поднятий, дренируемых водотоками низкого (I-III, реже IV) порядка. В случае если коренной источник распо-

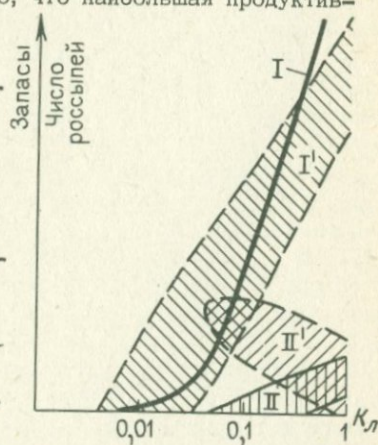


Рис. 11. Зависимость запасов (I) и числа россыпей (II) от коэффициента локальности в россыпных оловоносных узлах различного типа (Якутская оловоносная провинция). I и II — для узлов со множественными коренными источниками; I' и II' — для узлов с одиночными коренными источниками

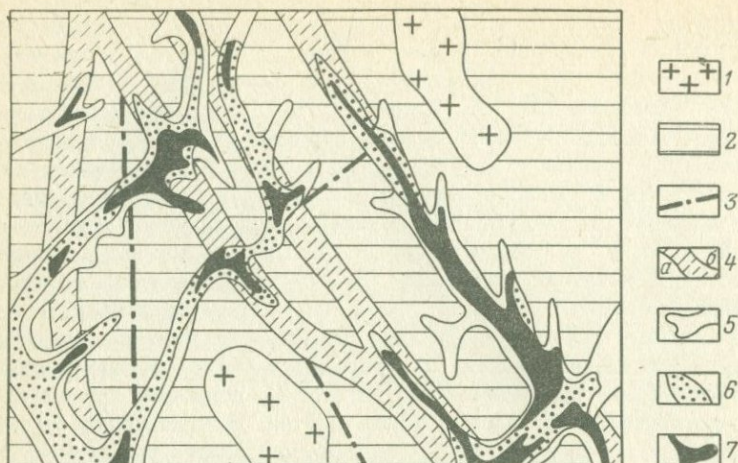


Рис. 12. Влияние взаимной ориентировки рудоносных структур и долин-коллекторов на размеры и продуктивность россыпей.
 1 - гранитоиды; 2 - вмещающие породы; 3 - разрывные нарушения; 4 - рудные зоны с интенсивным (а) и убогим (б) оруденением; 5 - аллювий. Россыпи : 6-с убогим и 7-с высоким содержанием полезного компонента

ложен в пределах транзитной долины (IV и более высокого порядка), он сопровождается россыпями, продуктивность которых здесь не зависит от порядка долины, а определяется суммарным объемом эродированного металла. Следует отметить также, что приуроченность россыпей к долинам определенного порядка несет на себе также влияние климатической зональности. По данным М.Е.Левинтова и Э.А.Супрунова [1977], в аридных областях МНР масштабы россыпей олова возрастают от долин I к долинам IV порядка (соответственно 2; 4; 9 и 14 баллов), после чего они резко падают. Для этих районов авторы указывают, что наиболее благоприятные условия россыпеобразования существуют на участках долин, расположенных на расстоянии до 4 км от коренного источника.

На эффективность вскрытия коренных источников влияет также взаимная ориентировка рудных тел и долин, определяющая форму и протяженность россыпных залежей (рис. 12). При поперечном простирании в долинах разных порядков образуются россыпи, имеющие форму коротких линз со значительными пиками линейных запасов при пересечении рудной зоны; выклинивание россыпей происходит уже на расстоянии 0,8-1,0 км. Согласное простирание обеспечивает продолжительное и глубокое вскрытие коренных источников в том случае, если они расположены в дне долины, и способствует образованию значительных концентраций металла в россыпи даже при сравнительно бедных рудах. В случае если долины занимают секущее положение по отношению к рудоносным структурам, россыпи отличаются прерывистым строением и во многом аналогичны россыпям, формирующим-

ся при пересечении долинами рудного поля с множественными участками концентрации рудных тел.

Приуроченность коренных источников к геоморфологическим поверхностям различного генезиса (ко дну долин, разнотипным склонам или водораздельной поверхности) или возраста (ярусам и уровням рельефа) самым непосредственным образом влияет на скорость обновления экспозиции и последовательность выведения рудных тел на поверхность. С.С. Воскресенским [1968] было показано, что основные показатели скоростей обновления экспозиции (густота, глубина расчленения и объем молодого плиоцен-четвертичного выреза) по-разному меняются от междуречья к долине в зависимости от типа рельефа. Сказанное может быть также проиллюстрировано простым примером. Участки рудного штокверка, вскрывающиеся на междуречье, склонах и в дне долины, существенно различаются по темпам обновления экспозиции и, следовательно, играют различную роль в формировании объема рудоносного материала, участвующего в образовании россыпей. При этом, как показано Г.С. Аняевым [1976], распределение эродированных объемов от междуречья ко дну долины будет различным в зависимости от направленности развития рельефа. В условиях воздымающейся территории, переживающей интенсивное вертикальное расчленение, приращение эродированного объема будет осуществляться главным образом за счет эрозионного выреза по долинам рек (рис. 13, А). В этом случае определяющую россыпеобразующую роль играют коренные источники, вскрывающиеся в дне и на склонах долин. Роль рудных тел, выходящих на междуречье, в образовании россыпей ничтожно мала. Планация рельефа в условиях стабильной территории способствует преимущественному приращению эродированного объема за счет снижения уровня междуречий (см. рис. 13, Б). Если основным процессом при этом является педиplanation, наиболее благоприятным случаем размещения коренных источников представляется их приуроченность к подножью склонов междуречий, где сосредоточен наибольший слой денудации.

Характерный пример влияния различной геоморфологической позиции источника россыпей, в частности золотоносных конгломератов, на группировку и параметры россыпей, связанных с четвертичными долинами, приводит Р.М. Файзуллин ["Проблемы ...", 1970]. "Депрессионные" конгломераты верхнеюрского-мелового возраста, выполненные впадины, наследуемые современными долинами, дают начало россыпям, для которых характерны высокие концентрации при сложном, прихотливом размещении многочисленных субпараллельных струй на фоне участков пониженной золотоносности. В плане это вытянутые протяженные залежи четковидного строения из-за присутствия террасовых и террасоувальных россыпей (рис. 14, А). "Водораздельные" конгломераты, свойственные участкам перестройки структурного плана, сопровождаются россыпями, группировка которых имеет центрально-радиальный и отчасти радиально-круговой рисунок. Это узкие вытянутые залежи долинного, иногда террасового типа (см. рис. 14, Б).

Поскольку в рельефе любого россыпного узла или района в той

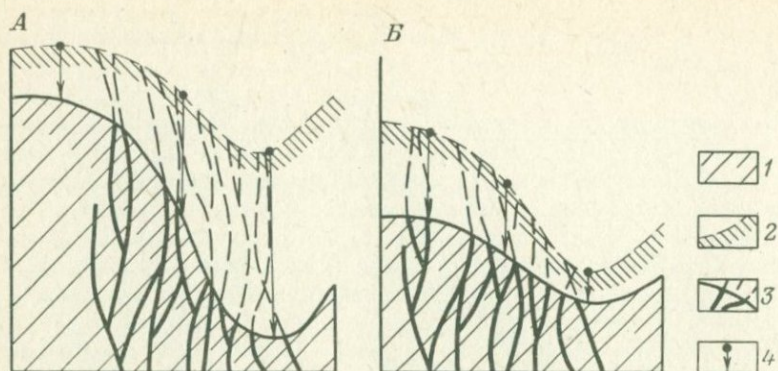


Рис.13. Относительная скорость обновления экспозиций рудных тел на междуречье, склонах и в дне долины:

А - в условиях поднимающейся территории, Б - в условиях стабильной или опускающейся территории (различия в темпах денудации по Г.С.Ананьеву).

1 - поверхность коренных пород; 2 - ее исходное положение; 3 - рудные тела и их эродированная часть; 4 - вектора снижения поверхности

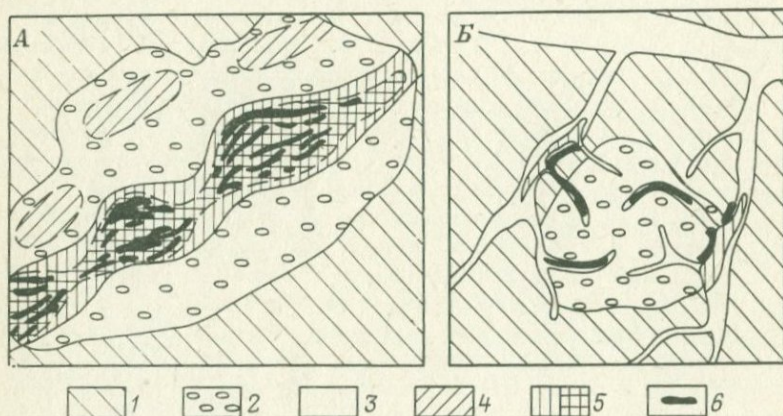


Рис.14. Влияние геоморфологической позиции промежуточного коллектора - золотоносных конгломератов на размещение и продуктивность россыпей (по Р.М.Файзуллину):

А - депрессионные конгломераты, Б - водораздельные конгломераты. 1 - породы, подстилающие конгломераты; 2 - отложения верхнеюрского - нижнемелового возраста, содержащие золотоносные конгломераты; 3 - четвертичный аллювий. Россыпи: 4 - палеоген-неогеновые, 5 - четвертичные с низкими и средними содержаниями, 6 - они же, с высокими содержаниями

или иной степени сохраняются фрагменты разновозрастных геоморфологических уровней, важнейшую роль играет положение оруденения по отношению к разновозрастным ярусам рельефа и геоморфологическим уровням, фиксирующим эпохи геоморфологического развития тер-

ритории. Этот фактор позволяет не только проследить стадийность развития эрозионно-денудационного среза, но и восстановить условия поступления рудного вещества в россыпь за время ее формирования.

Для большинства россыпных узлов, расположенных в горных районах, характерна ярусность рельефа, обусловленная сочетанием между речий, принадлежащих уровню древней поверхности выравнивания, и молодых врезов. В этой ситуации наилучшие условия для поступления полезного компонента в аллювиальные россыпи наблюдаются при расположении коренного источника на междуречье. Классическим примером в этом отношении могут служить некоторые россыпные узлы горных районов Яно-Колымского пояса, Средней Азии, Приморья и Дальнего Востока, рельеф которых характеризуется сочетанием глубоких долин миоцен-четвертичного заложения с уплощенными водораздельными пространствами, представляющими слабопереработанную гольцовыми процессами древнюю поверхность выравнивания. Расположенные в верхнем ярусе коренные источники, принадлежащие к разным минеральным типам, подчас сопровождаются элювиально-склоновыми россыпями, характеризующимися высокой степенью высвобождения россыпных минералов, однако при переходе в область молодых склонов эти россыпи быстро выклиниваются (иногда давая начало осыпным коллювиальным металлоносным шлейфам) и не сопровождаются сколько-нибудь значительными россыпями в днищах долин.

Низкогорный рельеф, денудационные, полигенетические денудационно-аккумулятивные равнины, характерные для нисходящей стадии развития рельефа, отличаются значительно большей гипсометрической совмещенностью разновозрастных ярусов рельефа. Вследствие этого геоморфологическая позиция коренного источника в региональной оценке площадей отчасти теряет свою остроту. Это объясняется также и замедленными темпами денудации и обновления экспозиции, способствующими поддержанию длительного равновесия между поступлением материала в россыпь и выносом "пустой" породы. В этих условиях осуществляется также наилучшая дезинтеграция материала, сопровождающаяся максимальным высвобождением полезного компонента.

Вместе с тем в оценке продуктивности россыпей локальных участков, а также составных частей россыпного месторождения эти вопросы сохраняют важнейшую роль. Рассмотрим это на примере россыпных проявлений, связанных с коренными источниками, поступившими в сферу денудации на заключительных этапах формирования нисходящей стадии рельефа. Таким примером могут служить киноварные россыпи Северо-Востока СССР. Само время формирования ртутного оруденения, приходящееся на конец мела-палеоген, предопределяет чрезвычайно позднее вступление коренных источников в сферу россыпеобразования. В результате в россыпных узлах по геоморфологической позиции рудных тел и уровню относительного среза часто удается установить последовательность выведения этих тел на поверхность и их роль в питании разновозрастных россыпей (см. рис. 4).

Особый случай взаимоотношения долин и коренных источников наблюдается в пределах аккумулятивных равнин, на которых массо-

вое вскрытие коренных источников совпадало с периодом формирования древнего эрозионно-денудационного рельефа. Они и дали начало россыпным месторождениям, приуроченным к погребенному ложу аккумулятивных равнин и расположенным в основании разреза рыхлого чехла (см. рис. 7). Происшедшее позже захоронение коренных источников привело к резкому сокращению площадей россыпеобразования и уменьшению продуктивности молодых долин. Залегающие в пределах последних небольшие верхнечетвертичные и современные россыпи связаны с верхними горизонтами вскрытого ранее рудоносного интервала, т.е. наблюдаемая картина прямо противоположна последовательности вовлечения рудного месторождения в денудацию в ходе обычного эрозионного цикла.

Существенное влияние при этом оказывает также соотношение вертикального размаха оруденения и глубины расчленения рельефа. Как было показано выше, сопоставление этих показателей тесно переплетается с рассмотренной приуроченностью коренных источников к ярусам рельефа и величиной их эрозионного среза. При значительном диапазоне оруденения ярусность рельефа, сохраняя свое значение, все же может отступать на второй план, как это имеет, например, место в пределах Депутатского оловоносного узла (диапазон оруденения в современном срезе около 700 м, глубина долин 400 м). Очевидно, что при такой глубине расчленения сама величина эрозионного среза коренного источника в различных ярусах рельефа колеблется в значительных пределах — от незначительной на междуречье до весьма глубокой в днище долин. Поскольку вертикальный диапазон оруденения для разных минеральных типов коренных источников имеет конкретные границы, то вопрос об их определении тесно смыкается с вопросом установления формационной принадлежности питающего россыпь источника. Многочисленные примеры показывают, что ярусность рельефа наиболее четко сказывается при образовании россыпей за счет источников с незначительным вертикальным размахом (десятки — сотни метров), которые нередко оказываются сосредоточенными лишь в одном ярусе рельефа на небольшом гипсометрическом отрезке.

Таким образом, вертикальное взаимоотношение коренного источника и долины-коллектора, зависящее, как показывает приведенный материал, от: 1) вертикального размаха оруденения; 2) уровня эрозионного среза коренного источника к начальному этапу формирования долины; 3) глубины эрозионного вреза за неотектонический этап; 4) вертикального соотношения современного и древних (в том числе погребенных) ярусов рельефа, представляет важнейший фактор размещения и распределения продуктивности россыпей ближнего сноса.

Суммируя сказанное, мы можем сформулировать следующий вывод: россыпеобразующая роль коренного источника в образовании россыпей ближнего сноса при прочих равных условиях определяется степенью пространственной совмещенности его с формой-коллектором и в первую очередь принадлежностью их к одновозрастному ярусу рельефа, а в пределах последнего — особенностями баланса материала на генетически однородных поверхностях, срезающих коренной источник.

Высвобождение россыпеобразующих минералов, происходящее в ходе разрушения коренных источников под действием процессов выветривания и денудации, представляет важнейшее условие россыпеобразовательного процесса. Под высвобождением следует понимать совокупность процессов дезинтеграции вмещающих оруденение пород, приводящих к сосредоточению полезного компонента в определенных классах крупности и обеспечивающее возможность его дальнейшей гравитационной сепарации как в естественных условиях литодинамической среды, так и при применении гравитационных способов обогащения. Иначе говоря, высвобождение россыпеобразующих минералов — это прямой показатель того, какая часть полезного компонента перейдет из коренных источников в россыпь и какая будет рассеяна, а также какова степень его извлекаемости при обработке россыпи. Процесс высвобождения россыпеобразующих минералов не может отождествляться с механическим разрушением горных пород или руд либо с процессом их выветривания, хотя и происходит при обязательном участии того и другого.

Рассматривая роль процесса высвобождения в россыпеобразовании, целесообразно различать:

1. Обособление рудных обломков от вмещающих пород,
2. Обособление россыпеобразующих минералов из рудной массы,
3. Механические и химические изменения россыпеобразующих минералов в процессе выветривания и транспортировки.

Условием для обособления рудных обломков от вмещающих оруденение пород является их различная устойчивость к выветриванию и механическому воздействию. Если рудоносная порода отличается большей устойчивостью, как это обычно имеет место для жил, сложенных массивным сливным кварцем, прокварцованных пород, минерализованных даек и турмалиновых брекчий, то процесс обособления рудных обломков нередко является первой стадией высвобождения сростков россыпеобразующего минерала, на которой он часто задерживается, поступая в россыпи в "связанном" виде. При значительной устойчивости рудных обломков к выветриванию, истиранию и дроблению эта стадия может быть отделена от стадии обособления рудных минералов из рудной массы значительным промежутком времени. Как было показано Н.А.Шило [1956], такая картина наблюдается для жильного кварца в условиях криогенного литогенеза. Аналогичными свойствами обладают кварцево-турмалиновые и кварцево-хлоритовые руды оловорудных месторождений, сохраняющиеся в виде рудных галек при длительной транспортировке. И.С.Рожковым [1959], а затем Р.М.Файзуллиным ["Проблемы...", 1970] было показано, что полезный компонент, заключенный в рудных обломках галечно-валунной фракции, может служить существенным "резервом" дополнительного питания россыпей, формирующихся при многократном перемыве металлоносных отложений и наложенных процессах выветривания.

Обособление россыпеобразующих минералов из рудной массы может составлять вторую стадию высвобождения по-

лезного компонента из вмещающих пород. Однако при определенном составе и текстурно-структурных особенностях руд этот процесс начинает проявляться на ранних этапах выветривания и механического дробления. Условием проявления служит пониженная устойчивость рудных обособлений (жил, прожилков, минерализованных зон, шлировых выделений и т.д.) к химическому и механическому воздействиям. Известно, что таким воздействиям подвержены грейзенированные породы, содержащие в значительном количестве слюдистые минералы; жильные образования со слюдами и сульфидами; дайковые породы, обильно импрегнированные сульфидами; зоны "сухих" прожилков. Последние обычно служат границами раздела при образовании отдельностей на самых ранних стадиях выветривания. Попадая на поверхность глыб и щебня, такие рудные прожилки непосредственно поставляют в россыпь минералы, почти освобожденные от жильной массы.

В общем виде процесс высвобождения рудных минералов при последовательном нарастании процессов разрушения рудного тела описан в работе Н.А.Шило и Ю.В.Шумилова [1976]. Они допускают высвобождение полезного компонента лишь при определенных соотношениях степени дисперсности продуктов выветривания/и крупности выделений полезного минерала в руде (рис.15). Как следует из приведенных графиков, процесс высвобождения в естественных условиях при разной размерности рудных минералов сопоставим с соотношениями размерности дробления руды и крупности минералов, используемыми при обогащении руд. В каждом случае степень высвобождения полезного компонента определяется степенью "сближенности" кривых распределения крупности выделений минерала и обломочных пород, причем последняя кривая, как следует из теории разрушения, имеет для физического выветривания логнормальный характер.

Устойчивость россыпеобразующих минералов определяется их химической инертностью и механической прочностью. В соответствии с основными принципами поведения минералов в коре выветривания [Батурин, 1947] к устойчивым относятся: флюорит, кварц, касситерит, рутил, бадделейт, циркон, монацит, ксенотим, пикотит, лейкоксенизированный ильменит, лейкоксен, дистен, андалузит, силлиманит, алмаз, благородные металлы и др.; к минералам промежуточной устойчивости - альмандин, сфен, эпидот, шелочные полевые шпаты, апатит. Неустойчивы все сульфиды, амфиболы, моноклинные и ромбические пироксены (кроме магнезиальных), гранаты (кроме алмандина), окислы металлов с низким ионным потенциалом - магнетит, перовскит и др.

Среди россыпеобразующих рудных минералов, в частности, достаточно высокой химической устойчивостью отличается касситерит, для которого не установлено значительных изменений в поверхностных условиях. Вольфрамит и шеелит при относительной устойчивости в зоне гипергенеза все же, как правило, подвержены значительным вторичным изменениям. По данным Л.К.Яхонтовой, наиболее характерной формой изменений шеелита в зоне окисления является его разложение и выщелачивание с образованием штольцита и чиллагита. В литературе описаны достаточно интенсивные изменения вольфрамовых

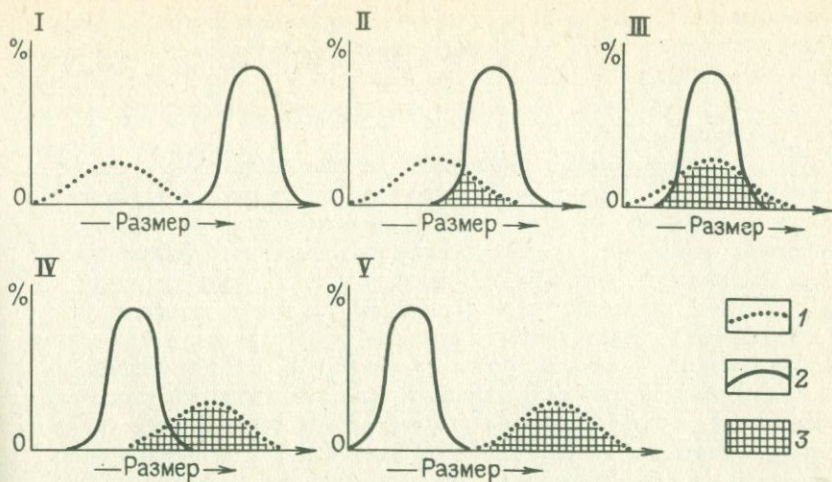


Рис.15. Соотношение распределения частиц полезного компонента и продуктов разрушения рудного вещества [Шило, Шумилов, 1976].
 I – высвобождение полезного компонента практически невозможно; II – незначительное высвобождение полезного компонента; III–V – умеренное, значительное и полное высвобождение полезного компонента из рудной массы; 1–2 – гранулометрический состав полезного компонента (1) и продуктов выветривания руд (2); 3 – область наиболее вероятного высвобождения полезного компонента

минералов в зоне окисления рудных месторождений вплоть до их полного разложения и новообразования вторичного ферберита [Kochanovsky, 1953]; при этом устойчивость вольфрамовых минералов в случае присутствия в рудах значительного количества сульфидов снижается [Чухров, 1947; Яхонтова, 1954].

Киноварь достаточно устойчива в зоне гипергенеза. Ее гипергенные изменения, связанные с переходом в сульфат ртути в присутствии сульфата окисного железа, выражаются в помутнении и частичном корродировании первичных кристаллов. При этом характерным минералом зоны окисления ртутных месторождений является вторичная порошковидная киноварь, концентрирующаяся, как правило, непосредственно на месте разрушения первичных ртутных минералов и тесно с ними ассоциирующая. Вторичная киноварь может служить цементом обломочного дробленного материала рудных тел и в таком виде переходить в россыпь.

Среди редкометаллических и редкоземельных минералов россыпью наиболее устойчивы к гипергенным воздействиям монашит, ксенотим, циркон, лопарит, эвксенит, танталит и колумбит. Гипергенные изменения пироклора, также как и гатчеттолита, выражаются в его гидратации, приводящей к повышенной хрупкости. Этому изменению подвергаются в первую очередь разновидности пироклора со структурой, нарушенной метамиктным распадом (ториевый пироклор и др.), с

превращением его зерен (иногда в значительном количестве) в тонкодисперсный продукт. При замещении пирохлора колумбитом развивающиеся псевдоморфозы на поверхности кристаллов пирохлора предохраняют его от разрушения. Данные псевдоморфозы наиболее устойчивы к процессам выветривания.

Карбонаты редких земель (минералы группы бастнезита – синхизита, паризит и др.) обычно мало устойчивы в условиях интенсивной циркуляции подземных вод и частично переходят в раствор, образуя в дальнейшем менее растворимые соединения вторичных карбонатов и фосфатов (бастнезита, рабдофанита, черчита и др.). Фосфаты редких земель (монашит, ксенотим и др.) значительно более устойчивы в зоне гипергенеза и практически сохраняют в коре выветривания свои физические свойства и состав, однако в некоторых специфических условиях повышенной кислотности среды в коре выветривания карбонатов отмечаются продукты изменения ксенотима в виде водного фосфата иттрия – черчита. По данным Е.И.Семенова [1967], вынос иттрия и образование черчита происходит при выветривании паризита и бастнезита; церий накапливается в труднорастворимом церианите, а другие легко мигрируемые лантаноиды переходят в гидрокислы железа, марганца и глинистые минералы. Последние, как отмечают В.В.Бурков и Е.К.Подпорина [“Рудоносные . . .”, 1974], лучше сорбируют легкие лантаноиды, нежели тяжелые.

Минералы циркония – циркон и бадделит (последний довольно широко распространен в некоторых карбонатитовых массивах) – в условиях выветривания весьма устойчивы, но в некоторых типах кор выветривания установлен коллоидный аналог циркона – гельциркон, легко разрушаемый минерал глинистого облика.

Платиновые минералы также меняют свой состав в зоне гипергенеза и даже могут давать химически чистые новообразования. В зоне гипергенеза изменениям подвергаются палладистая и медистая разновидности самородной платины, которые “облагораживаются”, теряя палладий и медь. Новообразованные из коллоидных растворов химически чистая платина, палладистая платина и палладий, имеющие вид столбчатых натечных форм с радиально-лучистым строением, описаны в россыпях многих платиноносных районов и провинций мира [Бетехтин, 1935].

В вопросе об устойчивости золота в корях выветривания до сих пор существуют две противоположные концепции [Н.В.Петровская, С.Н.Яблокова, 1974]. Согласно первой из них признается выщелачивание и миграция лишь тонкодисперсного золота, образующего, по выражению В.М.Крейтера “. . . миграционную часть золотого фонда месторождений”, при отрицании ведущей роли этого процесса в перегруппировке полезного компонента (С.С.Смирнов, В.М.Крейтер и др.). Другая концепция признает за процессами гипергенной перегруппировки золота и образования обогащенных руд верхних горизонтов ведущую роль и придает им универсальное значение, независимо от типа месторождения (В.Т.Маккей, М.Н.Альбов, Н.А.Нестеров и др.). Накопление золота в зоне вторичного обогащения происходит только на месторождениях существенно сульфидных руд.

Высвобождение россыпеобразующих минералов не может рассматриваться только в качестве одного из проявлений определенного типа выветривания. Интенсивность высвобождения полезного компонента так же, как и его оптимальный уровень, определяются сочетанием следующих факторов: а) формационной принадлежностью, морфологическим типом и структурно-текстурными особенностями руд; б) типом выветривания или, точнее, расположением коренного источника в определенной ландшафтно-климатической зоне с присущими ей особенностями гипергенеза; в) геоморфологической позицией коренного источника, обеспечивающей определенную скорость обновления экспозиции и интенсивность денудации, баланс рыхлого материала, состав формирующихся продуктивных отложений; г) продолжительностью пребывания рудных обломков и зерен полезного компонента в сфере воздействия процессов выветривания и транспортировки.

Вводя понятие об оптимальном уровне высвобождения как показателе степени обособления полезных минералов от вмещающих пород и рудной массы, обеспечивающей наилучшие условия его концентрации и сохранности в россыпях, мы считаем необходимым подчеркнуть, что высокую степень дезинтеграции рудоносных пород и высвобождения минералов не всегда следует рассматривать в качестве положительного фактора россыпеобразования, так как нередко она способствует их быстрому истиранию и дроблению, что приводит к резкому снижению концентраций минерала при его переотложении или по мере удаления от коренного источника по латерали. Напротив, защитное воздействие сростков благоприятствует сохранности минералов на значительном удалении от коренного источника и при многократных перемывах россыпей. Это особенно важно для минералов, обладающих невысокой абразионной прочностью и значительной хрупкостью (вольфрамит, киновари), а также при малых размерах их выделений в руде. Например, для вольфрамитовых россыпей оптимальным уровнем высвобождения полезного компонента на склонах и в русле является дезинтеграция руды до стадии сохранения кварцевольфрамитовых сростков в виде дресвы, гравия и гальки, что обеспечивает, с одной стороны, достаточные условия для гравитационной сепарации, а с другой — предохраняет вольфрамит от быстрого истирания и рассеяния. В этих условиях высвобождение вольфрамита продолжается в самой аллювиальной россыпи и способствует формированию относительно выдержанных протяженных россыпей.

При одном и том же составе коренных источников оптимальный уровень высвобождения полезного компонента для разных стадий литогенеза может отличаться. Например, интенсивная дезинтеграция рудоносного материала, характерная для окисленных руд касситеритосульфидной формации при малой размерности выделений касситерита, является оптимальной для образования современных склоновых россыпей, отличающихся практически полным освобождением касситерита от минералов жильной массы (сростки с кварцем, лимонитом, гетитом составляют не более 10%). Эти россыпи характеризуются высокими пиками содержания и запасов в непосредственной близости от выходов рудных тел — на расстоянии не более 10–20 м, однако на

расстоянии первых сотен метров от источника, иногда даже в пределах самого склона, а тем более в русле, доля касситерита, извлекаемого в гравитационный концентрат, т.е. крупностью более 0,1 мм, резко падает. Таким образом, степень высвобождения мелкого касситерита из руд до уровня отдельных зерен и мономинеральных сростков — отрицательный фактор при формировании россыпей аллювиального типа. Влияние минерального состава, морфологии и структурно-текстурных особенностей руд на высвобождение различных россыпеобразующих минералов описано О.Д.Левицким, Н.А.Шило, Г.П.Воларовичем, С.И.Гурвичем, Н.Г.Патык-Кара, Т.М.Амичба, Л.З.Быховским, Ф.А.Шохор, Ю.В. Шумиловым и др. Значительный материал по оценке этого влияния содержится также в работах, посвященных особенностям зоны гипергенеза рудных месторождений (В.И.Смирнов, Ф.В.Чухров, Н.В.Петровская, Л.К. Яхонтова, О.П.Иванов, В.М.Питулько и др.).

Высвобождение полезного минерала зависит не только от его крупности и характера выделений, но в значительной мере и от состава вмещающей рудной массы. В частности, в грейзеновых месторождениях значительную роль играют распад механических связей и химические изменения слюды, альбита, топаза, содержащего тонкие вкрапления мусковита. Преимущественное разрушение указанных минералов происходит и при физическом типе выветривания. В последние годы получены экспериментальные данные, свидетельствующие о значительной роли биохимического разложения альбита и мусковита, приводящего к диспергированию альбит-мусковитсодержащих пород и накоплению частиц коллоидной и предколлоидной размерности [Антипов-Караев, Цюрюпа, Алферова, 1966]. Известно, что в кварцево-турмалиновых рудах процесс высвобождения полезного компонента значительно заторможен; аналогична роль некоторых других силикатов, в первую очередь хлорита и аксинита. Однако присутствие в составе руд наряду с турмалином значительного количества сульфидов заметно снижает "защитные" свойства турмалина, поскольку способствует его энергичному разложению в зоне окисления. По данным В.Н.Дубининой и И.А.Корнилович [1968], турмалиновые брекчии в зоне окисления подвергаются настолько сильному разложению, что превращаются в "каолиноподобную" массу, образованную мучнистым первичным каолином и новообразованным гипергенным турмалином типа дравита. На Шерловой горе по турмалиновым брекчиям, в присутствии арсенопирита, отмечено широкое развитие галлуазита с замещением самого турмалина ферригаллуазитом.

Данные о высвобождении россыпеобразующих минералов из руд кварцевого состава на разных стадиях литогенеза весьма противоречивы. В частности, вызывают сомнение приводимые в ряде работ по оловянным россыпям сведения о весьма высоком высвобождении касситерита в элювии и склоновых отложениях рудных полей месторождений касситерито-кварцевого типа, достигающем 80-90%, которые основаны на изучении концентрата россыпей без учета общего баланса полезного компонента в оловоносных осадках, включая их грубообломочную часть. Результаты анализа крупнообъемных проб (400-500 кг) для тех же месторождений, выполненного с целью определе-

ния баланса полезного компонента по гранулометрическим классам для различных типов оловоносных отложений, свидетельствуют, что доля касситерита, заключенного в классе менее 30 мм и извлекаемого в гравитационный концентрат, не превышает 30–50% даже при сапролитовом типе выветривания. Близкие цифры приводит для оловоносных россыпей Чукотки Г.Ф.Павлов.

По-видимому, в аллювиальных россыпях золота и олова доля полезного компонента, способного к гравитационному обогащению, обычно не превышает 70–90% его фактического содержания. Косвенным подтверждением этого может служить наличие техногенных россыпей, которые образуются не только за счет несовершенства промысловых устройств, но и за счет дополнительного высвобождения полезного компонента из галечно-глыбового материала ("рудной гальки") при механических воздействиях (перемещение бульдозерами и т.д.) и в ходе современного выветривания, породившее мнение о том, что оловянные россыпи в горных районах Северо-Востока СССР обладают способностью "восстанавливаться" через несколько десятилетий.

Высвобождение россыпеобразующих минералов малой размерности может быть рассмотрено на примере золоторудных месторождений эпitherмального типа. По данным Ф.А. Шохор, высвобождение золота из сростков в элювии и склоновых отложениях в пределах рудных полей эпitherмальных месторождений вулканогенного пояса начинается с класса +1 мм. Поэтому в составе шлихов из мелкозема элювиально-склоновых отложений существенную роль играют сростки рудных минералов. Основную же часть составляет так называемое "связанное" золото, т.е. находящееся в микросростках с минералами тяжелой фракции (лимонитом, эпидотом, сульфидами) и не высвобождающееся даже при измельчении материала до 0,3 мм, а также золото, заключенное в более крупных обломках жильного материала. На долю этих двух групп на одном из месторождений приходится соответственно от 15 до 90 и от 20 до 70%. "Свободное" золото, улавливаемое гравитацией, не превышает 5–10% и представлено мелкими зернами исключительно рудного облика, часто в сростании с кварцем и гидрослодой. При повышении в другом коренном источнике доли россыпеобразующего золота до 30% "свободное" золото в склоновых россыпях соответственно возрастает до 50%. По длине склоновой россыпи с удалением от рудного источника содержание золота в сростании с жильной массой постепенно падает, а доля золота в сростках с тяжелыми минералами увеличивается до определенного предела. В хвостовой части россыпи наблюдается заметное увеличение "свободного" золота. Еще более отчетливая картина наблюдается в распределении различных форм золота в аллювии – золото в сростках с минералами тяжелой фракции фиксируется на большем удалении от рудных тел, нежели золото, заключенное в жильной массе, которое количественно преобладает непосредственно на участках размыва водотоками рудных тел (рис. 16).

Влияние ландшафтно-климатической обстановки с присущими ей особенностями гипергенеза на высвобождение и сохранность россыпеобразующих минералов подробно описано в литературе [Шило, 1956;

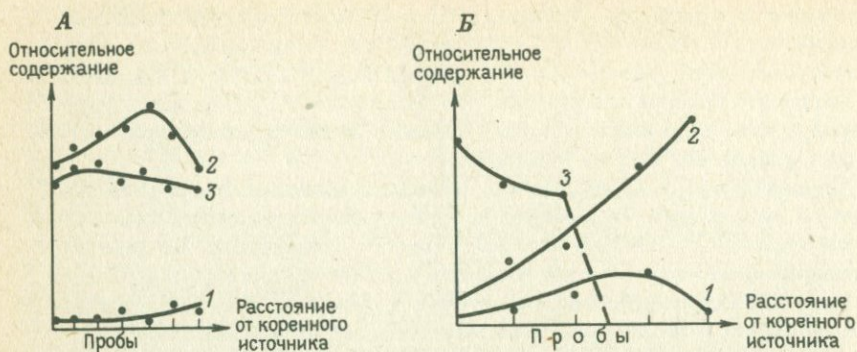


Рис.16. Распределение различных форм нахождения золота в склоновых (А) и аллювиальных (Б) отложениях при коренном источнике с мелким золотом (построено по данным Ф.А.Шохор).
 1 - "свободное" золото; 2 - золото в сростках с минералами тяжелой фракции; 3 - золото в сростках с породообразующими минералами

Момджи, 1960; Гурвич, Казаринов, Хмафа, 1964; Нестеренко, 1977; С.Г.Желнин, 1974 г. и др.). Обычно оно служит предметом рассмотрения при анализе древних кор выветривания как источника россыпных концентраций и роли в питании россыпей зон глубокой химической проработки—линейных кор химического выветривания, древних и современных зон окисления.

В общем случае формирование элювия в умеренных и высоких широтах не распространяется на глубину более 2–3 м. Возникающий элювий, по мнению Е.В.Шанцера, препятствует дальнейшему влиянию температурных колебаний на подстилающие породы. В связи с этим при интенсивном развитии эрозионных процессов склоновые и аллювиальные россыпи содержат стротки рудных минералов и обломки слабо выветрелых руд, присутствующие в подчиненном количестве по отношению к обломкам вмещающих пород. Исключение составляют освоенные гидросетью тектонические зоны интенсивной трещиноватости и милонитизации, особенно в случае их совмещения с рудными телами, по которым развиваются линейные коры выветривания, достигающие глубины 70–100 м и более.

Принципиально иные предпосылки образования россыпей создаются в районах развития площадных кор химического выветривания с широко проявленной дифференциацией минералов за счет сохранения устойчивых и разрушения неустойчивых соединений. При этом происходит первичное обогащение полезными компонентами продуктов кор выветривания и образование остаточных россыпей. Глубина дезинтеграции материала достигает десятков, а иногда и первых сотен метров. Благодаря этим факторам концентрация свободных рудных минералов в россыпях пропорциональна площади поверхности и глубине

эрозионного среза коренного источника, в связи с чем не только богатые коренные месторождения, но и поля с рассеянной минерализацией (грейзены, минерализованные зоны дробления, интрузивные массивы с аксессуарной минерализацией) выступают в качестве источников россыпей различных генетических типов.

Впервые на значение площадных кор химического выветривания, обеспечивающих полную дезинтеграцию коренных источников, высвобождение и остаточное накопление россыпеобразующих минералов как необходимого условия для формирования титано-циркониевых россыпей дальнего переноса и переотложения, было указано И.И.Мальшевым [1957], а затем Г.С.Момджи [1960]. Для данной группы россыпей само возникновение продуктивных россыпных формаций непосредственно связано с проявлением эпох регионального выравнивания, предшествующих формированию россыпей аллювиального и прибрежно-морского генезиса [Момджи, 1960]. Коры выветривания каолинового и латеритного профиля могут и сами по себе представлять промышленные месторождения, являясь важными источниками получения оловянных, тантало-ниобиевых, редкоземельных и титановых концентратов.

На значение зональных различий как фактора, определяющего соотношение типов выветривания (физического, в том числе температурного, морозного, солевого; химического и химико-биологического), указывалось Н.М.Страховым, А.Г.Черняховским, В.В.Добровольским. Зональные различия выветривания проявляются также в строении профиля кор выветривания (В.А.Польнов, И.И.Гинзбург, Ю.П.Казанский) и в доминировании определенных классов крупности в составе элювиально-склоновых образований, что находит отражение и на последующих стадиях литогенеза (Ю.Г.Симонов, В.Н.Конишев и др.).

Учитывая относительную устойчивость россыпеобразующих минералов в зоне гипергенеза, выветривание (физическое и химическое) целесообразно рассматривать с позиций нарушения физико-механических связей, ведущих к существенному снижению прочностных свойств пород. Нарушение физико-механических свойств пород в коре выветривания сопровождается уменьшением вверх по разрезу объемной массы, падением прочности и увеличением пористости, особенно заметным в глыбовой и мелкообломочной зонах (по Н.В. Коломенскому). Характерно, что при латеритном выветривании в верхней подзоне наблюдается увеличение прочности пород в связи с формированием "кирасы" ("скального латерита"), которая способствует цементации остаточных первичных минералов. Таковы, по данным Г.Б.Жилинского, образования типа рудной брекчии в остаточных элювиальных россыпях "кулит", состоящей из касситерита, кварцита (или обломков кварцево-касситеритовых жил) и некоторых других весьма устойчивых минералов, сцементированных гидроокислами железа и глиноземом до состояния крупных плит, достигающих массы в 1 т ["Геология...", 1965].

В настоящее время можно считать доказанной безусловную роль древних кор выветривания в образовании россыпей дальнего переноса за счет коренных источников с рассеянным полезным компонентом (региональных источников). Поскольку в общем случае эти россыпи

удалены от коренных источников, неизбежное рассеяние полезных минералов при длительной транспортировке и переотложении компенсируется поступлением больших масс первоначально обогащенного материала. В россыпях крупных водоемов концентрируются лишь минералы, наиболее устойчивые к процессам выветривания и механического воздействия, поэтому решающей предпосылкой россыпеобразовательного процесса здесь является предварительное формирование кор химического выветривания.

Основные полезные компоненты россыпей дальнего переноса представлены минералами, широко распространенными в виде аксессуаров во многих изверженных и метаморфических породах, — цирконом, ильменитом, рутилом, редкоземельными фосфатами (монашитом и ксенотимом). Концентрация редкометалльных минералов в древних россыпях дальнего переноса обычно на один-два порядка выше их средних содержаний в различных гранитоидах (табл. 2).

Таблица 2

Содержание редкометалльных минералов в гранитоидах и древних россыпях

Вмещающие комплексы	Средние содержания минералов, г/м ³		
	циркон	монашит	ксенотим
Гранитоиды различного состава (В.В.Ляхович, 1968 г.)	15-1050	0,5-87	0,03-19
Древние прибрежно-морские россыпи	2000-13000	30-280	15-130

Развитие в регионе (в областях питания) тех или иных магматических или метаморфических комплексов пород оказывает влияние лишь на соотношение минералов в тяжелой фракции продуктивных отложений.

Влияние регионального химического выветривания не столь однозначно для россыпей ближнего сноса, хотя и оказывает положительное воздействие. Однако оно затушевывается местными условиями вскрытия и денудации коренного источника, в результате чего дезинтеграция и устойчивость минералов могут резко отличаться от зонального типа выветривания. Например, в условиях криогенеза, наряду с накоплением грубообломочных масс при разрушении ороговко-ванных и окварцованных пород, гранитов и гранодиоритов, формируется также сапролитовый (существенно дресвяный) элювий, характерный для крупно- и среднезернистых гранитов. В пределах рудных полей разнообразие элювиально-склоновых образований еще больше за счет сочетания на ограниченной площади пород разной устойчивости —

даек, околорудных метасоматитов и рудных залежей, зон дробления, милонитизации, брекчирования.

Одним из проявлений процесса снижения устойчивости россыпеобразующих минералов в зонах окисления является широко обсуждаемая в литературе повышенная миграционная способность тонкодисперсного золота золото-сульфидных месторождений, приводящая к его концентрации в подзонах баритовых, барит-кварцевых сыпучек и ярозитов, которая усиливается под воздействием общего сокращения объема руд за счет выщелачивания, механического вымывания и выдувания более подвижных составляющих.

Описано также энергичное разложение и переотложение вольфрамит (типа ферберита) в виде субглобулярных сфероидальных агрегатов [Kochanovski, 1953]. Известна повышенная миграционная способность киновари в зоне окисления.

Смена условий высвобождения и миграции россыпеобразующих минералов при изменении типа выветривания нередко запечатлена в распределении, составе, степени изменчивости и новообразованиях полезного компонента как в элювии коренного источника (например, соотношение реликтовых оксидных и криогенных сульфатных зон окисления рудных месторождений Северо-Востока СССР (Н.А.Шило, Г.Ф.Павлов, 1965 г.; О.П.Иванов, 1966 г.; [Питулько, 1977]), так и в самих россыпях. Россыпеобразующие минералы, поступающие в россыпи при размыве кор глубокого химического выветривания и мощных зон окисления, нередко несут следы характерных вторичных изменений, позволяющих восстановить палеогеографическую обстановку их накопления (ильменит, шеллит, вольфрамит, золото). Так, например, С.В. Яблоковой для одного из районов в разновозрастных четвертичных россыпях описано золото двух типов. Одно — со значительными вторичными преобразованиями, переотложенное из древних россыпей и отражающее условия длительного пребывания в зоне гипергенеза, и другое — сходное с золотом коренных источников, что свидетельствует, по меньшей мере, о двух эпохах россыпеобразования. Первой из них предшествовала длительная пенепленизация территории, сопровождавшаяся развитием кор химического выветривания; вторая связана с поступлением золота непосредственно из коренных источников и частичным переотложением его из древних россыпей.

Влияние геоморфологической позиции питающего источника, определяющей скорость обновления экспозиции и баланс материала, также вносит существенные коррективы в процесс высвобождения россыпных минералов. Это заметно даже в корях глубокого химического выветривания тропической зоны: в горном расчлененном рельефе формируются латериты с характерным для них образованием вторичных рудных брекчий в остаточных россыпях, а в зоне низкогорий и денудационных равнин образуются каолины, обеспечивающие максимальный уровень высвобождения всех устойчивых минералов.

Г.В.Нестеренко, рассматривая роль рельефа в процессе подготовки материала к воздействию россыпеобразующих процессов, основное внимание сосредоточил на геоморфологических условиях развития и сохранности кор выветривания [1977]. Нам кажется, что это пред-

ставляет лишь частный случай зависимости высвобождения от геоморфологической обстановки. В более общем виде влияние геоморфологической позиции коренного источника на степень высвобождения полезного компонента может быть описано через динамическое состояние срезающих источник геоморфологических поверхностей. Резко отрицательный баланс материала в долинах, на склоне или в зоне волнового воздействия, при прочих равных условиях, с одной стороны препятствует полному высвобождению минеральных зерен из обломков, а с другой — способствует рассеянию значительной части полезного компонента. Положительный баланс с избыточным накоплением материала также, по-видимому, следует рассматривать как условие, не способствующее высвобождению полезного компонента, поскольку по мере захоронения последний выводится из сферы повторного перемыва, переотложения и дополнительной сепарации. Оптимальные условия достигаются при слабо отрицательном балансе материала и балансе, близком к нулю.

Фактор времени. Длительность пребывания минерала в сфере действия россыпеобразующих процессов способствует возрастанию степени дезинтеграции рудных обломков и обломков вмещающих пород, распадению полиминеральных и мономинеральных сростков, разрушению дефектных трещиноватых кристаллов, нарастанию характерных химических изменений россыпных минералов, вплоть до их полного замещения продуктами гипергенного изменения и появления новообразованных форм. Фактор времени при высвобождении минералов россыпи наиболее отчетливо проявляется в сочетании с многократным переотложением полезного компонента, а именно в россыпях, образованных на протяжении нескольких эрозионных циклов. Нарастание степени дезинтеграции рудных агрегатов по мере увеличения продолжительности их пребывания в россыпи описано для золотых, киноварных, вольфрамитовых и касситеритовых россыпей. Общей закономерностью при этом является распадение сростков, увеличение доли "свободного" полезного компонента, уменьшение крупности концентрата. Для самородных металлов, кроме того, наблюдается своеобразное "облагораживание" за счет выноса палладия и меди из палладистой и медистой платины [Бетехтин, 1935] и нарастания межзерновых перегородок и высокопробных оторочек на золоте [Н.В.Петровская, С.Н.Яблокова, 1974]. В отдельных случаях повторные перемыывы и неоднократное переотложение приводят к неожиданным изменениям состава россыпи. Так, например, описанное нами ранее ["Новые. . .", 1975] сравнительно быстрое разрушение при транспортировке мономинеральных сростков касситерита и относительная прочность касситерит-кварц-турмалиновых агрегатов в россыпях, образованных за счет оруденения касситерито-силикатной формации (россыпи Депутатского узла, Намысах, Тасы-Кыыл, Ергылкан), способствуют тому, что крупность концентрата этих россыпей возрастает по мере переотложения (рис. 17).

Весьма интересные данные о высвобождении полезного компонента при неоднократном перемыве приводит Р.М.Файзуллин (1968 г.) в связи с проблемой поступления золота в россыпи из металлоносных

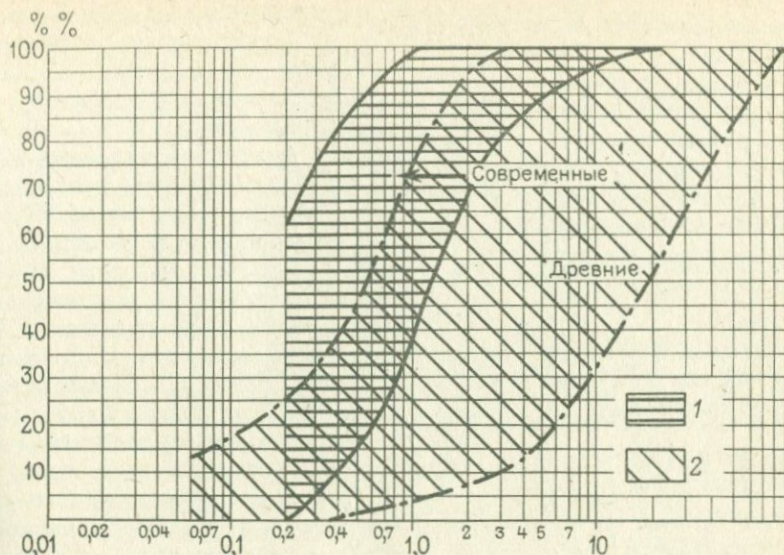


Рис. 17. Изменение крупности концентрата в россыпях, образованных за счет коренных источников касситерито-силикатной формации, при неоднократном переотложении касситерита.

Поля кумулятивных гранулометрических кривых, характерных для россыпей, образованных: 1 — за счет непосредственного размыва рудных тел, 2 — при неоднократном переотложении касситерита из ранее сформированных россыпей и длительном нахождении его в сфере россыпеобразования

конгломератов. Анализируя соотношение кластогенного золота (содержащегося в цементе) и рудного золота (в обломках руд и горных пород), он подчеркивает, что данное соотношение служит, с одной стороны, важнейшим указателем палеогеографической обстановки образования самих конгломератов, а с другой — определяет возможную продуктивность россыпей, формирующихся за счет переомыва золотосодержащих конгломератов различных типов.

В высвобождении рудного золота из полимиктовых конгломератов важнейшую роль играют наложение процессов выветривания и многократность переомыва продуктов разрушения конгломератов. Выветрелые полимиктовые конгломераты могут отдавать золото практически при однократном размыве — такая картина наблюдается, например, для неоген-раннеплейстоценовых россыпей Забайкалья, образовавшихся после этапа каолинового корообразования. В данных россыпях сохранилась лишь галька массивного сливного кварца и кварцитов, и при повторном переомыве дополнительного обогащения россыпей не происходит, так как резерв поступления золота практически "исчерпан". Иначе обстоит дело при размыве невыветрелых конгломератов — здесь многократный переомыв в течение нескольких эрозийных цик-



Рис. 18. Изменение продуктивности россыпей золота при размыве:

1 — интенсивно выветрелых конгломератов; 2 — невыветрелых конгломератов

минералов (которые можно рассматривать как составную часть твердого стока) есть отклонение от общего процесса, возникающее в силу особых условий на пути миграции обломочных частиц. Такие отклонения определяются как особыми свойствами россыпных минералов, так и внешними причинами; транспортирующей способностью среды, "структурными" ловушками, прерывистостью процесса, обусловленной пространственно-временными изменениями в системе "коренной источник-россыпь". В вопросе о том, все ли частицы и обломки россыпеобразующих минералов мигрируют в продольном разрезе россыпи и по латерали, и как далеко, большинство исследователей склоняются к такому мнению, что преобладающая часть россыпных минералов и их скоплений, поступивших в сферу действия экзогенных процессов, в той или иной мере подвержена перемещению и тем самым отражает общую тенденцию выноса обломочного материала в ходе денудации. При этом, как отмечает Н.А.Шило ["Проблемы...", 1970], различная миграционная способность минералов россыпей, обусловленная их физико-химическими константами, определяет существование определенных литодинамических областей (в частности, для флювиальных форм-коррелируемых с уклонами долин и размерами бассейнов), в которых формируются скопления тяжелых минералов различной плотности и крупности, иначе говоря, естественной миграционной зональности.

Если рассматривать миграцию россыпных минералов с позиций рассеяния, концентрации и перераспределения рудного вещества в осадочном чехле, россыпи ближнего сноса по отношению к локальным питающим источникам (отдельным рудным телам и залежам) характеризуются четко выраженной тенденцией снижения содержаний полезного компонента в среднем на 1-2 порядка (коэффициент обогащения значительно ниже 1 и составляет обычно 0,015-0,1 [Гурвич, 1978]).

Естественный миграционный ряд главнейших минералов россыпей ближнего сноса: платина — золото-эвксенит-лопарит-фергусонит-самарскит-ильменит-касситерит-поликраз-колумбит-ширтолит (малакон)-шеелит-вольфрамит-танталит-пирохлор-микролит-гатчеттолит имеет вероятностно-статистический характер и реализуется в природных ус-

лов является неперенным условием дополнительного обогащения россыпей, причем продуктивность последних нарастает по мере переотложения продуктов разрушения (рис. 18).

Особенности транспортировки и локализации рудных минералов в россыпях в ходе денудационного цикла, на наш взгляд, целесообразно рассматривать с позиции того, что денудация любой территории прежде всего предполагает удаление, вынос за ее пределы и рассеяние твердого материала. В пределах одного цикла процесс рассеяния в общих чертах является необратимым. Повышение же концентраций полезных

ловиях со множеством отклонений. Важнейшей их причиной, помимо свойств транспортирующей среды и динамического состояния формы-коллектора, является широкий гранулярный, морфологический и прочностной спектр зерен и агрегатов минералов, поступающих в россыпь. В результате в конкретных условиях один и тот же россыпной минерал может вести себя как два или даже несколько различных минералов с существенно разными физико-химическими параметрами. Проиллюстрируем это на примере ильменита, поступающего в аллювиальные россыпи непосредственно за счет разрушения ильменитоносных пород, подвергшихся энергичному разложению в ходе химического выветривания.

Ильменит в массивах основных пород обычно подвергается в коре выветривания энергичному преобразованию, регенерации и перекристаллизации, в ходе которых образуются зерна правильных очертаний средней крупности 3–6 мм. Аксессуарный ильменит различных магматических и метаморфических пород крупностью от сотых долей до 0,25 мм в коре выветривания не испытывает каких-либо значительных преобразований. Обе разновидности ильменита при транспортировке ведут себя по-разному как за счет того, что мигрируют и накапливаются при разных гидродинамических режимах, так и за счет прочностного отбора. Рудный ильменит со следами перекристаллизации в коре выветривания разрушается на самых ранних стадиях транспортировки и полностью исчезает в россыпях уже на расстоянии 12–17 км, в то время как аксессуарный ильменит при переносе подвергается лишь окатыванию и сохраняется на значительном расстоянии — до 100 км и более, концентрируясь в россыпях дальнего переноса в зоне прибрежно-морских фаций осадков.

В связи с возросшим в последние годы интересом к мелкому и тонкому золоту, касситериту, алмазам, накапливающимся в россыпях на значительном удалении от предполагаемых коренных источников, изменились представления о миграционной способности этих минералов. Достаточно упомянуть выводы С.В. Колесова [1975] о возможности миграции тонкого золота и касситерита на расстояния нескольких сот километров без существенного истирания и дробления.

Как отмечают Б.С. Лунев и др. ["Перемещение...", 1977], "...законы переноса и накопления крупных частиц нельзя механически переносить на мелкие*". Исследования по распределению мелких зерен россыпеобразующих минералов в плане и разрезе аллювиальной толщи, а также в моделирующем устройстве позволяют утверждать, что все мелкие тяжелые минералы, в том числе и золото, транспортируются водным потоком. Их перенос происходит в определенных зонах потока, преимущественно в пляжевой, в отличие от стержневой — для наиболее крупных классов. Различно распределение обоих классов в поперечном и вертикальном разрезах аллювия (рис. 19). Таким образом, можно сказать, что для зерен россыпеобразующего

*Напомним также представления Ю.А. Билибина [1938] о двух типах золота в аллювиальных россыпях, дающих начало пластовым и косовым россыпям.

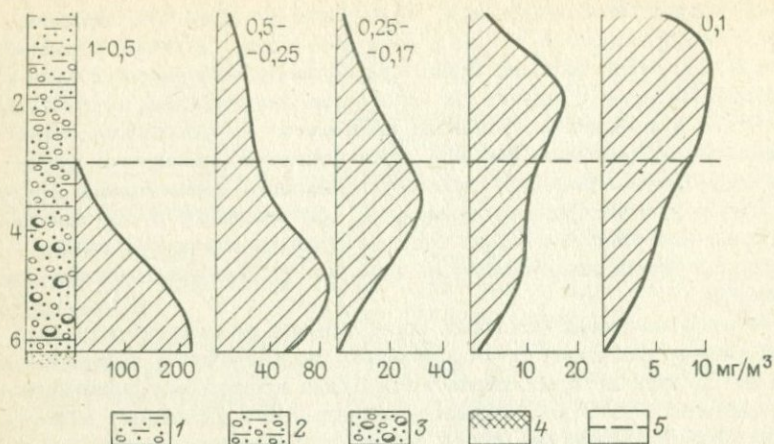


Рис.19. Распределение золота в вертикальном разрезе аллювиальной россыпи по классам крупности (по Б.С.Луцеву, Б.М.Осовецкому, Р.Е.Уткину, 1977 г.).

1 - суглинок с супесью и гравием; 2 - галечник с глиной, песком и гравием; 3 - валуны, галька с песком и глиной; 4 - трещиноватые коренные породы; 5 - кровля пласта россыпи. В верхней части рисунка цифрами показаны классы крупности золота (мм)

минерала различных классов крупности и прочностных характеристик существуют собственные зоны подвижности и накопления, которые в совокупности и создают сложную картину распределения полезного компонента на пути его миграции от коренного источника.

Как показали экспериментальные исследования Н.В.Хмелевой и Н.П.Григорьева ["Перемещение...", 1977], при крупнофракционном составе аллювия длина пути частиц не имеет однозначной связи с их крупностью. Опытами установлено, что если медианный диаметр частиц полезного компонента превышает $1/3$ медианного диаметра зерен легкой фракции основных наносов, то крупные частицы россыпеобразующих минералов уносятся дальше, чем более мелкие, характеризующиеся большей вероятностью проседания в поры аллювия.

Те же авторы по направленности процессов россыпеобразования выделяют три комплекса аллювия. При непосредственном размыве коренного источника на дне или склонах долин формируется комплекс зоны привноса. При весьма крупном золоте максимум его содержания и размеров приурочен непосредственно к участку поступления. Если размер золотин близок по соотношению диаметров к легкой фракции руслоформирующего аллювия, то россыпи растягиваются по латерали. Весьма важно также присутствие золота в верхних горизонтах аллювия; лишь при прекращении его поступления или повторном перемыве происходит проседание золота к плотнику и формируются отогнанные

россыпи. В аллювии зоны транзита крупность золота уменьшается до руслоформирующей фракции, убывает степень рассеяния его по вертикали, вырастает содержание в тальвеге и стрежневой зоне. В комплексе аллювия зоны аккумуляции крупность золота становится меньше крупности легкой руслоформирующей фракции; частицы золота, среди которых преобладают пластинчатые формы, рассеиваются по разрезу; приплотиковый горизонт выражен слабо [там же].

Различия условий концентрации россыпеобразующих минералов в зависимости от баланса материала не менее четко проявлены на стадии склонового литогенеза (Н.Г.Патык-Кара, И.Э.Логинова, 1973 г.). Распределение тяжелых минералов в вертикальном и продольном разрезах элювиально-склоновых отложений отражает баланс обломочного материала в данной точке и скорость снижения поверхности склона. Тем же закономерностям подчиняется и распределение полезных компонентов склоновых россыпей. На склонах сноса максимум концентраций россыпных минералов резко смещен к основанию разреза и углублен в плотик, на склонах транзита пласт растягивается по вертикали, занимая среднюю часть разреза склоновых отложений; на участках вогнутых перегибов — заметно смещается к верхней части чехла. В склоновых коллювиальных шлейфах обычно расчленение пласта на отдельные пропластки и струи. Максимальный разнос металла в россыпях характерен для солифлюкционных (А.В.Хрипков, Е.И.Тищенко), минимальный — для курумовых склонов. Генетические особенности склона определяют также целый ряд характерных деталей строения пласта и формы россыпи в плане.

Важнейшую роль в строении зон привноса, транзита и аккумуляции, по-видимому, играет также эволюция россыпи. В ходе разрушения коренного источника и поступления полезного компонента в россыпь вынос одних частиц в определенной мере постоянно компенсируется привносом других. По мнению И.Б.Флерова и В.С.Трофимова [“Перемещение . . .”, 1977], указанная сменность частиц зачастую ускользает из поля зрения исследователей и порождает представления о жесткой связи россыпей с коренным источником и их практической неперемещаемости. Здесь нам хотелось бы подчеркнуть, что если прекращается привнос полезного компонента в россыпь ближнего сноса (при полном размыве коренного источника или изменений условий питания россыпи), то вынос и рассеяние ранее сформированных порций полезного минерала в россыпи — только вопрос времени. Мы это неоднократно подчеркивали по отношению к оловянным россыпям. Этот вывод сделан в последние годы и на основании изучения типоморфных особенностей золота из россыпей и коренных источников С.В.Яблоковой.

При сопоставлении различных данных по протяженности промышленных россыпей ближнего сноса для разных минералов видно, что после исключения случаев, когда в образовании россыпи участвовали многочисленные источники, протяженность промышленных россыпей (которую с определенной условностью можно сопоставить с зонами привноса и транзита) определяется не столько плотностью и крупностью россыпеобразующего минерала, сколько его устойчивостью в ходе транспортировки (табл. 3).

Протяженность промышленных россыпей ближнего сноса, образованных за счет локального коренного источника (без дополнительного привноса)

Россыпеобразующий минерал	Крупность зерен, мм	Дальность переноса, км	Автор
Платина (Аляска)	0,4-0,8	6-8	Л.В.Мертье, 1976
Платина (Урал)	-	1,5-3,5	Н.К.Высоцкий, 1913г.
Золото (Нигерия)	-	1,5-3	Швардт, 1953 г.
Золото (Урал)	-	От 2 до 6-8	Е.З.Горбунов, 1977 г.
Золото (Северо-Восток СССР)	-	8-10	П.О.Генкин, Е.Я.Синюгина, О.Х.Попанов, 1977 г.
То же	-	4-10	П.Д.Волошин, 1977 г.
Золото (Якутия)	5-10 0,5-2,0 <0,5	<0,5 2,5-3 До 10	Ю.Н.Трушков, 1971 г.
Киноварь (Северо-Восток СССР)	-	0,5-1,0	П.В.Бабкин, 1973 г.
Вольфрамит (Дальний Восток, Якутия, МНР)	-	1,0-3,5	Данные авторов
Танталит	0,5-5	0,5-2,5	То же
Касситерит:			
из пегматитов (Заир);	1-20	5-6	Н.Кун, 1959-1960 гг.
из руд кварцевой формации (Якутия, Чукотка);	0,25-10,0	1-3	Данные авторов
из руд силикатной формации (Якутия, Чукотка);	0,25-10,0	2,5-6,0	То же
из сульфидных руд (Якутия)	-	0,5-1,5	- " -
Колумбит	0,25-1,0	1,5-5,0	- " -
Лопарит	0,25-2,0	2-6	- " -
Ильменит (Украина)	1-6	12-17	- " -

Быстрее всего рассеяние полезного минерала (до уровня ниже промышленного) происходит в киноварных россыпях и россыпях, образованных касситеритом из сульфидных руд. За ним следуют вольфрамит и касситерит кварцевой формации. Причины более дальнего разноса касситерита силикатных руд указывались нами выше. Парадоксальнее всего в таблице выглядят данные о значительной протяженности россыпей обоих самородных металлов, дающих, несмотря на повышенную плотность, наиболее протяженные россыпи ближнего сноса, уступающие лишь россыпям ильменита.

Многие исследователи (И.С.Рожков, Е.В.Шанцер, С.С.Воскресенский, С.И.Гурвич, С.Г.Желнин, Е.Я.Синюгина и др.) подчеркивают, что перемещение россыпеобразующих минералов находится в прямой связи с глинистостью аллювиальной среды. Наибольшему переносу подвергаются тяжелые минералы в грязевых потоках селевого типа, образующихся при паводках, происходящих раз в 10–50 лет, где придонные скорости почти равны поверхностным, и в движение вовлекаются базальные слои аллювия (С.С.Воскресенский, 1974 г.). Высокая глинистость, характерная для аллювия долин низких порядков, является одной из причин выноса полезных минералов из этих долин. По-видимому, этот же фактор у дочетвертичного и ранчетвертичного аллювия, нередко формирующегося при размыве площадных и линейных кор выветривания, способствовал значительному переносу тяжелых минералов.

В прямой связи с глинистостью материала, как отмечает Е.Я.Синюгина [“Дальность...”, 1977], находится и распределение золота в вертикальном разрезе россыпей. Если заполнителем аллювиальных галечников, валуников или щебнистого слоя смешанного аллювия является существенно глинистый материал, оно распределяется по всей мощности слоя отложений, и даже крупные изометричные золотины и самородки лежат высоко над коренными породами. В таком аллювии сортированность золота по размерам и форме весьма мала. При многократном перемыве аллювия, обычном в долинах средних и особенно высоких порядков, глина вымывается, и золото проседает в приплотиковую часть пласта или в трещины плотика.

Подчеркивая важнейшие отличия миграции россыпеобразующих минералов в россыпях ближнего сноса и дальнего переноса, Г.А.Нестеренко указывает, что они по существу представляют два совершенно различных типа концентраций.

Если первый из них проявляется как результат пониженной по сравнению с основной массой обломочного материала миграционной способностью относительно крупных (чаще гравийных) зерен тяжелых минералов, то второй тип является результатом высокой сортированности и сепарации минералов по плотности и в наибольшем объеме характерен для конечных стадий речного и волнового переносов обломочного материала.

Гидродинамический режим бассейна седиментации является важнейшим условием формирования прибрежных россыпей. В этом плане наиболее четкое определение дано А.А.Аксеновым [1972]; “Береговая зона — это единственный в природных условиях литодинамический ланд-

шафт, в котором может образовываться рудное накопление в виде россыпи из исходного материала, имеющего малую и весьма малую концентрацию рудного вещества". Изучение минерального состава современных прибрежных осадков морей, омывающих территорию СССР, проведенное Институтом океанологии АН СССР (А.А.Аксенов, Е.П.Невесский, Ю.А.Павлидис, Ф.А.Щербаков и др.), показало, что с точки зрения формирования россыпей в пляжевой зоне наиболее благоприятны исходные пески со средней крупностью зерен до 0,3 мм. По-видимому, такая размерность отвечает оптимальному высвобождению акцессорных рудных минералов из вмещающих пород; при этом дальнейшая сортировка материала заключается преимущественно в сепарации минералов по плотности и гидравлической крупности.

Следует подчеркнуть, что отличительной особенностью прибрежно-морских россыпей ближнего сноса является их приуроченность к низам разреза трансгрессивных серий, в отличие от россыпей дальнего переноса, для которых, напротив, характерно залегание в регрессивных сериях и обогащение верхних горизонтов.

Таким образом, благородные металлы, касситерит, минералы вольфрама, тантала, ниобия и титана образуют в ближайшем обрамлении источников питания россыпи ближнего сноса, среди которых продуктивными являются самые различные по генезису отложения в основном континентального ряда. Это отличает их от россыпей дальнего переноса, в которых основные запасы россыпных минералов приходится на отложения прибрежно-морских фаций. В современных россыпях ближнего сноса, где исходный материал не претерпел глубоких изменений, в наибольшей мере сохраняются минеральные ассоциации, типичные для источников сноса. Для древних россыпей в условиях предшествовавшего корообразования, разрушения многих неустойчивых породообразующих и некоторых рудных минералов, в дальнейшем подвергнутых перемыву и более совершенной классификации, характерна большая стабильность (усреднение) гранулометрического и минерального состава продуктивных отложений.

Очевидно, что множественность факторов, влияющих на условия высвобождения, транспортировки и локализации россыпеобразующих минералов, является одной из главных причин формирования разнообразных морфогенетических минеральных и промышленных типов россыпных месторождений. Изучение этих факторов при проведении поисковых работ на россыпи должно способствовать повышению их эффективности.

Эпохи корообразования и их роль в эволюции россыпей

Время формирования наиболее продуктивных россыпей имеет важное научное и прикладное значение, поскольку основные перспективы территории СССР связываются с древними продуктивными образованиями. При этом под возрастом россыпи мы, вслед за большинством исследователей (Ю.А.Билибин, И.П.Карташов, В.С.Трофимов, Н.А.Шилю и др.), понимаем время накопления отложений, вмещающих полез-

ный компонент. Реальные различия эпох формирования наиболее продуктивных россыпей обусловлены не только геолого-геоморфологическими и палеогеографическими условиями, но и временем вскрытия коренных источников.

Особенно контрастно это проявляется для двух групп россыпей — дальнего переноса (аллохтонных, региональных) и ближнего сноса (автохтонных, локальных).

Россыпи дальнего переноса

Важнейшим исходным фактором образования россыпей этой группы является развитие мощных кор химического выветривания. Колоссальные объемы пород субстрата, дезинтегрированные в периоды пенеplanationизации, обеспечивали формирование продуктивных отложений, коррелятивных не только этапам корообразования, но и толщам, отвечающим промежуточным коллекторам при россыпеобразовании в последующие эпохи. Так, выделяемый многими исследователями (И.П. Герасимов, С.К. Горелов, В.П. Петров, А.П. Сигов, А.В. Сидоренко и др.) глобальный мезозойский пенешлен (поздний триас — ранняя юра), несомненно, оказал решающее влияние на россыпеобразование в мезо-кайнозойское время почти на всей территории СССР (за исключением Северо-Востока). Последующие этапы выравнивания (позднеюрский — раннемиоценовый, палеогеновый) обеспечили поступление в области седиментации как продуктов переотложения кор химического выветривания, сопряженных с поверхностями выравнивания этих периодов, так и значительных масс дезинтегрированного материала глобального мезозойского пенешлена. Формирование крупных россыпей в береговых зонах миоценовых бассейнов также связано с многократным переотложением продуктов предшествовавших этапов формирования кор выветривания. Иными словами, образование россыпей аллохтонной группы представляет собой единый стадийный процесс, протекающий на фоне развития пенешленов (в отдельных регионах педипленов) и сопряженного формирования кор химического выветривания. Вверх по разрезу платформенных чехлов роль первичных кор выветривания снижается и соответственно возрастает значение ранее сформированных за их счет продуктивных отложений как промежуточных коллекторов рудных минералов. При этом продуктивность более молодых образований, распространенность россыпей и их масштабы практически сохраняются, но их позиция определяется локальными палеогеографическими условиями конкретных площадей.

Оптимальная обстановка для образования древних россыпей дальнего переноса создавалась в прибрежно-морских условиях по обрамлению пенеplanationизированных областей, испытавших тенденцию к умеренному воздыманию. Отсюда наиболее интересными во всех случаях представляются платформенные чехлы и полигенетические равнины краевых зон. В свете этих представлений очевидно, что ведущие эпохи формирования рассматриваемых россыпей должны четко коррелироваться с основными этапами выравнивания и корообразования. В их

"преимущества" легко убедиться при сравнении хронологической последовательности основных этапов выравнивания (и сопряженного с ними корообразования) и ведущих эпох формирования россыпей дальнего переноса (рис. 20). Лишь в мнимое противоречие с этим положением вступают девонские россыпи Южного Тимана и Воронежской антеклизы, формирование которых в значительной степени связано с размывом кор выветривания докембрийских пород и вулканического материала более молодого возраста. Анализ пространственного размещения известных россыпей дальнего переноса и потенциально перспективных площадей указывает на их довольно четкую приуроченность к определенным структурам. По отношению к исходным областям питания россыпи залегают как вблизи поднятий, так и на значительном от них удалении (десятки, сотни километров). В первом случае они приурочены к обрамлениям положительных структур первого порядка — кристаллическим щитам, массивам и сводам (девонские россыпи Тимана, мезокайнозойские — Украинского щита и южного обрамления Воронежского массива, эоценовые — Томского вала и др.). Другая группа россыпей приурочена к положительным структурам второго, третьего и более высоких порядков, осложняющим крупные отрицательные структуры — синеклизы, прогибы (мезо-кайнозойские россыпи центральной части Русской платформы, Предкавказья, Днепровско-Донецкой впадины, центральных районов Западно-Сибирской плиты и др.). Такой структурный контроль, в сочетании с анализом палеогеографической и литолого-фациальной обстановки, является важнейшим поисковым критерием.

Особо подчеркнем, что наиболее крупные древние россыпи, развитые на территории СССР, значительно превышают по своим масштабам современные прибрежно-морские россыпи субэкваториальной зоны, где климатическая обстановка голоцена благоприятствует формированию кор химического выветривания. По условиям образования и характеру размещения эти россыпи являются многократно переотложенными, благодаря чему их наличие установлено в отложениях широкого возрастного диапазона от докембрия до неогена включительно.

Наиболее продуктивными эпохами образования россыпей дальнего переноса на территории СССР явились девонская, среднеюрская, поздне меловая и среднепалеоген-ранненеогеновая. Недостаточно изучена во многих регионах потенциальная продуктивность регрессивных серий рифей-венда, карбона и раннего мела (см. рис. 20).

Рис. 20. Основные эпохи формирования россыпей дальнего переноса на территории СССР.

1 — пески, песчаники и песчано-глинистые отложения; 2 — гравийно-галечные отложения и конгломераты; 3 — глинистые отложения; 4 — известняки, доломиты, мергели; 5 — эффузивно-туфогенные породы

Исследованиями последних лет установлена непосредственная связь с продуктами кор выветривания не только древних россыпей дальнего переноса, но и многих разновозрастных россыпей ближнего сноса. Учитывая, что для россыпей ближнего сноса характерна прямая или косвенная связь с локальными коренными источниками, перспективы конкретных площадей определяются формационным и морфологическим типом источников питания, а также условиями мобилизации и переотложения рудного вещества в ходе процессов корообразования.

По современным данным, в мезокайнозой выделяется ряд крупных этапов выравнивания рельефа, среди которых только первые три (поздний триас — ранняя юра, поздняя юра — ранний мел, поздний мел — эоцен) сопровождалась региональным развитием мощных кор химического выветривания [Горелов, 1974]. Совершенно естественно, что сформировавшиеся пенеплены в дальнейшем подвергались сложным тектоническим и денудационным преобразованиям. Отличительные особенности отдельных регионов определялись не только их расположением в различных климатических поясах, но также автономным, нередко асинхронным тектоническим режимом. Олигоцен-миоценовые и более молодые коры выветривания в той же связи имеют более локальное распространение.

Все это, несомненно, отложило свой отпечаток на формирование россыпей ближнего сноса. Обобщение имеющихся данных, с учетом индивидуальных особенностей геологического развития главнейших рудных провинций страны, позволяет наметить ведущие эпохи россыпеобразования на территории СССР (рис. 21)*.

Наряду с главными эпохами продолжительностью от 3 — 5 до 15—22 млн. лет намечаются (в плейстоцене) самостоятельные стадии россыпеобразования, время проявления которых не превышало 0,1 — 0,15 млн. лет.

Рассмотрим кратко характерные регионы, иллюстрирующие возрастную группировку россыпей различных минеральных видов.

Области докембрийской складчатости. Примером регионов проявления россыпей тантало-ниобатов и касситерита является Русская платформа с ее приподнятым цоколем в Балтийском и Украинском щитах.

На Балтийском щите месторождения и рудопроявления разнообразных формационных типов развиты в Северном Приладожье и на Кольском полуострове. Возраст редкометальной и олово-редкометальной минерализации преимущественно позднекембрийский. К этому времени относится формирование обширных полей танталоносных пегматитов, гранитов рапакиви Салминского массива (с акцессорным касситеритом и колумбитом и сопутствующими оловоносными скарновыми образованиями), алогранитов и грейзенов Юовоайвского комплекса, отличающегося редкометальной специализацией (тантал, ниобий,

*Подразделения четвертичного периода отражены на рис. 21 вне масштаба.

олово, вольфрам) и др. С периодом активизации тех же структур в каледонское время связано формирование карбонатитов, а с началом герцинской эпохи — редкометальных альбититов массива Кейв и лопаритоносных щелочных пород.

Таким образом, верхний возрастной предел становления потенциально россыпеобразующих рудных формаций Балтийского щита ограничивается началом позднего палеозоя. Интенсивное выравнивание в этом регионе происходило в позднем палеозое — раннем мезозое. Оно сопровождалось формированием мощной коры химического выветривания каолинового профиля, фрагменты которой датируются раннеюрским возрастом. По мнению многих исследователей (А.П. Афанасьев, А.Д. Арманд, С.К. Горелов, М.С. Калещкая и др.), выравнивание прервалось лишь на рубеже олигоцена и миоцена в связи с поднятием региона. Более поздние реликты кор химического выветривания гидрослодистого типа датируются поздним миоценом — ранним плиоценом. В этих условиях ранее сформированные (домеловые) россыпи здесь не сохранились. Вместе с тем наличие по обрамлению Хибинских, Ловозерских, Федоровых тундр, Панских высот, Чаганского массива депрессий, служивших на протяжении длительного времени областями аккумуляции, позволяет, с учетом условий планиции рельефа, достаточно уверенно прогнозировать здесь возможность выявления россыпей (в первую очередь лопарита) в отложениях раннего мела, позднего олигоцена — раннего миоцена и позднего плиоцена — раннего плейстоцена. Принимая во внимание слабую сохранность пироклора в условиях переотложения, на площадях развития карбонатитов можно ожидать лишь наличия остаточных месторождений этого минерала, а в их обрамлении — россыпью бадделейта.

Неясной остается потенциальная продуктивность отложений позднего эоцена, Лихвинского и Одинцовского межледниковий, в связи с чем эти стадии выделяются нами с большой долей условности.

Что касается уже известных россыпей лопарита в межледниковых отложениях, то формирование их в значительной степени связано с предшествовавшим доледниковым корообразованием.

На Украинском щите все известные формационные типы редкометальной и оловорудной минерализации (метасоматически измененные граниты, грейзены, карбонатиты, пегматиты и др.) возникли в докембрии и в последующем неоднократно подвергались гипергенному изменению в условиях мощного корообразования, отвечающего основным этапам выравнивания, в том числе в позднем триасе—ранней юре, поздней юре—раннем мелу, позднем мелу — раннем палеогене. Не останавливаясь здесь на закономерностях размещения и типах кор выветривания, характеристике которых посвящены работы ряда исследователей (М.Ф. Веклич, С.К. Горелов, М.Д. Эльянов и др.), отметим лишь, что широкое их развитие обеспечило весьма благоприятные условия дезинтеграции рудоносных пород субстрата, а в сочетании с разновозрастной гидросетью (раннемеловой, раннепалеогеновой, позднеолигоцен—раннемиоценовой, среднемиоценовой, плиоцен—раннеплейстоценовой) и формирование древних россыпей. Со времени Днепровского оледенения в среднем плейстоцене и до голоцена формирование продук-

тивных отложений сосредоточилось на ограниченных площадях, а более древние россыпи подвергались энергичному размыву.

На Украинском щите, как отмечалось выше, перспективы выявления россыпей редких металлов и олова наиболее отчетливы пока в двух районах — на Вольни и в Приазовье.

В первом из них россыпи залегают на остаточной коре выветривания или на переотложенных каолинах и приурочены к основанию харьковских отложений олигоцена. Характерно, что известные россыпи касситерита (с сопутствующим колумбитом) Чешского массива также приурочены к отложениям олигоцена (Z.Pacal, 1965 г.).

В Приазовье известны элювиальные (остаточные), делювиально-аллювиальные и прибрежно-морские (переотложенные континентальные) россыпи, формировавшиеся в пределах слабо расчлененного плато в условиях равнин, эпизодически покрывавшихся морем. Отмечается продуктивность разновозрастных образований — верхнемеловых (танталит-колумбит, касситерит), бучакских (танталит-колумбит), полтавских (касситерит, циркон, танталит-колумбит) и среднесарматских (танталит-колумбит, циркон).

В целом перспективы выявления редкометалльных и оловоносных россыпей ближнего сноса в пределах Украинского щита достаточно определено связаны с отложениями ранне- и позднемелового, позднеэоценового-миоценового и позднеплиоценового-раннеплейстоценового возрастов.

Области байкальской и палеозойской складчатости охватывают Сибирские байкалиды, некоторые эпибайкальские срединные массивы в мезозоидах Дальнего Востока, Алтае-Саянскую складчатую область, Урал, Центральный Казахстан, Калбу и другие регионы с проявлением редкометалльной и оловорудной минерализации различных формационных типов.

На Урале редкометалльные россыпи развиты в ореолах пегматитовых полей, приуроченных преимущественно к Восточно-Уральскому поднятию.

Широкое развитие не только площадных, но и линейных кор химического выветривания, реликтовая мощность которых достигает 25–35 м в депрессиях и 100–150 м по тектоническим зонам, несомненно, способствовало дезинтеграции рудоносных пород субстрата с формированием элювиальных (остаточных) россыпей, а в последующие

Рис.21. Развитие кор выветривания и эволюция россыпей.

Формационные типы и возраст коренных источников: 1 — редкометалльные граниты и метасоматиты; 2 — редкометалльные пегматиты; 3 — комплексы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов; 4 — центральные массивы щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов; 5 — различные формационные типы оловорудной минерализации. Формирование россыпей: 6 — развитие поверхностей выравнивания, кор выветривания и высвобождение полезных компонентов; 7 — размыв и (или) погребение древних россыпей; 8 — основные эпохи (этапы, стадии) россыпеобразования

стадии континентального литогенеза — их трансформации в склоново-аллювиальные. Региональной поверхностью выравнивания здесь является Зауральский пенеплен, перекрытый в восточной части отложениями эоценового моря и континентально-морской палеоген-неогеновой равнины, в пределах которой отмечается чередование гребней и ложбин, выполненных аллювиальными образованиями. Палеогеновая гидросеть наследует субмеридиональное направление депрессионных форм, но уже со среднего миоцена и до раннего плиоцена, за счет продолжавшейся перестройки гидросети, главные речные артерии восточного склона Урала приобрели широтную ориентировку. Это дало основание А.П.Сигову и др. произвести субширотные ограничения геоморфологических районов. Так, выделяя Туринскую субширотную зону разломов, он отмечает, что к северу от нее на восточном склоне Урала эрозионная деятельность отчетливо проявилась в ранней и средней юре, с последующим погружением региона в меловое время. В связи с этим здесь отмечаются только юрские россыпи золота и платины, а южнее этой зоны — исключительно меловые. Такие индивидуальные черты развития отдельных блоков, несомненно, влияли на процесс формирования россыпей, однако в целом не нарушили в региональном плане возрастных датировок главных эпох россыпеобразования.

Известны также примеры остаточной танталит-колумбитовой россыпи пегматитового поля, где продуктивная кора выветривания достигает мощности 40–50 м, и склоново-аллювиальных танталоносных отложений олигоцена, выполняющих верховья логов.

Исходя из отмеченных геолого-металлогенических и палеогеоморфологических особенностей, в пределах рассматриваемого региона намечаются перспективы выявления новых склоново-аллювиальных (ложковых) и аллювиальных россыпей в отложениях апта-сеномана (включая алапаевскую толщу), олигоцена — раннего миоцена и местами раннего плейстоцена, в первую очередь, выполняющих древние депрессии. Потенциальной продуктивностью отличаются мелководные прибрежные зоны сантон-кампанского и эоценового морей в ближайшем обрамлении рудоносных образований. В среднем-позднем плейстоцене россыпеобразование происходило в основном за счет переотложения более древних россыпей.

Неясными пока еще остаются возрастные рубежи россыпеобразования на Полярном и Приполярном Урале на площадях развития редкометальных и оловоносных альбитов и на западном склоне Урала в зоне проявления щелочных метасоматитов и грейзенов [Апельцин и др., 1968; Материков, 1974].

На Калбе и в Центральном Казахстане время становления большинства россыпеобразующих рудопроявлений редких элементов, олова и золота датируется верхним палеозоем. Имеет место и менее интенсивно проявленное докембрийское (байкальское?) оруденение в грейзенизированных гранитах Кокчетавского и Улутауского антиклинориев, во внешней зоне каледонской дуги [Материков, 1974].

Эволюция рельефа Центрального Казахстана и Калбы в послепалеозойское время может быть прослежена по крупным этапам формирования континентальных отложений, коррелятных основным эпохам

развития поверхностей выравнивания и корообразования. Так, раннемезозойский возраст кор химического выветривания, развитых в депрессиях Центрального Казахстана, подтверждается их перекрытием юрскими угленосными отложениями. Расчеты, проведенные Г.М.Козловским и Г.К.Зубовым ["Древние ...", 1977], показали, что денудационный срез в области междуречий составил 1000–1500 м, обеспечив вскрытие многих рудоносных образований. Расчленение пенеплена в меловое время подтверждается развитием долин этого возраста, часть которых наследуются более поздней (доолигоценовой) гидросетью. В позднем палеогене происходила перестройка речной сети; в ряде районов известны небольшие россыпи золота, приуроченные к депрессиям, выполненным этими отложениями.

В миоцене в целом сохранялась тенденция к опусканию, что отразилось в изменении мощностей и гранулометрического состава отложений этого возраста. Максимальные мощности отложений миоцена фиксируются на участках дренирования древними долинами грабенов и грабен-синклиналей. Незначительная активизация тектонических движений в плиоцене привела к формированию грубозернистых, в том числе золотоносных песчано-галечных аллювиальных образований, накопление которых в горных областях продолжалось и в раннем плейстоцене. К этому же времени И.Г.Аргаматов и Д.Я.Айздердзис ["Древние ...", 1977] относят формирование "глубинного" пласта касситерит-танталитовых россыпей, а С.Н.Каложная и Г.Ф.Тормосова ["Новые ...", 1975] – образование россыпи колумбита. Оживление неотектонической деятельности на границе среднего и позднего плейстоцена и неоднократные изменения климата от холодного и влажного до аридного привели к формированию разновозрастных террас. Важнейшей отличительной чертой ритмов плейстоцена является проявление оледенений, наложивших свой отпечаток на рельеф и условия россыпеобразования в горных областях Казахстана.

Таким образом, в мезо-кайнозойское время на территории Центрального Казахстана и Калбы наиболее благоприятными для локализации россыпей ближнего сноса явились нижнемеловые, олигоцен-миоценовые и позднелиоцен-раннеплейстоценовые отложения. Неясным остается вопрос о потенциальной продуктивности эоценовых аллювиальных и озерных отложений, местами залегающих непосредственно на коре выветривания рудоносных пород субстрата, в частности, на Богодуховском массиве гранитоидов. В его пределах известна россыпь касситерита неоген-раннечетвертичного возраста. Что касается возможностей выявления элювиальных россыпей, то этот вопрос остается пока невыясненным, поскольку известные находки остаточных кор отвечают преимущественно реликтам нижних частей разреза с неравномерным распределением в них колумбита и касситерита.

Специального изучения в Центральном Казахстане заслуживают, по нашему мнению, площади развития вольфрамоносных образований, часто приуроченных к погребенным дочетвертичным эрозионным формам, совершенно не выраженным в современном рельефе ["К проблеме...", 1975]. Возраст продуктивного древнего ложкового аллювия, согласно последним данным, миоценовый.

В прилегающих районах Алтае-Саянской складчатой области заслуживают упоминания колумбитовая россыпь в карстовых полостях по обрамлению массива рибекитовых гранитов, остаточные и частично перетолженные россыпи пироклора, приуроченные к карбонатитовому массиву, и слабо изученные погребенные россыпи касситерита.

В Средней Азии основные редкометалльные и оловорудные месторождения связаны преимущественно с герцинской и частично с каледонской эпохами (за исключением Южного Памира) и размещаются в главной своей массе в пределах Тянь-Шаньского пояса.

Здесь установлены пока небольшие россыпи. Однако принципиального значения заслуживает факт их находок в отложениях широкого возрастного диапазона — от раннего мела (в палеодолинах) до голоцена (в долинах низких порядков и саях) с преобладающим развитием в районах Южного Тянь-Шаня (Туркестано-Алайская и Фергано-Кокшаальская зоны).

В мезокайнозойское время развитие рельефа этого региона имеет ряд сходных черт с Центральным Казахстаном и Зауральем.

Значительный интерес представляют данные Х.Т.Туляганова, Л.З.Палея и А.Г.Лузановского (1977 г.), которые на основании обобщения материалов по палеогеографии континентального мезозоя выделяют наиболее благоприятное для россыпеобразования ранне-среднеюрское и раннемеловое время.

В частности, в меловых отложениях Зирабулак-Зиаетдинских гор установлены три палеодолины, выполненные апт-альбскими оловоносными осадками. Они врезаются непосредственно в кору выветривания каолинит-гидрослюдистого состава, развитую по гранитам (в двух случаях) и сланцам. Содержания касситерита по единичным отобраным пробам колеблются от 50-60 до 250-290 г/м³ (Г.А.Кириллов, Г.Б.Кириллова, 1976 г.).

Обобщая материалы различных исследователей, Н.М.Богданова (1974 г.) пришла к выводу, что "... на большей части Тянь-Шаня поверхность выравнивания, возникшая в конце палеозоя, продолжала существовать как единый слабодисшиеленный пенеплен в течение всего мезозоя, вплоть до неоген-четвертичной активизации движений (поднятий) земной коры, когда началось ее повсеместное разрушение".

С учетом особенностей тектонического режима Средней Азии, в пределах предгорного обрамления Тянь-Шаня и внутригорных впадин намечаются следующие возрастные диапазоны, благоприятные для россыпеобразования: ранняя-средняя юра, ранний мел, поздний олигоцен-миоцен, поздний плиоцен-ранний плейстоцен и поздний плейстоцен (см. рис.21).

Особого внимания заслуживают разновозрастные карстовые образования, развитые на рудоносных площадях среди карбонатных толщ.

Области мезозойской активизации. Согласно представлениям многих исследователей (В.В.Иванов, Р.М.Константинов, Е.А.Радкевич, Д.В.Рундквист, В.И.Смирнов, И.Н.Томсон, А.Д.Шеглов и др.), эти области охватывают Западное и Восточное Забайкалье, где активизация мезозойского возраста выражена в формировании сводовых поднятий, образовании крупных разломов коры, неоднократ-

ном проявлении гранитоидного магматизма и сопутствующей рудной минерализации (редкометалльные пегматиты, апограниты, олово-вольфрамоносные грейзены и др.).

Кайнозойский этап унаследовал многие черты мезозойского развития. При этом, в зависимости от индивидуального геолого-геоморфологического развития тех или иных областей, среди потенциально продуктивных отложений выделяются неоген-плейстоценовые, палеогеновые и даже раннемеловые. Возраст последних подтверждается многочисленными находками раннемеловых металлоносных конгломератов, что, в свою очередь, свидетельствует о частичном вскрытии к этому времени коренных источников. Потенциальные перспективы раннемеловых образований подтверждаются также развитием поверхности выравнивания и мощного корообразования в поздней юре-раннем мелу. В последующей истории региона выделяются две эпохи выравнивания с образованием достаточно мощных кор — позднемеловая-раннепалеогеновая (включая эоцен) и олигоцен-миоценовая. Как отмечает В.П. Чичагов (1974 г.), основанием для их разделения служит наличие в олигоценовых отложениях продуктов переотложения кор выветривания. Последующему позднемиоценовому-раннеплиоценовому этапу развития рельефа отвечает формирование нижних пластов Шерловогорских и Ары-Булакских оловоносных россыпей. После оживления эрозионного расчленения, проявившегося в среднеплиоценовое время, наступил новый позднеплиоцен-раннеплейстоценовый этап локального выравнивания и аккумуляции во впадинах [Симонов, 1972]. К позднеплиоцен-раннеплейстоценовым относятся россыпи комплексного касситерит-танталитового состава, приуроченные к древним врезам, погребенным на террасах средних уровней, и, соответственно, расположенные выше тальвегов современных долин. Среднеплейстоценовому времени, вероятно, отвечает период формирования приплотиковых пластов в долинах более высоких порядков на террасах низких уровней.

Таким образом, до завершающей позднеплейстоцен-голоценовой стадии россыпеобразования, широко проявившейся во многих районах Забайкалья (россыпи падевых врезов и долин низких порядков), намечаются потенциально продуктивные — раннемеловая, позднеэоцен-раннеолигоценная, позднемиоцен-раннеплиоценная и позднеплиоцен-раннеплейстоценовая эпохи россыпеобразования. Неясен пока вопрос о потенциальной продуктивности позднеолигоценовых и раннемиоценовых отложений.

В определенных условиях тектонического режима и рельефообразующих процессов известны примеры формирования россыпей за счет размыва и переотложения более древних продуктивных (или слабопродуктивных) пород-промежуточных коллекторов. Это характерно для ряда районов, тяготеющих к крупным депрессиям, в основном завершившим свое развитие в позднем мезозое. Рельеф периода неотектонической активизации позднеогенового-раннечетвертичного времени, погребенный под более молодыми отложениями, определяет положение различных генетических типов мономинеральных и комплексных россыпей ближнего сноса, которые одновременно тяготеют как к известным источникам, так и к промежуточным коллекторам — ранне-

меловым конгломератам и гравелитам, широко распространенным в пределах впадин.

Ярусное строение ряда россыпей Забайкалья свидетельствует о многоэтапности их формирования, что заставляет пересмотреть имеющиеся в литературе представления о молодом, позднечетвертичном возрасте россыпей большинства районов Забайкалья. Заведомо древние вольфрамит-касситеритовые россыпи известны в прилегающих районах МНР, где они приурочены к красноцветным песчано-гравийно-галечным и песчано-щебнистым отложениям района Модото, образуя нижние пласты в долинах Байн-Мод и Хучжи-Хан (С.И.Гурвич, 1969 г.).

Области мезозойской складчатости. Хорошо известно, что области мезозойской складчатости, составляющие внешнюю часть Тихоокеанского пояса, являются крупными металлоносными провинциями СССР.

В Сихотэ-Алинской складчатой области и прилегающих районах мезозойская складчатость Дальнего Востока оловорудная и редкометалльная минерализация различных формационных типов проявилась еще в раннем палеозое в пределах срединных массивов - Буреинского (пегматиты, грейзены Туранского хребта и южной части Малого Хингана) и Ханкайского (пегматиты, кварц-касситеритовые жилы, грейзены, апограниты и др.). Это явилось весьма благоприятной предпосылкой для россыпеобразования на протяжении последующей мезокайнозойской истории континентального развития этого региона. Характерным в этом отношении для Приморья является развитие наиболее интересных оловоносных россыпей не в восточных металлогенических зонах с известными оловорудными месторождениями, а на западе Даубихинского прогиба и Приханкайской впадины с относительно рассеянной минерализацией касситерито-кварцевой формации. Неоднократная перестройка гидросети на фоне замедленных блоковых движений способствовала здесь аккумуляции большого объема хорошо дифференцированного обломочного материала в значительной степени за счет широко развитых кор химического выветривания. Многие россыпи (в частности, Вознесенского узла) связаны с погребенными элементами позднеэоцен-олигоценового и позднемиоцен-плиоценового рельефа, где в продуктивных отложениях фиксируется прямая связь между аллювиальными, склоново-аллювиальными фациями и остаточными корами выветривания. Некоторые из них (например, Озерная), как это отчетливо показано А.Ф.Крамчаниным [Проблемы ... , 1970], перекрыты толщами угленосных отложений позднего палеогена-раннего неогена и песчано-глинистыми осадками плиоцена. Синхронные по возрасту продуктивные образования известны по обрамлению депрессий, в частности Манзовской, где оловоносный пласт, приуроченный к палеодолине, также залегает в основании угленосной толщи олигоцена (надеждинская и усть-давыдовская свиты). Россыпи, формировавшиеся при перемыве древних кор, приурочены и к более поздним формам неогенового и четвертичного рельефа. Среди них Осиновская россыпь, залегающая в горизонте так называемых голубых щебней, выполняет плиоценовую палеодолину, перекрытую позднеплиоценовыми базальтами.

Основная часть погребенных россыпей палеоген-неогенового и ран-

неплейстоценового возраста размещается в прибортовых частях впадин, длительное время сохранявших тенденцию к опусканию. Чаше россыпи приурочены к узким желобообразным понижениям в рельефе фундамента, являющимся, по-видимому, реликтами палеодолин, многие из которых наследуются современной гидросетью.

В целом рассматриваемый регион представляет интерес прежде всего в пределах Даубихинской зоны и ограничивающего ее Главного структурного шва Сихотэ-Алиня. Несомненными перспективами на выявление раннеплейстоценовых и дочетвертичных россыпей выделяются, кроме того, Арму-Иманская зона с прилегающими Бикинским и Самаргинским рудными районами, а также рудоносные площади в Хингано-Олонойском, Тыльско-Торомском и Баджалском районах.

Совершенно самостоятельной задачей дальнейших исследований представляется изучение раннеплейстоценовых оловоносных отложений бассейна р. Удурчукана, находящихся к северу от Хинганского месторождения и перекрытых базальтами, а также прилегающих площадей, где установлена локализация эндогенного оруденения в карбонатных породах (на отдельных участках мощность коры выветривания, представленной доломитовой мукой, достигает десятков метров).

Что касается россыпей позднеплейстоцен-голоценового возраста, то многие из них связаны с перемывом более древних образований (наряду с дополнительным поступлением современных продуктов дезинтеграции). Существенное преобразование они претерпели во время казанцевского и каргинского межледниковий.

Необходимо подчеркнуть, что эпохи (стадии) формирования оловоносных россыпей региона довольно отчетливо коррелируются с возрастом золотоносных, хотя последние ввиду малой миграционной подвижности золота "опережают" по времени образование россыпи касситерита (в пределах единого цикла). Так, например, на Малом Хингане и по обрамлению Амура-Зейской депрессии выделяются россыпи золота как среднемиоценового и плиоценового, так и плейстоцен-голоценового возрастов. Важно подчеркнуть, что многие авторы (Б.Г.Бенус, Г.С.Ганешин, П.Н.Кропоткин, В.В.Скотаренко, В.И.Финько, Ю.Ф.Чемеков и др.) выделяют в Приамурье и Приморье поздне-меловую-среднепалеогеновую поверхность выравнивания с фрагментами коры выветривания, а в пределах Суйфуно-Ханкайской морфоструктурной области преобладающих погружений - раннемеловые коры выветривания и продукты их переотложения.

Таким образом, в различных областях мезозойского Дальнего Востока, включая районы эпибайкальских срединных массивов, отчетливо намечаются возрастные интервалы, наиболее благоприятные для формирования россыпей. Это поздний эоцен-ранний олигоцен, средний миоцен-ранний (?) плиоцен, ранний и средний плейстоцен, и в меньшей степени поздний плейстоцен-голоцен. Достаточно условно нами выделяется также раннемеловое время (вторая половина), отвечающее возрасту продуктов переотложения кор выветривания, развитых в полях палеозойских рудоносных структур.

В Яно-Колымской складчатой области и на Чукотке существовали не менее благоприятные условия для россыпеобразования в предшест-

вующие геологические эпохи, несмотря на положение этого региона в северных широтах развития мезозойид, оказавшихся позднее в зоне криогенного литогенеза. Этот регион, являясь составной частью Тихоокеанского рудного пояса, по составу известных здесь оловорудных формаций имеет много общих черт с другими областями мезозойской складчатости, развитыми в субэкваториальной зоне этого пояса. Отмечается известное сходство с коренными месторождениями олова Малайской провинции (Малаккского полуострова, Зондских островов, Южной Бирмы), сопровождающимися крупными и богатыми россыпями, формированию которых способствует продолжающийся процесс развития кор химического выветривания. Учитывая, что в предшествующее геологическое время близкие климатические условия существовали в арктических районах Советского сектора Тихоокеанского пояса, существенные перспективы выявления здесь россыпей связываются, по нашему мнению, также с древними продуктивными образованиями соответствующих возрастов.

Фрагменты кор химического выветривания установлены в последние годы во многих районах Северо-Востока СССР. Однако, если роль их в формировании россыпей признается в настоящее время практически всеми исследователями, то о возрасте древних поверхностей выравнивания и сопряженных с ними кор выветривания нет единого мнения.

По-видимому, начало пенепленизации Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской горных областей следует отнести к датскому веку. Это отчетливо коррелируется с орогенной консолидацией мезозойид и отвечает началу развития поверхности выравнивания, сохраняющейся на обширных водораздельных пространствах и сопровождающейся мощными корами выветривания во многих регионах. Именно к этому времени относится начало массового вскрытия коренных источников россыпей. Эрозионное расчленение, очевидно, захватило верхние горизонты золоторудной, редкометальной и оловорудной минерализации [Трушков, 1971].

Одна группа исследователей (Н.А.Шило, В.Г.Беспалый, А.П.Валпетер, И.П.Карташов, С.А.Лебедев, Г.Ф.Павлов, М.Д.Эльянов и др.) выделяет единую в послерогенное время региональную поверхность выравнивания палеоген (поздний мел)-миоценового возраста с последующим развитием педиплена в плиоцене (или позднем миоцене) - раннем плестоцене. Другие (Ю.П.Баранова, С.Ф.Бискэ, Р.О. Галабала, И.А.Резанов, В.В.Скотаренко, З.М.Хворостова и др.) считают, что в современном рельефе сохраняются реликты двух поверхностей выравнивания с фрагментами коры выветривания - позднемеловой-раннепалеогеновой (дат-эоценовой) и олигоцен-миоценовой (т.е. с перерывом в выравнивании в позднем эоцене-раннем олигоцене). Дополнительно в переходной зоне от горных сооружений к северным аккумулятивным равнинам они выделяют позднеплиоцен-раннеплейстоценовую поверхность выравнивания. Вместе с тем Р.О.Галабала и В.В.Скотаренко (1974 г.) пришли к выводу, что эта поверхность, по-видимому, является педипленом, сформированным при активном развитии речной сети, что не противоречит мнению указанной выше группы исследова-

телей. Вполне возможно, что выделяемая вторая (олигоцен-миоценовая) поверхность представляет собой отдельные фрагменты деформированной единой региональной поверхности выравнивания.

Таким образом, по мнению большинства исследователей, на протяжении длительного периода продолжительностью 50–55 млн. лет (возможно с локальными перерывами) формировался пенеплен с сопряженными корами выветривания. Это обеспечило высокую дезинтеграцию исходных рудоносных пород и формирование элювиально-склоновых, а в ряде случаев, и аллювиальных россыпей в долинах лишь низких порядков.

В свете изложенных представлений, с учетом известного положения Н.А.Шило (1963 г.) о начальном этапе формирования россыпей золота в палеогене, можно прийти к выводу, что наиболее благоприятными возрастными диапазонами для формирования россыпей олова и редких металлов на Северо-Востоке явились: поздний эоцен-ранний миоцен, поздний миоцен-ранний плиоцен и поздний плиоцен-плейстоцен.

Позднеэоценовое-раннемиоценовое время россыпеобразования является потенциально наиболее продуктивным, поскольку формирование отложений происходило непосредственно за счет переотложения кор химического выветривания. Это подтверждается выявлением золотоносных отложений в низах омолойской свиты, залегающей местами непосредственно на продуктах коры выветривания и относимой О.А.Ивановым к различным векам олигоцена ["Проблемы...", 1970].

В ходе уточнения возрастных датировок продуктивных отложений в различных районах выделяемое время россыпеобразования в интервале позднего эоцена-раннего миоцена, вероятно, в дальнейшем будет возможно подразделить на три самостоятельные эпохи – позднеэоценовую, раннеолигоценовую и раннемиоценовую продолжительностью соответственно около 10, 7 и 4 млн. лет. Очевидно, последней эпохе отвечают золотоносные отложения урасалахского горизонта в предгорьях хребта Кулар, первоначально датированные поздним миоценом – ранним плиоценом [там же], а в настоящее время отнесенные по результатам палинологических анализов к ильдикиляхской свите нижнего миоцена (Г.Г.Карташова, Ю.П.Баранова, 1975 г.). В результате дальнейших палинологических исследований и уточнения условий россыпеобразования к этой эпохе (применительно к морфоструктурам различного происхождения), вероятно, будут отнесены также нижние пласты ряда древних россыпей Северо-Восточной Якутии и Чукотки.

Благоприятные климатические условия периода планации рельефа, несомненно, способствовали также развитию на площадях рудоносных образований глубоких зон окисления (подобных линейным корам выветривания). Фиксируемая в настоящее время на отдельных оловорудных месторождениях глубина дезинтеграции достигает десятков метров (С.И.Гурвич, И.Е.Драбкин и др., 1969 г.).

Лучшую сохранность россыпей позднеэоцен-раннемиоценового возраста вероятнее всего ожидать в предгорных районах в пределах морфоструктур, сохранявших длительную тенденцию к опусканию.

Позднемиоцен–раннеплиоценовая эпоха россыпеобразования на Северо–Востоке СССР была выделена ранее Г.Ф.Павловым [“Древние...”, 1977] как самостоятельный этап. В частности, в пределах Яно–Индигирского междуречья на основании палинологических данных он относит к этому возрасту нижние продуктивные горизонты россыпей бассейна р. Хромы.

В пределах последней эпохи россыпеобразования на Северо–Востоке (поздний плиоцен–плейстоцен) намечаются относительно кратковременные стадии – средне–позднеплейстоценовая (в межледниковые фазы) и голоценовая. Эти стадии россыпеобразования характеризуются не только переотложением (преобразованием) ранее сформированных россыпей, но и дополнительным поступлением продуктивного материала в условиях криогенного литогенеза в связи с проявлением в рассматриваемом регионе многолетней мерзлоты.

Таким образом, эпохи регионального выравнивания и сопряженные с ними мощные коры химического выветривания сыграли важнейшую роль в формировании разновозрастных россыпей на территории СССР.

Для каждого региона характерны индивидуальные черты эволюции рельефа, особенно на локальных площадях с теми или иными особенностями неотектонического развития. Однако глобальные этапы пенеplanationизации и связанные с ними коры выветривания создали благоприятные предпосылки не только для коррелятивных эпох россыпеобразования, но и обеспечили исходным материалом формирование (преобразование) россыпей в последующее время. Отсутствие точных возрастных датировок продуктивных отложений в отдельных россыпных районах и “несбитость” стратиграфических схем олигоцена–миоцена Европейской и Азиатской частей СССР существенно осложняют определение границ основных эпох россыпеобразования, среди которых в настоящее время довольно определенно можно наметить (см. рис. 21): меловую, позднепалеоген–раннеэоценовую и позднеплиоцен–четвертичную, продолжительностью от первых до десятков миллионов лет. В их пределах в ходе дальнейших исследований, несомненно, окажется возможным выделить самостоятельные эпохи (в мелу, палеогене и эогене) и стадии (в плейстоцене). Потенциальной продуктивностью в ряде регионов (Украина, Урал, Средняя Азия) отличаются также отложения средней коры.

Примечательно, что намечаемые древние эпохи формирования россыпей ближнего сноса (преимущественно континентальных) в основном синхронны (с некоторым опережением) основным эпохам формирования россыпей дальнего переноса (прибрежно–морских), несмотря на принципиально различные условия их образования. Этот вопрос имеет, несомненно, научное и прикладное значение, а выявляемое опережение легко объяснимо, если учесть, что образование аллохтонных (дальнего переноса) прибрежно–морских россыпей, как правило, происходит в регрессивные стадии, во время умеренного воздымания областей сноса, т.е. в периоды наиболее благоприятные и для формирования россыпей ближнего сноса континентального ряда. Отсюда нам представляется возможным наметить еще одно важное направление исследований. Если начало процесса выравнивания непосредственно следует за за–

вершающей складчатостью, т.е. отвечает периоду стабилизации субстрата, то по отложениям, коррелятным этапам регионального выравнивания и корообразования, можно в ряде случаев подойти к решению вопроса о верхней (и промежуточных) возрастной границе рудоносных магматических комплексов.

Зональность россыпей

Зональность по праву рассматривается в качестве важнейшего свойства месторождений полезных ископаемых, отражающего особенности их генезиса, строения и определяющего специфику поисков, разведки и оценки. Ее многообразие является отражением общего закона упорядоченного расположения и пространственного распределения составных элементов разных уровней организации.

Зональность россыпных месторождений складывается, с одной стороны, под влиянием существующих особенностей группировки и строения рудных источников, а с другой — под воздействием формирующих россыпи литодинамических и геоморфологических процессов. Рассматривая россыпь как продукт сложного соотношения коренного источника с формой-коллектором, которое испытывает необратимые изменения в ходе наращивания среза, можно выделить главные факторы, определяющие зональность строения и распределения полезного компонента в россыпи: 1) неоднородность распределения рудного вещества в коренных источниках; 2) развитие процессов гипергенного изменения руд и вмещающих пород; 3) транспортировка полезного компонента в неоднородной динамической среде; 4) зональность геоморфологических процессов и фациальной обстановки осадконакопления. В соответствии с этими факторами можно различать следующие виды зональности россыпных месторождений со свойственным им проявлением и направленностью развития (табл. 4). Два первых вида зональности россыпей можно определить как отраженную зональность коренных источников [Патык-Кара, 1976], в отличие от миграционной и собственно геоморфологической зональности, составляющих неотъемлемое свойство самого россыпеобразовательного процесса.

Условия для проявления исходной гипогенной зональности коренного источника в составе рыхлых отложений возникают с момента его вступления в сферу деятельности экзогенных процессов. Они обусловлены влиянием таких факторов, как последовательность и скорость обновления экспозиции; геоморфологическая позиция коренного источника; соотношение площади рудного выхода с областью питания россыпи; соизмеримость вертикального диапазона оруденения с интервалом эрозионного расчленения; устойчивость и россыпеобразующая роль рудных минералов. Указанные факторы и определяют многокомпонентный характер связи между масштабами и продуктивностью рудного проявления и сопровождающих его россыпей.

Упорядоченное распределение свойств россыпи, обусловленное преломленной в ходе денудации зональностью ее коренного источника, мы предлагаем называть отраженной гипогенной зональ-

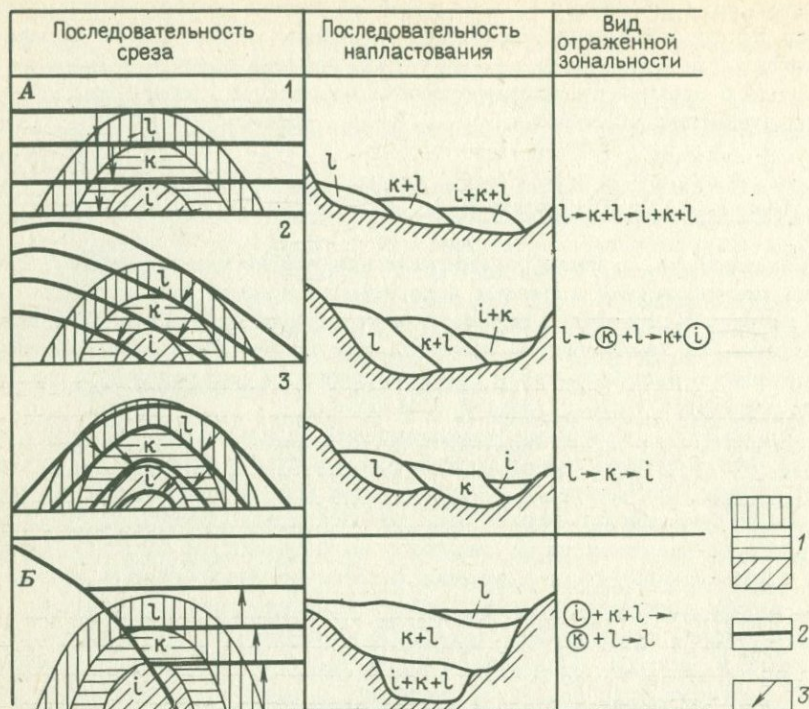


Рис. 22. Принципиальная схема развития отраженной гипогенной зональности россыпей:

А - нормальной (прямой), Б - обратной.

1 - последовательные элементы упорядоченной рудной зональности (i, k, l) [Рундквист, Неженский, 1975]; 2 - последовательные уровни эрозионного среза; 3 - вектор, характеризующий перемещение уровня эрозионно-аккумулятивной поверхности. Кружком обведены элементы, доминирующие в россыпи

ностью россыпи. Для ее описания воспользуемся системой обозначения элементов гипогенной зональности эндогенных рудных месторождений, предложенной Д.В.Рундквистом и А.И.Неженским [1975]. В качестве анализируемых элементов зональности могут выступать генерации россыпеобразующего минерала, характеризующиеся разными габитусными формами, составом элементов-примесей и прочим типоморфными признаками, а также определенные минеральные ассоциации, в частности, соотношение россыпеобразующих минералов и характерных минералов рудного парагенезиса, накапливающихся в россыпях совместно с полезным компонентом.

Положение денудационных палеоперехностей случайно по отношению к рудному месторождению, поэтому последовательность денудации отдельных частей коренного источника может быть различной. Можно представить следующие характерные случаи направленных изменений

в переотложении рудного вещества при различной последовательности напластования металлоносных отложений (рис. 22). Схемы А (1-3) характеризуют условия формирования нормальной, или прямой, отраженной зональности, т.е. зональности, формирующейся в ходе прогрессирующего обновления все более глубоких горизонтов коренного источника при разном положении денудационной поверхности. В районах, переживших длительный период аккумуляции, во время которого значительная часть коренных источников, ранее вскрытых денудацией, затем была захоронена и выведена из сферы россыпеобразования, возникают условия для формирования обратной отраженной гипогенной зональности в россыпях, в схематическом виде изображенной на рис. 22, Б. Предложенная схема формирования отраженной гипогенной зональности реализуется в конкретных россыпях в упорядоченном изменении их состава и продуктивности.

Необходимыми условиями для достаточно полного проявления вертикальной и в меньшей мере латеральной отраженной гипогенной зональности коренного источника в россыпи являются: 1) развитая зональность распределения полезного компонента в самих рудных телах и 2) этапность развития россыпи, фиксируемая в рельефе и рыхлых отложениях. Наиболее полно эта зональность изучена на оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождениях. Давно известно неполное соответствие состава комплексных россыпей минеральному составу коренных источников, наблюдаемых в современном уровне эрозийного среза. Примером могут служить рудно-россыпные узлы с комплексными россыпями в Якутии, Приамурье и Забайкалье, где преимущественно оловянные россыпи сопровождают оловянно-вольфрамовые и существенно вольфрамовые рудные проявления. Известна и противоположная картина, например в Ингодинском узле в Южно-Даурском районе, где вольфрамитовые россыпи связаны с существенно касситеритовыми рудами, характеризующимися соотношением $\text{Sn} : \text{WO}_3$ от 2 до 5. Классической площадью с проявлением латеральной отраженной гипогенной зональности является Мерекский олово-вольфрамовый узел в хр. Дуссе-Алинь. Изменение олово-вольфрамового отношения в разрезе россыпи служит индикатором последовательного вскрытия рудных тел, обогащенных вольфрамитом или касситеритом. Например, в сложнопостроенном пласте Ангатуйской россыпи (Восточное Забайкалье), достигающем суммарной мощности 15 м, отношение касситерита к вольфрамиту, по данным В.И. Холиной, закономерно уменьшается к кровле пласта, составляя в нижней, средней и верхней толщах соответственно 26, 10 и 9. Столь же четкая картина характеризует олово-вольфрамовые россыпи Якутии (Омчикандя, Кербенг) и МНР (Байн-Мод). В самое последнее время исследованиями А.И. Карякина (1978 г.) детально охарактеризована отраженная зональность в мономинеральных оловянных россыпях, выражающаяся в изменчивости таких типоморфных признаков касситерита, как его габитус, кристалломорфологические типы, скульптуры граней, окраска. В россыпях Северо-Восточной Якутии, по данным Т.М. Амичба, И.А. Карякина, Л.М. Дахия, удается наблюдать присутствие касситерита, характерного для различно эродированных частей питающих рудных месторождений,

Виды и особенности проявления зональности россыпей

Виды зональности	В чем проявляется	Проявление в теле россыпи	Направленность развития	Масштаб проявления
1. Отраженная гипогенная коренных источников	<ol style="list-style-type: none"> 1. Типоморфные различия полезного компонента 2. Соотношение полезных компонентов в комплексных россыпях 3. Соотношение минералов-спутников 	Продольная, латеральная, вертикальная	Нормальная (прямая), обратная	Россыпь, узел, район
2. Отраженная гипергенная зоны окисления	<ol style="list-style-type: none"> 1. Степень высвобождения полезного компонента 2. Качественные изменения полезного компонента 3. Изменение крупности и содержаний полезного компонента 4. Соотношение минералов зоны окисления и неизмененных первичных минералов 	Преимущественно вертикальная	Нормальная (прямая), обратная	Россыпь
3. Миграционная	<ol style="list-style-type: none"> 1. Изменение крупности и морфологии зерен полезного компонента в россыпи 2. Соотношение минералов с разной миграционной способностью 3. Протяженность и распределение россыпей по порядкам долин; размещение зон концентрации и рассеяния 	Преимущественно продольная, реже латеральная и вертикальная	Нормальная	Россыпь, узел, район*
4. Геоморфологическая	<ol style="list-style-type: none"> 1. Смена генетических типов россыпей 2. Фациальные различия россыпей 3. Набор морфогенетических типов россыпей 	Продольная, латеральная, вертикальная	Нормальная (прямая), обратная	Россыпь, узел, район, провинция

*Для аллохтонных россыпей.

т.е. в реальных условиях подтвердилась предсказанная Н.М.Евзиковой [1972] возможность использования кристалломорфических особенностей касситерита для восстановления уровня вскрытия коренного источника и стадийности накопления касситерита в рыхлых отложениях.

Приведенные примеры иллюстрируют образование нормальной отраженной зональности $l \rightarrow k \rightarrow i$ или $l \rightarrow \underline{k} + l \rightarrow k + \underline{i}^*$, характерной для условий последовательного обновления экспозиции. Необходимым условием обратной отраженной зональности является захоронение коренного источника на последних этапах россыпеобразования, во время которого последовательно "исключаются" из питания россыпи вскрытые ранее более глубокие части рудного месторождения. Примерами месторождений, где наблюдается обратная гипогенная зональность, могут служить россыпи Зимовинского, Чокурдахского, Тасаапского, Тенкелийского оловянных узлов в Якутии, верхние горизонты которых связаны с коренным источником, испытавшим частичное захоронение. Здесь мы сталкиваемся с отраженной зональностью вида $\underline{i} + k + l \rightarrow \underline{k} + l \rightarrow l$.

В киноварных россыпях весьма перспективным признаком, позволяющим проследить отраженную зональность, служит изменение характерных габитусных форм, описанное В.И.Зубовым [1976]. В платиновых россыпях таким признаком является соотношение платиновых минералов, концентрация которых в магматогенных месторождениях, связанных с ультраосновными массивами, отражает степень расчлененности последних. При этом платина и палладий концентрируются преимущественно в дунитах, а осмий и иридий — в ультраосновных породах перидотитовой формации. Анализируя материалы И.Б.Мертье [Mertie, 1976] по платиновым россыпям бассейна Салмон-Ривер в районе Гудьнюс-Бей (Аляска), удается выявить признаки отраженной зональности в россыпях долин, дренирующих платиноносный массив Рэд Маунтин. Здесь она проявлена в изменении отношения Pt/Ir, содержаниях осмия и рутения, а также примеси золота. Достаточно сказать, что в россыпях вдоль восточного и южного склонов платиноносного массива содержание платины в концентрате падает от 95 до 50% при одновременном увеличении концентраций иридия (от 10 до 40%), осмия и рутения (от 3 до 10%).

Латеральная отраженная гипогенная зональность достаточно полно проявляется в сложных рудно-россыпных узлах с телескопированными коренными источниками, сформированными в несколько этапов и стадий рудообразования и принадлежащими к разным формационным или минеральным типам. В качестве примера назовем Хонорский россыпной узел (Якутия), источниками россыпей которого служат проявления касситерито-кварцевой и касситерито-силикатной формации. В Шерловогорском рудно-россыпном узле в Восточном Забайкалье зональность оловянно-вольфрамовых россыпей наблюдается в связи с исходной зональностью рудных месторождений, в которых, по Д.О.Онтоеву [1974], выделяются следующие минеральные зоны: в месторождении касситерито-кварцевой формации с вольфрамитом — вольфра-

*Подчеркнуты элементы, доминирующие в россыпи.

митовая грейзеновая и кварц-полевошпат-вольфрамит-касситеритовая, а в месторождении касситерито-силикатной формации – турмалино-сульфидно-касситеритовая и сфалерито-галенитовая со слабым сульфидно-касситеритовым оруденением. Расчленяющие рудное поле пади имеют радиально-концентрический рисунок и содержат комплексные россыпи, состав которых меняется от существенно вольфрамитовых до чисто касситеритовых. В пределах россыпных узлов такого рода не только наблюдается совместное нахождение оловянных, оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых россыпей, но и устанавливается присутствие касситерита, обладающего различными типоморфными признаками, свидетельствующими об их поступлении из разнородных рудных источников. Характерная особенность россыпей данных узлов – резкое несоответствие их продуктивности питающих их коренных источников.

Известны также россыпные узлы с более сложной зональностью россыпей, обусловленной сочетанием трех и более полезных компонентов; примером их могут служить некоторые россыпные узлы Забайкалья с редкометальными, вольфрамовыми и оловянными россыпями, размещение которых обусловлено наложением разнотипной минерализации нескольких этапов рудообразования (Агинский рудный район). Отраженная зональность в комплексных оловянно-редкометальных россыпях описана для района Сев. Лугулу [Kun, 1958-1959], где она обусловлена зональным распределением пегматитов различного типа, грейзенов и жильных образований. Максимальные концентрации тантало-ниобатов и, в частности, колумбита (до 40-50%) приурочены к россыпям на склонах батолитового массива и массивов-сателлитов, а касситерит концентрируется в россыпях, сосредоточенных в зоне разделяющего их плато, и в полосе, окаймляющей зону сателлитовых массивов (рис. 23).

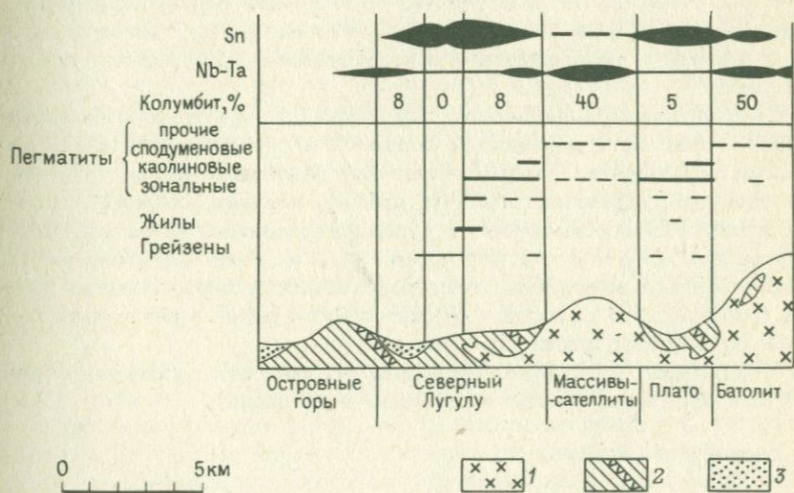


Рис. 23. Зональность распределения минерализации района Сев. Лугулу, отраженная в комплексных россыпях [Kun, 1958-1959].
1 - граниты, 2 - сланцы с жилами амфиболитов, 3 - рыхлые кайнозойские отложения

Особенности отраженной гипергенной зональности в россыпях позволяют достаточно четко локализовать источники их питания и определить относительный уровень среза. В качестве примера сошлемся на россыпи Модотинского олово-вольфрамового рудно-россыпного узла в МНР, описание которого приведено ниже.

Длительность становления россыпи как геологического тела предполагается, что в ее строении могут найти отражение не только процессы обновления экспозиции коренного источника, но и условия его выветривания, дезинтеграции, гипергенного изменения. В результате в составе россыпи проявляется смена зональных типов выветривания, приводящая к существенным литологическим различиям металлоносных осадков. Это явление представляет результат поступления материала в россыпь в условиях все возрастающего эрозионного среза, который вызывает уничтожение ранее сформированных кор выветривания и зон окисления с характерными для них чертами зональности и вторичного распределения полезного компонента.

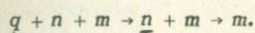
Возможность проявления в россыпях отраженной гипергенной зональности определяется существованием четких минералого-геохимических различий, характеризующих развитую кору выветривания или зону окисления рудных месторождений. С учетом влияния, которое явление гипергенного преобразования рудного вещества оказывает на россыпеобразование, эти различия могут быть разделены на следующие группы: 1) вторичные изменения вмещающей жильной массы; 2) увеличение или уменьшение крупности зерен полезного компонента, агрегация и диспергация; 3) перераспределение концентраций полезного компонента в объеме рудных пород, увеличение или уменьшение его содержания; 4) качественные изменения самого полезного компонента, в частности, для золота — увеличение его пробыности за счет высокопробных перегородок и кайм и образование "нового" золота; для шеелита и вольфрамита — выщелачивание, образование вольфрамовых охр.

Как и гипогенная зональность, отраженная гипергенная зональность россыпей может быть нормальной (прямой) и обратной. Обозначив минеральные ассоциации, характерные для различных частей вторично измененных рудоносных пород (например, верхних, средних и нижних горизонтов зоны окисления и рудных горизонтов, на затронутых выветриванием), соответственно через m , n и q , можно изобразить следующие случаи возможной последовательности переотложения указанных ассоциаций в россыпи, которые будут отвечать различным вариантам развития эрозионного среза.

А. Нормальная (прямая) гипергенная зональность россыпей (образуется при прогрессирующем обновлении экспозиции):

1. $m \rightarrow m + n \rightarrow m + n + q$;
2. $m \rightarrow n \rightarrow q$;
3. $m \rightarrow \underline{n} + m \rightarrow \underline{q} + n$.

Б. Обратная гипергенная зональность россыпей (возникает в ходе частичного захоронения ранее вскрытого источника с развитой зоной окисления):



Изменчивость состава золота в россыпях, обусловленная преобразованием в зоне окисления или коры выветривания, описана в работах Н.В.Петровской [1973], С.Н.Яблоковой, Л.А.Николаевой (1978 г.). Коры выветривания и зоны окисления при этом могут не сохраняться, поскольку их образование нередко отделено от времени непосредственного формирования россыпи как геологического тела значительным промежутком времени. Присутствие и особенности распределения в россыпях золота с межзерновыми перегородками и высокопробными оболочками, золота в "рубашке", а также "нового" золота можно рассматривать как одно из проявлений отраженной гипергенной зональности золоторудных коренных источников, которое не только служит критерием относительного времени поступления золота в россыпь (Л.А.Николаева, 1978 г.), но и позволяет выделить этапы размыва золотоносных кор выветривания и воссоздать картину переотложения и консервации золота в самой россыпи.

Воссоздание гипергенной зональности по вторичным изменениям полезного компонента, по-видимому, возможно и в вольфрамовых россыпях. Здесь отправными моментами могут служить присутствие "вольфрамовых охр" или следы замещения вольфрамита гидроокислами железа и марганца, указывающие соответственно на кислую или щелочную среду при выветривании коренных источников вольфрамита и шеелита [Чухров, 1947; Яхонтова, 1954]. В вольфрамовых (вольфрамитовых и шеелитовых) россыпях, формирование которых охватывало длительный промежуток времени, характеризующийся сменой зонального типа выветривания, теоретически возможно обнаружение следов гипергенной зональности, проявленной в различной степени и характере изменения обоих компонентов. Например, для шеелитоносных отложений Приполярного Урала отмечалось, что шеелит, поступающий в россыпи в условиях криогенного выветривания, отличается повышенной трещиноватостью и ноздреватым ячеистым строением, свидетельствующим о выщелачивании зерен. В конечном итоге этот процесс, характеризующий четвертичную зону гипергенеза вольфрамовых месторождений, приводит к образованию глиноподобных "мучнистых" масс шеелита в рыхлых отложениях ([Вакар, 1941]; В.Н.Охотников, 1975 г.).

Устойчивость касситерита в зоне гипергенеза приводит к тому, что достоверных следов его химических изменений в россыпях пока не установлено. Вместе с тем, для оловоносных россыпей могут быть выделены достаточно надежные критерии отраженной гипергенной зональности коренных источников с учетом вторичных изменений минералов-спутников и самой жильной массы. Наиболее частым случаем является отражение в составе россыпи материала из горизонтов коренного источника, затронутых окислением, и неизмененных руд. На россыпных проявлениях, сопровождающих коренные источники касси-

терито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций и формирующихся в условиях устойчивого врезания, при котором современные долины углублены ниже подошвы зоны окисления, связанной с древней поверхностью выравнивания, обычна следующая картина. В элювиально-склоновых и ложковых россыпях, приуроченных к верхнему ярусу рельефа — древней поверхности выравнивания, доминирует касситерит, полностью высвобожденный из рудной массы; широко представлены разложившиеся сульфиды и гидроокислы железа, характерные для верхних горизонтов зоны окисления; сростки касситерита с жильными минералами практически отсутствуют. В молодых же россыпях, связанных с современным днищем долины (пойменных и I надпойменной террасы), обильны сростки касситерита с неизменными сульфидами, указывающие, что формирование этих россыпей происходило за счет более глубоких горизонтов рудных источников, вскрытых в нижнем ярусе склонов. В сложно построенных россыпях, сформированных в ходе прогрессирующего врезания и вскрытия коренных источников с развитой зоной окисления, по соотношению касситерита (различной степени высвобождения) и составу гипергенных минералов удается проследить этапность развития эрозионного среза, а также определить относительный возраст зоны окисления.

Одним из важнейших факторов распределения полезного компонента в россыпи является миграционная способность минерала, определяемая его плотностью, твердостью, хрупкостью и химической устойчивостью, которые по-разному реализуются в зависимости от литодинамических особенностей россыпеобразующего потока. Миграционная способность минералов определяет основные параметры россыпи: длину, распределение содержаний, выдержанность, приуроченность к тем или иным порядкам долин. От нее зависят дальность транспортирования полезного компонента определенных классов и морфологии, местоположение и протяженность зон концентрации и рассеяния и т.д. Накладываясь на отраженную гипогенную и гипергенную зональность, миграционная зональность обуславливает важнейшие особенности внутреннего распределения полезного компонента в теле россыпи. По данным Ю.В.Шумилова, в большинстве россыпей довольно четко разграничиваются зоны концентрации и рассеяния [“Проблемы ...”, 1970] — области, характеризующиеся соответственно преимущественным накоплением определенных классов полезного компонента или различающиеся по его морфологии. В золотых россыпях зонально распределение сферичных и уплощенных золотинок (М.Д.Тищенко, 1974 г.; К.В.Кистеров, 1976 г.). В оловянных россыпях удается проследить поведение сростков, монокристаллов и осколков зерен. Транспортировка касситерита сопровождается также прочностным отбором и избирательным выносом элементов-примесей (И.А.Карякин, 1978 г.).

Закономерное изменение крупности полезного компонента по длине россыпи по мере удаления от коренного источника представляет, таким образом, одно из проявлений миграционной зональности. В зависимости от исходных свойств рудной массы и формы выделения полезного компонента распределение крупности не всегда отражает пре-

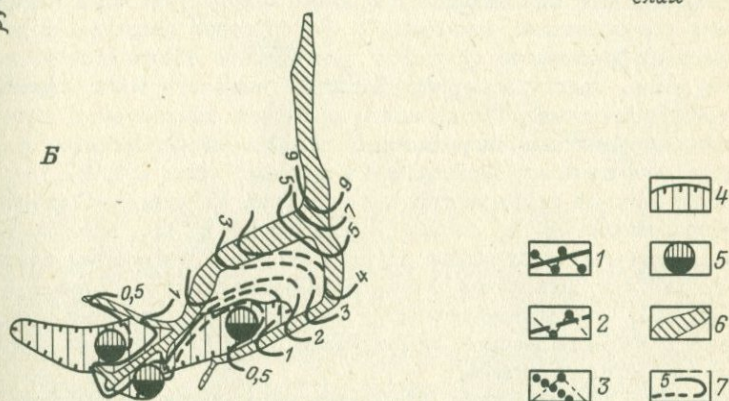
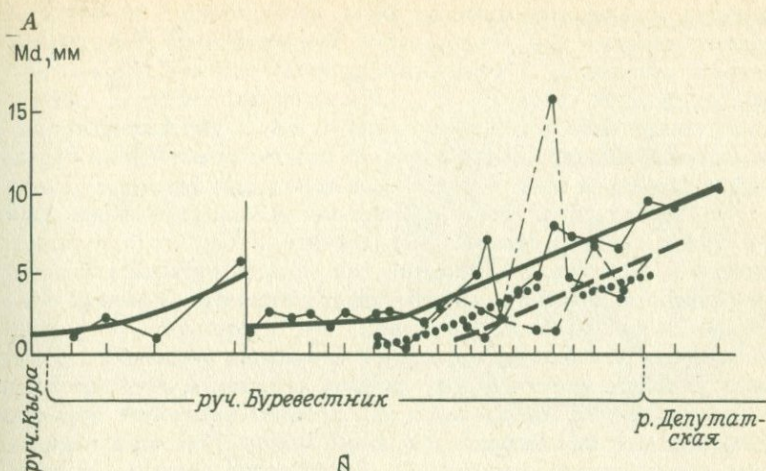


Рис. 24. Миграционная зональность в россыпях, связанных с коренными источниками касситерито-силикатной формации:

A – продольная, *B* – латеральная,

Изменение медианного диаметра (Md) концентрата: 1 – в россыпи современного дна и I надпойменной террасы; 2 – россыпи II надпойменной террасы; 3 – в россыпи III надпойменной террасы; 4 – рудное поле; 5 – коренные источники; 6 – россыпи; 7 – изолинии медианного диаметра оловянного концентрата

имущественный разнос мелких и тонких фракций. В россыпях, связанных с касситерито-силикатными рудами, отмечается, на первый взгляд, парадоксальная картина – увеличение крупности оловянного концентрата вниз по россыпям. Например, по длине центральной россыпи Депутатского оловоносного узла происходит почти пятикратное укрупнение концентрата, которое объясняется двумя причинами: 1) более быстрым истиранием касситерита, высвобожденного из рудной массы, нежели касситерита в сростании с кварцем и турмалином; 2) повышенной миграционной способностью сростков, плотность которых в зависимости от содержания турмалина и кварца в 1,5–2,0 раза меньше, чем у касситерита.

Указанная особенность наиболее четко проявляется в изменении медианного размера (Md) оловянного концентрата по мере удаления от коренного источника. В продольном разрезе россыпи Кыра-Буревестник-Депутатская (рис. 24, А) выделяются два участка, на которых происходит направленное изменение Md . Верхний участок характеризуется выносом касситерита из долины ручья Кыра. При пересечении центральной части рудного поля происходит заметное уменьшение Md касситерита. Ниже размерность концентрата снова растет и в долине р. Депутатской Md достигает 10, что в 4 раза превышает его значения, характерные для области питания россыпи. Эта тенденция сохраняется и в террасовых россыпях. Обращает также внимание скачкообразное изменение Md в россыпи II надпойменной террасы. Анализируя продольное изменение медианного размера, можно уверенно наметить зону питания россыпи и зону рассеяния полезного компонента. Для россыпей касситерито-кварцевой формации, как мы видим, они характеризуются прямо противоположной тенденцией, чем для россыпей, связанных с существенно кварцевыми рудами. Поскольку увеличение крупности концентрата отмечается по всем россыпям узла, представляется возможным выделить зоны, характеризующиеся определенным медианным размером концентрата, которые отражают различие миграционной способности касситерита в зависимости от формы его нахождения в россыпи (рис. 24, Б).

Сходная картина наблюдается и в россыпях Куйвиеем-Гыргычанской группы. Например, по данным В.А.Воронина и др., вниз по россыпи руч. Гыргычан происходит двух-трехкратное увеличение класса -0,5 мм за счет распада мономинеральных сростков класса +(0,5-3) мм. Содержание крупного класса +3 мм, представленного сростками с жильной массой, практически стабильно по всей восьмикилометровой длине россыпи.

Естественно предположить, что продолжительность пребывания касситерита в россыпи и неоднократное его переотложение должны создавать тот же эффект, что и дальность транспортировки. Иначе говоря, мы вправе ожидать, что в россыпях, образованных за счет руд, богатых силикатами, крупность концентрата увеличивается от более древних струй к более молодым. Таким образом, консервирующее влияние рудной массы, в первую очередь различных силикатов, турмалина, хлорита и аксинита, может определять важнейшие черты как горизонтальной, так и вертикальной зональности вещественного состава россыпей олова.

Если для россыпей ближнего сноса миграционная зональность не выходит за рамки локальной площади (долины, россыпного поля, рудно-россыпного узла), то в россыпях дальнего переноса она может охватывать целые россыпные районы. Характерным примером проявления региональной миграционной зональности являются изменения состава россыпных минералов в комплексных прибрежно-морских россыпях, обусловленные различной устойчивостью минералов в процессе длительной транспортировки. М.Д.Эльянов (1977 г.) приводит данные, свидетельствующие о следующих изменениях отношений средних содержаний основных россыпных минералов в россыпях Среднего Приднестровья. В полтавско-сарматских прибрежно-морских россыпях

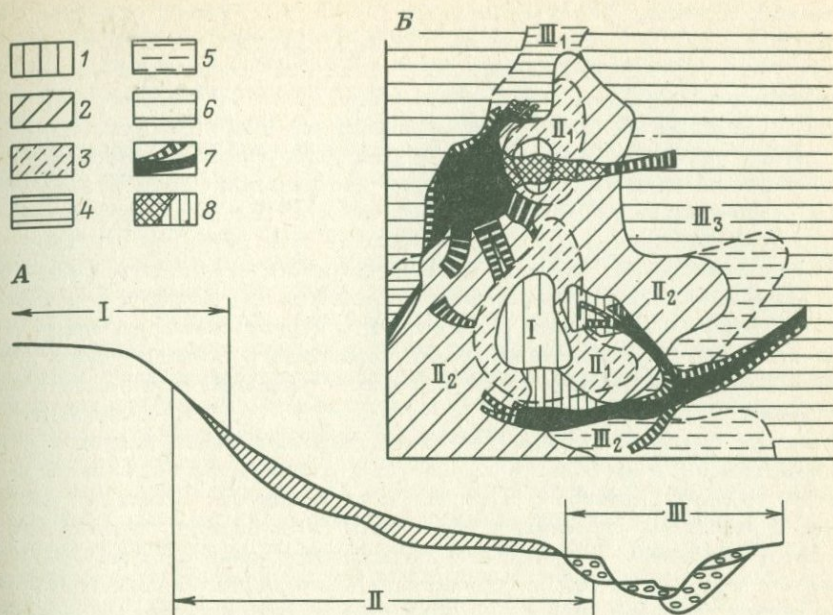


Рис.25. Схема локальной геоморфологической зональности оловянных россыпей в континентальных районах.
 А – принципиальный разрез; Б – геоморфологическая зональность в Тенкелийском россыпном узле (Северо-Восточная Якутия). Зоны: I – элювиально-склоновых россыпей (1); II – склоновых и ложковых россыпей; III – аллювиальных россыпей различных морфологических типов. Подзоны: 2 – россыпей курумовых и солифлюкционных склонов (II₁); 3 – ложковых россыпей (II₂); 4 – долинных россыпей (III₁); 5 – долинных, террасоувальных россыпей и близповерхностных россыпей древних долин (III₂); 6 – погребенных и сложных многоярусных россыпей древних долин (III₃). Россыпи: 7 – аллювиальные промышленные и непромышленные; 8 – элювиально-склоновые промышленные и непромышленные

правобережья Днепра отношение ильменит:рутил:циркон составляет 6,5:1,8:1,0; в тех же россыпях на левобережье Днепра оно равно 6,5:1,5:1,0, а в россыпях Днепровско-Донецкой впадины 2,7:1,5:1,0. Указанные изменения, как показано М.Д.Эльяновым, не связаны с различиями источников питания, а свидетельствуют о глубокой дифференциации терригенного материала. Чем дальше россыпи удалены от источника сноса, которым в данном случае является Украинский щит, тем больше возрастает роль циркона и уменьшается относительное содержание ильменита, хотя он и остается доминирующим минералом всех россыпей.

Геоморфологическая зональность россыпей, впервые детально охарактеризованная Ю.А.Билибиным [1938], впоследствии была описана для различных минеральных видов россыпей и россыпных

провинций [Рожков, 1948; Жилинский, 1956; Б.В.Рыжов, 1973 г.; Патык-Кара, 1976]. Она проявляется в: 1) распределении генетических типов россыпей; 2) фациальных различиях россыпей; 3) их морфологическом разнообразии, отражающем в сжатом виде историю развития россыпи; 4) закономерном размещении участков остаточного обогащения, транзита, концентрации и рассеяния полезного компонента.

Наиболее распространенное сочетание генетических типов россыпей в рудно-россыпных узлах, расположенных во внутриконтинентальных районах, показано на рис.25. Каждая из трех основных зон характеризуется своими чертами баланса полезного компонента. В зоне элювиально-склоновых россыпей, совпадающей с участками вершинных поверхностей, осыпными, курумовыми и курумово-солифлюкционными склонами с преобладанием резко выраженного отрицательного баланса материала, происходит формирование россыпей остаточного обогащения ("перловия склонов" [Шанцер, 1966]). Зона склоновых и ложковых россыпей включает участки солифлюкционных склонов с зарождающимися в их области деллями и верховьями логов, а также области склоновых шлейфов, развитых логов и конусов выноса. В ней наряду с участками отрицательного баланса преобладают транзит и частичное накопление материала. Расположенные здесь россыпи обнаруживают черты остаточного обогащения (непосредственно над выходами рудных тел) или образовались за счет привноса материала с вышележащих участков склона. В зоне аллювиальных россыпей баланс полезного компонента, как было показано И.П.Карташовым [1972], тесно связан с динамическими фазами развития долин, которые определяют пространственное размещение зон накопления и рассеяния в россыпи.

В каждой зоне, как правило, выделяются участки с различным набором морфогенетических типов и подтипов россыпей, последовательность которых определяется режимом развития морфоструктуры на протяжении основных этапов россыпеобразования. Б.В.Рыжовым (1973 г.) описан ряд от старых долин древнего цикла к зрелым и молодым долинам нового цикла, характерный для участков молодого (верхнеплейстоцен-голоценового) воздымания, сопровождающегося регрессивно распространяющейся эрозией. Очень часто сверху вниз по долинам древние плиоцен-раннеплейстоценовые ложковые россыпи сменяются комплексом россыпей современных долин и совмещенных с ними россыпей древних тальвегов, а затем погребенными плиоцен-раннеплейстоценовыми и, возможно, более древними аллювиальными россыпями. Весьма распространен также следующий тип геоморфологической зональности аллювиальных россыпей (сверху вниз): от долинных россыпей через сложные струйчатые россыпи, связанные с разновозрастными тальвегами в основании террасовала, к погребенным пластам.

Рассматривая особенности концентрации металла в россыпях с длительной историей формирования, мы можем наблюдать миграцию в пространстве участков концентрации и рассеяния полезного компонента. Например, при устойчивой тенденции долин к врезанию в строении россыпей будет сказываться последовательное вовлечение в сферу денудации глубоких горизонтов рудного месторождения и выпадение из сферы питания россыпи рудных тел, расположенных в верхнем яру-

се склонов и на междуречье; к этому присоединяются перестройка долин, изменение конфигурации бассейна сноса, изменение режима осадконакопления. На площадях, охваченных на протяжении четвертичного периода аккумуляцией, в зависимости от уровня денудационного среза и вертикального диапазона коренного источника либо формируется мощная трансгрессивно построенная толща металлоносных осадков, либо, наоборот, происходит резкое уменьшение концентраций, а иногда и полное прекращение россыпеобразования.

В последовательной смене россыпей одного и того же этапа россыпеобразования мы можем, таким образом, установить определенный режим формирования россыпей, проявленный в размещении участков остаточного обогащения, транзита рудного материала, его концентрации и, наконец, рассеяния. В каждом случае он будет зависеть от протяженности эродируемого участка рудного поля, общей направленности и локальных различий эрозионно-денудационных процессов, фациальных особенностей условий осадконакопления.

Пространственную последовательность размещения генетических и фациальных групп россыпей (в пределах россыпного узла), связанных с определенным этапом россыпеобразования, можно определить как этапную зональность. В соответствии с ритмами, на которые разбиваются отдельные этапы, иногда можно восстановить и более подробную картину зональности в пределах россыпей различных стадий.

Возвращаясь к схеме геоморфологической зональности Ю.А. Билибина, мы видим, что в ней отражена эволюция развития россыпей от этапа к этапу, приводящая к образованию месторождений, сформированных в несколько циклов развития долин или соответственно в несколько этапов россыпеобразования. Этот вид геоморфологической зональности сочетает черты последовательного наложения и преобразования россыпей нескольких этапов. В ней в сжатом виде запечатлены региональные и локальные черты истории развития россыпной металлоносности территории.

Описанные черты зональности россыпных месторождений в той или иной мере присутствуют во всех россыпях в зависимости от особенностей коренного источника, условий его вскрытия и денудации, истории развития россыпей. В отдельных случаях удается достаточно полно проследить сочетание нескольких видов зональности (например, отраженной гипогенной, миграционной и геоморфологической — в большинстве оловянных и оловянно-вольфрамовых россыпей; отраженной гипогенной и миграционной — в платиновых россыпях района Гудньюс-Бей; отраженной гипергенной, миграционной и геоморфологической — во многих золотых россыпях и т.д.).

Зональность россыпных месторождений как проявление упорядоченного направленного изменения важнейших свойств россыпей позволяет:

- детально образом восстановить историю их формирования;
- разграничивать влияние различных факторов, определяющих строение россыпи;
- выявлять аномалии в распределении тех или иных параметров и характеристик россыпей;
- предсказывать особенности строения и состава недостающих звеньев и невыявленных частей россыпи.

На фоне общих особенностей, обусловленных рассмотренными выше главными факторами формирования россыпных месторождений, россыпи различных полезных ископаемых отличаются большим разнообразием условий залегания, возрастного диапазона, литологического и минерального состава, строения плотика и продуктивной толщи, широкими пределами колебаний параметров образуемых месторождений. Ниже описаны наиболее характерные особенности основных минеральных групп россыпей (благородных металлов; олова и вольфрама; тантала и ниобия; циркония, титана и редких земель), представляющие интерес при их поисках и прогнозировании. При характеристике каждой группы особое внимание уделено тем морфогенетическим, возрастным и минеральным типам россыпей, которые на сегодня представляются наиболее перспективными, а также типам, не получившим по разным причинам должного освещения в литературе. В частности, при описании россыпей благородных металлов, олова и вольфрама подчеркнуты их важнейшие особенности, обусловленные морфоструктурной позицией и принадлежностью к тем или иным морфогенетическим типам. Отличительной же особенностью россыпей тантала и ниобия является их разнообразный минеральный состав (танталит, колумбит, пироклор, микролит, лопарит и др.), обусловленный типом коренных источников, при сравнительно ограниченном наборе морфогенетических типов. При характеристике титано-циркониевых россыпей мы старались подчеркнуть важнейшие отличия двух главных их совокупностей россыпных месторождений, принадлежащих соответственно к россыпям ближнего сноса и дальнего переноса. Во всех случаях особое внимание уделено древним и погребенным россыпям, уже играющим ведущую роль в добыче многих видов полезных ископаемых при неуклонном возрастании их значения по мере отработки близповерхностных месторождений.

Россыпи золота и платины

Благодаря работам многих исследователей (Ю.А.Билибин, Н.А.Шило, И.С.Рожков, А.П.Божинский, Г.П.Волярович, Ю.П.Казакевич, И.П.Карташов и др.) в литературе широко освещены условия формирования, залегания и строения россыпей золота и платины.

Вместе с тем еще недостаточно изучены и отражены в литературе россыпи, характеризующиеся сложными геолого-геоморфологическими условиями залегания, морфологией и строением. К ним относятся некоторые россыпи ледниковых районов, россыпи стабильных морфоструктур, россыпи долин высоких порядков, развитых в областях горного рельефа, россыпи мезо-кайнозойских континентальных впадин, карстовые россыпи. Выявление таких образований сопряжено со значи-

тельными трудностями в связи с тем, что методика их поисков практически не разработана.

В данном разделе основное внимание уделено геолого-геоморфологическому положению этих россыпей.

Россыпи в районах, подвергшихся оледенениям, известны на Северо-Востоке СССР, Полярном Урале, в Байкальской горной стране, Кузнецком Алатау, Джугджуре и т.д. Сложные взаимоотношения с отложениями ледникового ряда, большая глубина залегания, достигающая сотен метров, обводненность отложений — все это значительно затрудняет изучение россыпей этого типа. Территории многих золотоносных районов в четвертичном периоде подвергались оледенениям неоднократно, но наибольшее влияние на характер россыпной золотоносности оказали средне- и позднеплейстоценовые оледенения (самаровское и зырянское в Сибири, канзасское, иллинойское и висконсинское в США). По особенностям россыпной золотоносности следует различать районы непосредственного развития ледников и перигляциальную зону. Характерные особенности россыпной золотоносности районов оледенения были подмечены еще Ю.А.Билибиным [1938], отметившим такие черты, как выпаживание и размыв доледникового аллювия, влияние ледникового подпруживания на образование россыпей в эпигенетических участках и сохранение доледниковых россыпей, золотоносность отложений ледникового ряда.

Для горнодолинного оледенения Ю.А.Лаврушин (1969 г.) выделяет три основные зоны преобразования россыпей золота ледниками: 1) преобладающей экзарации; 2) преобладающей транспортировки донной морены; 3) ледниковой разгрузки. Интенсивность воздействия ледника на россыпи зависит от целого ряда факторов, и прежде всего от положения россыпей в той или иной зоне. В первой зоне ледниковые россыпи практически не сохраняются. В зоне преимущественной транспортировки моренного материала, где экзарация проявилась более локально, россыпи сохраняются в основном в бороздах и углублениях коренного плотика. При пластическом течении льда роль экзарации заключалась в захвате отторженцев донной морены, в изменении первоначальной морфологии россыпей и разубоживании доледникового аллювия моренным материалом. При заполнении ледником террасированной долины наибольшей экзарации подверглись россыпи, лежащие в днище и на низких террасах. Наконец, в зоне ледниковой разгрузки доледниковые россыпи сохраняются довольно часто, и тем лучше, чем больше мощность перекрывающих россыпи незолотоносных рыхлых отложений доледникового возраста.

Характерным примером россыпей, расположенных в зоне преобладающей транспортировки донной морены, являются россыпи одной из внутригорных впадин Северо-Востока СССР. Впадина выполнена аллювиальными, озерно-аллювиальными отложениями и отложениями ледникового ряда с доледниковым аллювием в основании рыхлой толщи. Строение разреза сложное, непостоянное, что обусловлено активным воздействием ледника на доледниковый аллювий, который вследствие экзарации местами выпадает из разреза. Общая мощность рыхлых отложений впадины составляет более 300 м, а суммарная мощность мо-

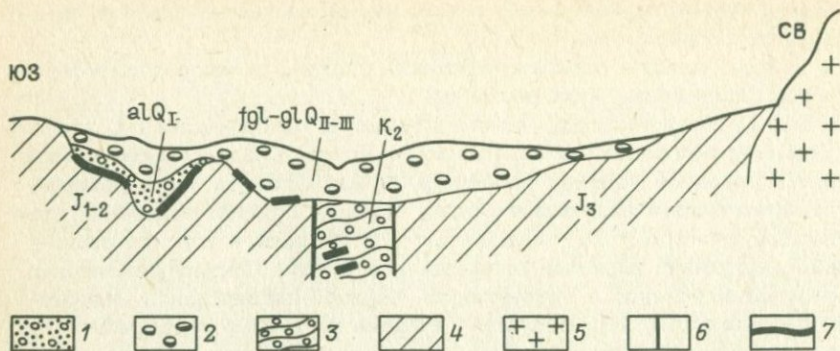


Рис.26. Положение россыпей золота во внутригорной впадине.
 1 - гравийно-галечные отложения; 2 - валунно-галечные отложения;
 3 - конгломераты; 4 - терригенные и вулканогенные породы фунда-
 мента и горного обрамления впадин; 5 - граниты; 6 - разломы; 7 - рос-
 сыпи золота; al - аллювиальные отложения, fgl - gl - отложения
 ледникового ряда

рен, водно- и озерно-ледниковых отложений превышает 150 м (рис.26). Рельеф дна имеет эрозионное происхождение, отчасти преобразован экзарацией. Древние долины террасированы, самый верхний, 85-90-метровый уровень сохранился только в одной долине. Россыпи золота развиты в днище и на террасах. Большинство россыпей сформировано в условиях обычного развития эрозионно-аккумулятивных форм в процессе поднятия, предшествующего заложению впадины, и являются плотиковыми. В отдельных участках формирование россыпей продолжалось на начальных этапах прогибания в условиях накопления аллювия, сопровождавшегося кратковременными размывами. В таких условиях была образована россыпь, представляющая собой 30-метровую золотоносную аллювиальную толщу, включающую до 6 обогащенных пропластков мощностью от 0,8 до 6,5 м.

В.И.Крутоусом и А.Г.Беккером [“Материалы...”, 1974] было показано воздействие движущихся ледников на доледниковые россыпи. На 30-метровой террасе россыпи сохранились лишь в тыловой части, на остальной поверхности - только в эрозионных бороздах и различных понижениях плотика. На всех выступах плотика лежат либо лед, местами содержащий в области соприкосновения с плотиком гальку и песчано-гравийный материал, либо донная морена, включающая отторженцы коренных пород и скопления аллювия. Наряду с участками, где золотоносный аллювий не утратил своего первоначального облика, есть и такие, где аллювий переработан полностью и замещен материалом донной морены. Отторженцы имеют линзовидную форму, длина их 6-10 м, толщина 0,5-1 м. Распределение золота часто характеризуется постепенным нарастанием концентраций от кровли пласта к поверхности плотика и падением содержаний в плотике. В плане линия границ экзарации извилистая, неровная.

Сравнительное изучение россыпей на террасах различного уровня и на участках долин с разным продольным уклоном показывает, что наибольшему воздействию ледника подверглась россыпь нижнего 20–25-метрового уровня, наименьшему – высокого 85–90-метрового уровня. Формирование россыпей сопровождалось проявлениями активной тектонической деятельности, так, одна из них деформирована надвигом, прослеженным разведочными выработками на расстояние 700 м. Юрские песчано-глинистые сланцы и поздне меловые конгломераты надвинуты на этом участке на раннеплейстоценовые золотоносные аллювиальные отложения с амплитудой смещения 140 м (рис.27).

Сравнительно редки и плохо изучены россыпи золота в водноледниковых отложениях; лишь в последнее время они выявлены в некоторых районах. Например, в одном из них водноледниковые россыпи, связанные с горизонтом валуно-галечных отложений мощностью до 8 м, заключены в золотоносной морене среднеплейстоценового оледенения. В продуктивном горизонте золото распределено крайне неравномерно, образуя пропластки повышенной концентрации на разных высотных интервалах – в основании, средней и

верхней частях продуктивного горизонта. По данным М.М.Задорнова, одна из россыпей приурочена к отложениям оза, образовавшегося в фазу отступления среднеплейстоценового ледника, и повторяет сложные извилистые очертания этой аккумулятивной формы. Водноледниковые россыпи известны и в одной из внутригорных впадин, где, по данным В.И.Крутоуса, верхняя часть россыпи приурочена к узкому тальвегу, представляющему фрагмент маргинального канала, выработанного в коренных породах, а нижняя залегает в толще галечно-валунного материала, заключенного внутри среднеплейстоценовой морены. Сверху вниз по простиранию россыпи концентрации и размерности золота быстро уменьшаются, но золото крупностью более 2 мм преобладает, составляя 78,6 %. Протяженность россыпи первые сотни метров.

Характерный пример россыпных месторождений, сформированных в

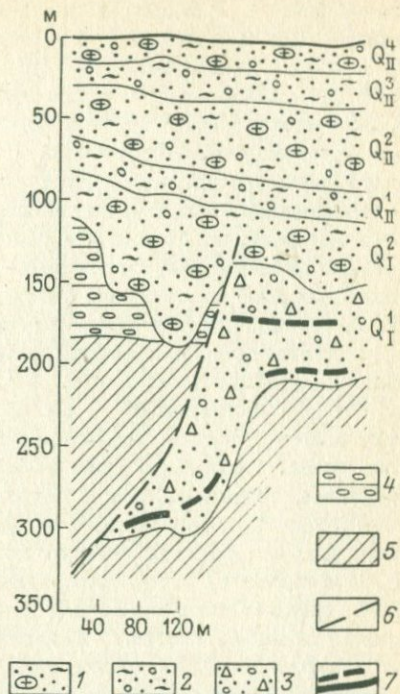


Рис.27. Надвиг коренных пород в днище впадины (по А.Г.Беккеру).

1 – ледниковые отложения; 2 – межледниковый аллювий; 3 – доледниковый аллювий; 4 – верхне-меловые конгломераты; 5 – коренные породы верхоянского комплекса; 6 – линия надвига; 7 – россыпи золота

горном районе, испытавшем неоднократное воздействие оледенений, представляют комплексные платиновые россыпи бассейна Сэлмон-Ривер в районе Гудньюс-Бей на Аляске. По данным И.Б.Мертье [Mertie, 1976], сложная многокилометровая россыпь р. Сэлмон с притоками, образованная за счет разрушения платиноносного дунитового массива Рэд-Маунтин, включает россыпь современного днища долины, россыпь, залегающую в основании террасового уровня, и струю, не связанную с современной долиной и отличающуюся от долинной россыпи ниже ручья Хэппи-Крик. Россыпной район Гудньюс-Бей подвергался неоднократным оледенениям, оставившим следы в рельефе и оказавшим различное влияние на строение россыпей. Наиболее древняя реконструируемая доледниковая плиоценовая долина, сток по которой, по-видимому, осуществлялся и в начале небрасского оледенения, располагалась предположительно в восточном борту долины Сэлмон. Небрасский ледник (N_2), наступавший с востока и оставивший перемытую впоследствии морену, оказал сильное экзарационное воздействие на отложения этой долины, однако не уничтожил полностью скопления платиновых минералов, сохранившиеся в углублениях древнего ложа. После отступления ледника долина распалась на части и дренировалась некоторое время двумя потоками, один из которых был направлен на север из руч. Платинового, о чем свидетельствует локальное повышение содержания иридия в террасовой россыпи, а другой, уходивший на юг, сформировал древнюю россыпь, вытянутую по направлению к заливу Чагван-Бей (см.рис.56). Единый бассейн Сэлмон-Ривер со стоком на юг, по-видимому, вскоре восстановился; считают, что уже к концу раннего плейстоцена здесь снова возникла единая долина с несколько более крутым уклоном, чем у современной.

Канзасское оледенение не оставило четких следов в рельефе россыпного узла, но, по мнению И.Б.Мертье, сыграло существенную роль в распределении золота в россыпях южного фланга долины Сэлмон-Ривер. Межледниковая долина ярмутского возраста (Q_{II}) была родоначальником современной долины р. Сэлмон в ее теперешнем виде: именно с этого времени за счет размыва ледниковых и водноледниковых отложений в россыпь Сэлмон-Ривер в виде примеси и начала поступать золота.

Влияние иллинойского оледенения (Q_{II}) проявилось в районе двояко. Во-первых, ледник Гудньюс, спускавшийся по долине р. Смоллс и отложивший эрратические валуны на высоте около 200 м на северном склоне Рэд-Маунтин, по-видимому, осуществлял экзарацию платиноносных пород и рыхлых отложений этой части массива; кроме того, накопившиеся в ходе его отступления флювиогляциальные отложения (в истоке р. Сэлмон) при последующем размыве вошли в состав аллювия современной долины. Другой ледниковый язык - Уна-лук - оказал выпаживающее воздействие на южный фланг террасовой россыпи р. Сэлмон в районе руч. Хэппи-Крик, где ее промышленный контур резко обрывается; более древняя и глубже залегающая струя при этом не была затронута ледником. Начиная с сингамонской межледниковой трансгрессии (Q_{III}^1), которая способствовала подпору русла р. Сэлмон, непосредственное воздействие оледенения на россыпеобразование в ее бассейне прекратилось.

К сложному типу россыпей относятся также россыпи стабильных морфоструктур, где процессы россыпеобразования обусловлены чередованием эпох увеличения и уменьшения водности потока в связи с изменением климатической обстановки. Уменьшение водности потока приводило к перегрузке долины рыхлым материалом, содержащим золото в рассеянном виде (при наличии на склонах или водоразделах его рудопроявлений). При увеличении водности потока происходил размыв золотосодержащей толщи, что способствовало формированию россыпи. Неоднократная смена стадий накопления и размыва в долине приводила к формированию комплекса россыпей, названного нами совмещенным [Флеров, 1971].

Этот комплекс россыпей широко распространен на структурах древней консолидации со слабо дифференцированным характером неотектонических движений, где стадии развития долин тесно связаны с уменьшением и увеличением транспортирующей способности водотоков, приходящимися в перигляциальной и умеренной зонах соответственно на ледниковые и межледниковые эпохи. Комплекс включает группу разновозрастных россыпей, обычно параллельных друг другу, располагающихся на коренном днище долины практически на одном высотном уровне. Наиболее четко он выражен в тех долинах, которые развивались с односторонним смещением русла. В этом случае разновозрастные россыпи разобщены интервалами с низкими концентрациями золота; самая молодая россыпь — наименее продуктивная, приурочена к современному руслу, а наиболее древняя и, как правило, самая продуктивная — к противоположному борту долины, где она обычно погребена под толщей склоново-аллювиальных отложений (рис. 28). Чаше в таких районах молодые россыпи не образуются и в русле нет даже шликового золота. Это обусловлено тем, что вследствие достижения склонами профиля равновесия золото с них не поступает.

В силу этих причин во многих районах с "дряхлым" рельефом на первых этапах исследований многие россыпи были пропущены, и только впоследствии были открыты погребенные пласты на противоположных от русла бортах долин.

Во многом еще не изучены золотосные россыпи долин высоких порядков в горных районах. Располагаясь на широком плоском коренном ложе и цоколе низких террас в долинах высоких порядков, эти россыпи являются продуктом их длительной эволюции. Длительность формирования россыпей находится в зависимости от порядка долины. Источник россыпей, как правило, совмещен с долиной; дополнительное поступление золота происходит из притоков. Россыпи гетерогенны, поскольку формировались в условиях сочетания процессов глубинной и боковой эрозии. По сути, в контуре россыпей долин высоких порядков объединяются отдельные элементарные виды россыпей, сформированные в процессе последовательной смены стадий развития долины. Они включают в себя инстративные россыпи в эрозионных углублениях, абразионные — на надтальвеговых ступенях и перстративные, которые являются продуктом неоднократного перемыва водным потоком собственных отложений в стадию равновесия.

Протяженность россыпей в долинах высоких порядков достигает многих километров. Россыпи характеризуются очень сложным неравномер-

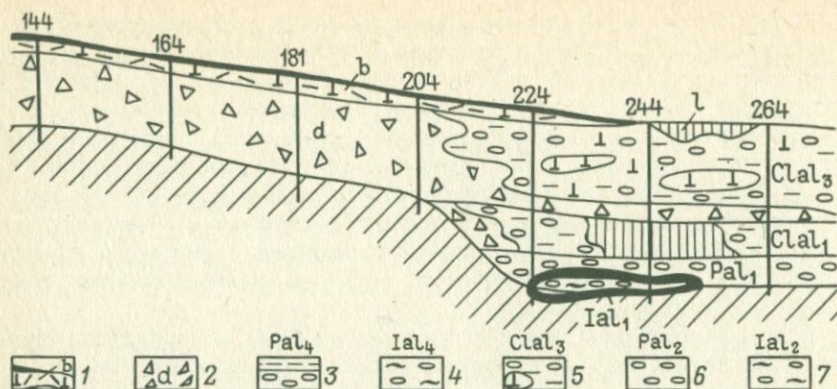


Рис.28. Строение рыхлой толщи и положение россыпей золота в
 1 - покровные суглинки; 2 - склоновые отложения; 3 - современный
 нового межстадиала; 5 - озерно-аллювиальные отложения эпохи позд-
 го межледникового (6-7); 6 - перстративный, субстративный; 7 -
 среднего плейстоцена. Аллювий плиоцена - раннего плейстоцена (9 -
 коренные породы; 12 - россыпи золота; 13 - разведочные выработки

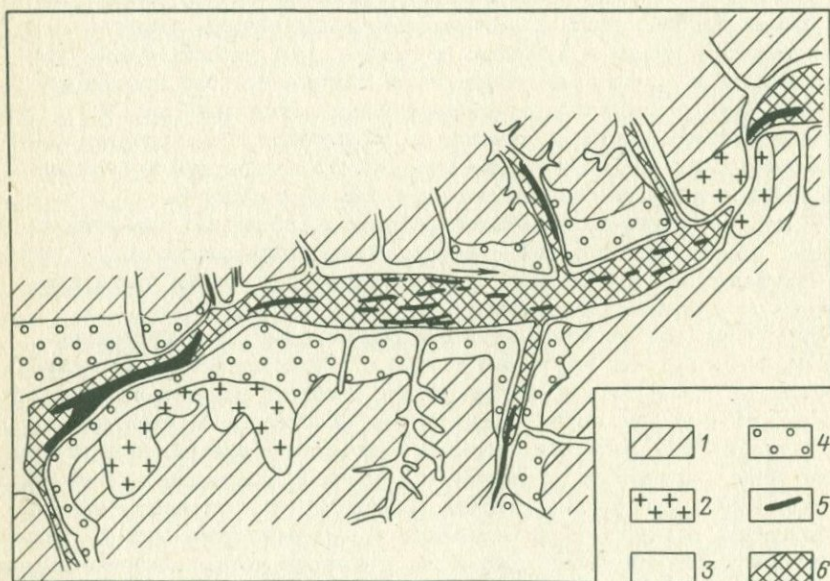
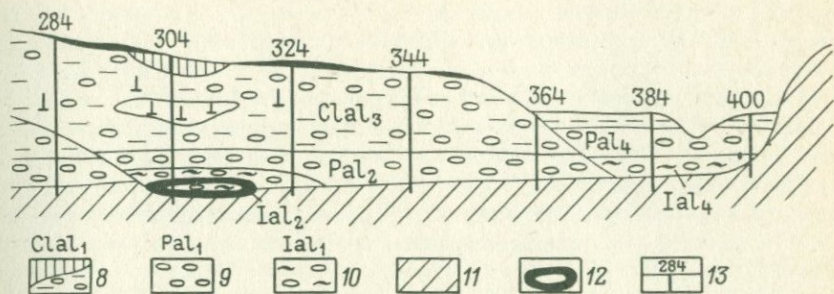


Рис.29. Положение россыпей в долине высокого (VII) порядка.
 1 - терригенные породы верхоянского комплекса; 2 - гранитоидные
 массивы; 3 - современный аллювий; 4 - пологие аккумулятивные
 склоны ("террасоувалы"); 5 - россыпи с повышенными концентрация-
 ми золота; 6 - площадь россыпей, установленная после проведения
 крупнообъемного опробования



стабильных морфоструктурах.

перстративный аллювий; 4 - инстративный аллювий позднеплейстоцено-плейстоценового оледенения с линзами льда. Аллювий казанцевско-инстративный; 8 - озерно-аллювиальные отложения эпохи оледенения 10); 9 - перстративный, субстративный; 10 - инстративный; 11 - и их номера

ным распределением золота. В плане - это сочетание линейных, промежуточных и гнездовых участков повышенных концентраций золота, объединенных в единый контур участками относительно пониженных содержаний, вследствие чего россыпи занимают все днище (рис.29). В некоторых золотоносных районах в долинах высоких порядков кроме обычных продольных россыпей известны поперечные (диагональные) россыпи, описанные Г.З.Горбуновым (1959 г.), происхождение которых связано с перетолжением россыпей притоков. При боковой эрозии нижняя часть россыпи притока была несколько перемещена вниз по течению. Характерно, что этот отрезок россыпи почти не изменил направления и не потерял связи с остальной частью россыпи притока, а лишь слегка изогнулся по течению реки.

Распределение золота по вертикали может быть различным. В большинстве случаев оно концентрируется в трещиноватых породах плотика. При этом сравнительно ровная верхняя граница пласта совпадает с поверхностью коренных пород, а нижняя весьма извилиста из-за глубокого проникновения золота по некоторым трещинам в плотике. Мощность пласта сильно изменчива - от 0,2 до 1,5 м, наименьшая мощность (0,2 м) нередко определяется трещиноватым плотиком. Такое строение характерно для россыпей долин VII-VIII порядков. Для россыпей долин VI порядка более характерна приуроченность золота к нижним горизонтам аллювия и плотику.

Еще более сложное распределение золота, обусловленное присутствием, с одной стороны, зерен очень крупного золота, с другой - гнезд мелкого золота, наблюдается в элементарных россыпях. Эта неравномерность столь значительна, что пробами малого объема (шурфы, скважины) подобные россыпи не удавалось разведать. Только при помощи крупнообъемного опробования устанавливаются истинные параметры россыпей долин высоких порядков.

Карстовые россыпи давно известны в древних консолидированных складчатых структурах Урала, Салаира, Енисейского края и на других золотоносных территориях, где широко развиты карбонатные породы. Они все еще не потеряли своего значения, особенно в старых приисковых районах. Карстовые россыпи приурочены к структурно-эрозионным депрессиям, строение которых заметно усложняется на участках развития карбонатных пород. В карстовых воронках и полостях Северного и Среднего Урала накапливались нижнеюрские, а на Западном Урале — олигоцен-миоценовые осадки. Карстово-котловинные россыпи севера Енисейского края представляют собой реликты древних плиоцен-нижнеплейстоценовых россыпей, генетически связанных с дат-палеогеновой и раннеолигоценовой корами выветривания. Золото встречается почти во всех воронках.

Карстовый тип россыпей на Урале в основном приурочен к осадкам нижнеюрского возраста. Россыпи образовались за счет кор выветривания, залегают на них и нередко погребены. В отложениях, вмещающих золото, преобладает каолиново-кварцевый материал — кварцевые галечники, пески, белые глины. Мезозойские карстовые отложения характеризуются преимущественно светлыми окрасками — светло-желтыми, светло-зелеными, серыми, в нижних горизонтах более темными — красными и зелеными. В составе гальки и валунов преобладают только устойчивые кремненные породы, яшмы, кварц; другие породы обычно сильно выветрелы; кроме глинистых минералов (монтмориллонит, каолинит) присутствуют устойчивые минералы тяжелой фракции — хромит, ильменит, рутил, циркон.

Третичные галечниковые пески сохранились среди известняков в виде небольших линз, плиоценовые характеризуются красным цветом, присутствием стяжений окислов железа и марганца. В пестроцветных глинистых осадках широко встречаются обломки боксита и лимонита.

И.С.Рожков выделил два типа карстовых россыпей. К первому отнесены россыпи, формирование которых происходило после или в процессе карстообразования. Имевшиеся карстовые полости заполнялись золотоносным материалом, представляющим типичные комплексы руловых, аллювиальных и делювиально-ложковых отложений. Россыпи размещены в долинах, на террасах и на водоразделах, размер и форма их определяются строением карстовых полостей. Размеры карстовых воронок разнообразны — от 5 до 50 м и более в поперечнике и до 50 м в глубину. Так, знаменитая в прошлом "Гавриловская яма" на Енисейском крае вытянута на 1800 м при ширине 200–350 м и глубине до 36 м. В составе выполняющих ее отложений галечники и пески с прослоями вязких иловатых глин. Мощность карстовых россыпей непостоянна, пласт не всегда четко выражен, мощность золотоносного аллювия соответствует глубине карста; металл распределен по всей толще с отдельными повышенными концентрациями на небольших отрезках вертикального разреза; несколько обогащена приплотиковая часть.

В карстовых россыпях второго типа процесс карстообразования происходил после накопления комплекса мезозойских осадков. При обрушении известняков были захвачены их кровля и перекрывающие ее рыхлые толщи. Для этих карстовых полостей характерна косая слоистость, и подобные золотоносные пласты тоже названы косыми;

они имеют очень крутое (70–90°) падение. Мощность пласта обычная для аллювиальных россыпей, он перекрыт слабо золотоносной или лишённой золота толщей большой мощности, так как образовавшиеся понижения в свою очередь заполнились осадками более молодого возраста, иногда золотоносными.

Поиски карстовых россыпей, особенно погребенных и не выраженных в современном рельефе, требуют широкого применения геофизических исследований, предваряющих проведение буровых работ.

Россыпи континентальных впадин очень разнообразны по геолого-геоморфологическим условиям залегания, морфологии и строению. Большинство из них являются погребенными, меньшая часть залегает близко к поверхности. Проблема погребенных россыпей довольно широко и многосторонне освещена в литературе ["Древние...", 1977]. Однако основное внимание исследователей привлекали условия погребения россыпей, что имеет очень важное значение, но не раскрывает сущности самого процесса россыпеобразования, определяющего размещение, морфологию и строение россыпей. Целям перспективной оценки континентальных впадин на россыпи золота соответствует рассмотрение их с историко-генетических позиций по времени заложения относительно периода рудообразования. Кратко остановимся на характеристике россыпной золотоносности впадин, заложившихся до, одновременно и после периода рудообразования.

Среди дорудных наиболее характерны впадины Восточного Забайкалья, представляющие собой выполненные мезокайнозойскими континентальными отложениями грабен-синклинали со сложным блоковым строением. В их обрамлении известны многочисленные коренные источники, которые связываются с позднеюрским этапом рудогенеза. Мезозойская часть разреза впадин образована мощной толщей отложенной вулканогенной, молассовой и угленосной формаций общей мощностью в несколько километров. Кайнозойские отложения вложены в мезозойские, верхняя часть разреза кайнозоя представлена аллювием террас и пойм современной речной сети, приспособившейся к области прогибания.

По данным Р.М.Файзуллина, верхние части мезозойского континентального разреза содержат кластогенное золото, поэтому их часто называют золотоносными конгломератами ["Проблемы...", 1970]. Мощность золотоносных конгломератов достигает 120–150 м, золото рассеяно по всему разрезу, местами образуя обогащенные пропластки мощностью до 9 м. Конгломераты явились источником питания кайнозойских россыпей, среди которых выделяются сравнительно бедные неогеновые погребенные и богатые четвертичные мелкозалегающие россыпи. Самая главная черта россыпной золотоносности, выделяющая этот тип впадин, заключается в том, что россыпи образуются только в верхах континентального разреза.

В качестве примера россыпной золотоносности впадин, заложившихся в период рудообразования, целесообразно рассмотреть Амуро-Зейскую впадину на Дальнем Востоке. Ее характерная черта – значительная неоднородность структур и дифференцированность неотектонических перемещений блоков фундамента, что обусловило нахождение в пределах одной области прогибания участков позднеорогенного платформенного и орогенного эпиплатформенного развития.

Амуро-Зейская впадина является самой крупной среди межгорных. По данным Р.Г.Гарецкого (1972 г.), на основании материалов бурения и геофизических исследований в фундаменте впадины выделяется ряд антиклинорных и синклинорных зон, вытянутых в северо-северо-восточном направлении и согласующихся со структурами Монголо-Охотского пояса. Антиклинорные зоны сложены протерозойскими кристаллическими, синклинорные — среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными породами. Синклинорные зоны унаследованы мезозойскими grabenами и прогибами — впадинами "тихоокеанского" типа, образующими три полосы, вытянутые на 150–200 км при ширине 30–40 км. Коренные источники россыпей связаны с Монголо-Охотским золотоносным поясом, где золотое оруденение локализуется в пределах горст-антиклинорий и сравнительно небольших куполов метаморфических пород.

Кайнозойский чехол наследует строение домезозойского складчатого фундамента, что фиксируется сокращением мощностей чехла на участках антиклинорных зон, иногда выступающих над поверхностью впадины, и повышенными мощностями в наиболее прогнутых участках, соответствующих участкам позднеорогенного прогибания. Среди поднятых блоков имеются блоки платформенного и орогенного эпиплатформенного прогибания. Позднеорогенные и платформенные участки контролируют площади распространения меловых и палеогеновых отложений кивдинской и бузулинской свит, сложенных песчано-глинистыми породами с прослоями и линзами бурых углей.

Повсеместно развиты миоценовые отложения (сазанковская свита), залегающие с разрывом на более древних образованиях и представленные галечниками (в основании), каолинсодержащими песками, глинами и пластами лигнитов. В составе песков преобладает кварц (60–85%). Породы сазанковской свиты фиксируют начало активизации новейших тектонических движений. Грубообломочный состав плиоцен-раннеплейстоценовых отложений (белогорская свита) свидетельствует о продолжающихся поднятиях блоков Амуро-Зейской впадины ["Геоморфология..", 1973].

Россыпи золота известны в горном обрамлении и в пределах выступов фундамента впадины в пограничных блоках, а также внутри впадины в сазанковских, белогорских и позднечетвертичных отложениях. Почти всюду источником молодых россыпей служили сазанковские и белогорские россыпи, кроме тех случаев, когда последние залегают на глубине 20–30 м от поверхности. По отношению к современной речной сети древние долины занимают самое различное положение: в пределах современных днищ, на междуречных пространствах, на склонах современных долин. Изучение истории развития и морфологии впадин показывает, что в пределах Амуро-Зейской впадины существуют блоки орогенного эпиплатформенного прогибания с неглубоко погребенным фундаментом, представленным антиклинорными структурами со вскрытым золотым оруденением, где могут находиться древние россыпи.

На примерах пострудных впадин областей мезозойского тектогенеза покажем характерные особенности размещения россыпей в зависимости от режима их развития в кайнозое и локальных особенностей морфоструктур, к которым приурочены россыпные узлы.

Приморская впадина на севере Якутии — обширная область аккумуля-

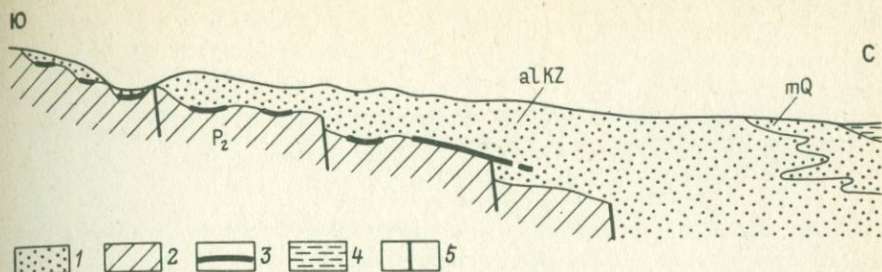


Рис.30. Положение россыпей золота в отрогах хребта, погружающихся под отложениями приморской низменности.

1 - песчано-алевритовые отложения; 2 - терригенные и вулканогенные породы фундамента и горного обрамления впадины; 3 - россыпи золота; 4 - море; 5 - разломы; al - аллювиальные, m - морские отложения

муляции, продолжающаяся на шельфе. В фундаменте впадины выделяются разнородные структурные элементы - Шелонское поднятие, Хромский массив, Тастахский прогиб, Анюиско-Олойская складчатая зона и т.д. [Тектоническое..., 1964]. Исследованиями А.Г.Малтизова, В.П.Переяслова, А.И.Сергеенко и др. отмечается ступенчатый профиль погружения дна впадины, обусловленный постепенным "наступанием" ее на горное обрамление (рис.30). По характеру неотектонических перемещений в районе выделяется три типа блоков - преимущественного поднятия, дифференцированных движений и преимущественного опускания. В первом из них (горном обрамлении впадины) формировался комплекс террасовых и долинных россыпей разного возраста. Пограничные с ним периферические участки впадины испытывали поднятие на ранних этапах неотектонической активизации, с которыми связаны древние олигоцен-миоценовые россыпи. Вследствие неоднократного перемива древних россыпей был сформирован так называемый совмещенный комплекс неогеновых и четвертичных россыпей, расположенных на близких гипсометрических уровнях. В наиболее опущенных блоках обнаружены только олигоцен-миоценовые аллювиальные россыпи, перекрытые озерно-аллювиальными отложениями мощностью до 130 м.

Одна из впадин наложена на структуры позднегеосинклинального прогиба. Аллювиальные россыпи приурочены к локальному выступу фундамента прогиба, расположенному в центре впадины и представляющему участок слабо холмистой пологонаклонной равнины (рис.31). Погребенная долина, выявленная в его пределах и залегающая на глубине до 150 м от дневной поверхности, имеет плоское днище шириной от 1 до 1,5 км и цоколи двух террас высотой соответственно 15-20 и 30-40 м относительно тальвега. Россыпи залегают на склоне выступа фундамента впадины в днище древней погребенной долины с пологими склонами и продольным уклоном 0,0074, на глубине от 60 до 110 м. Для них характерен кварцевый состав обломочного материала и повышенная глинистость отложений.

Положение другой впадины на стыке суши и моря в течение дли-

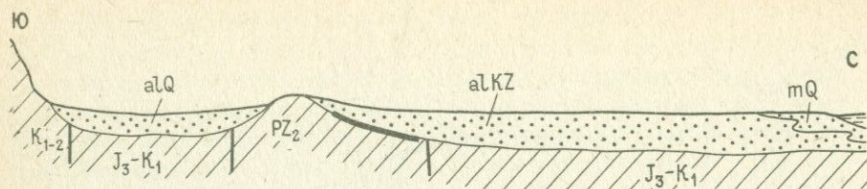


Рис.31. Положение россыпей золота на склоне палеозойского выступа фундамента впадины (условные обозначения см. на рис.30)

тельного времени определило специфику строения рельефа фундамента и рыхлой толщи. По данным И.Б.Флерова и др., характерной особенностью рельефа фундамента этой впадины является его гетерогенность, обусловленная воздействием на него процессов эрозионной и абразионной деятельности, сменяющих друг друга во времени и пространстве с миоцена по средний плейстоцен [“Материалы...”, 1974]. На различных этапах развития прибрежной впадины в результате сложного сочетания процессов размыва и накопления сформировался комплекс аллювиальных и прибрежно-морских россыпей (рис.32). Границы распространения базальных отложений впадины примерно параллельны между собой и соответствуют современной береговой линии, подчеркиваемой четко выраженным в современном рельефе древним клифом, что может служить косвенным доказательством преемственности береговой линии во времени.

Наиболее древней является позднеолигоцен-миоценовая аллювиальная россыпь. Она залегает на коренном склоне северной экспозиции впадины, имеющем уклон 0,007, приурочена к базальным слоям рыхильхинской свиты и погребена под морскими и континентальными осадками мощностью до 50 м. В связи с наступившей в плиоцене

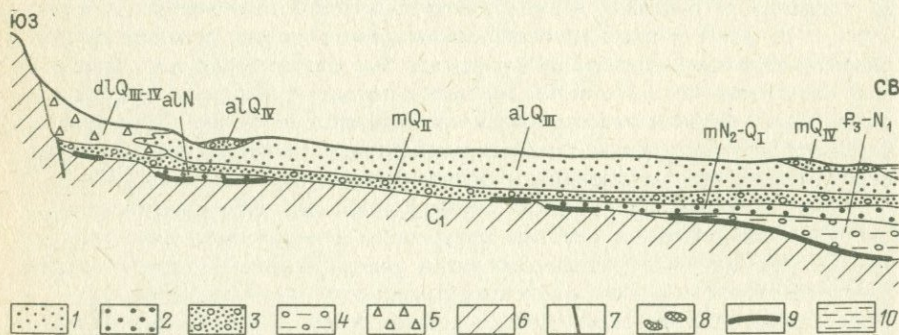


Рис.32. Комплекс аллювиальных и прибрежно-морских россыпей золота прибрежной впадины.

1 - песчано-алевритовые отложения; 2 - гравийно-песчаные отложения; 3 - гравийно-галечные отложения; 4 - песчано-гравийно-галечные отложения с углистыми прослоями; 5 - щебнистые отложения; 6 - терригенные породы фундамента; 7 - разломы; 8 - пропластки с рассеянной золотоносностью; 9 - россыпи золота; 10 - море; al - аллювиальные, m - морские, dl - делювиальные отложения

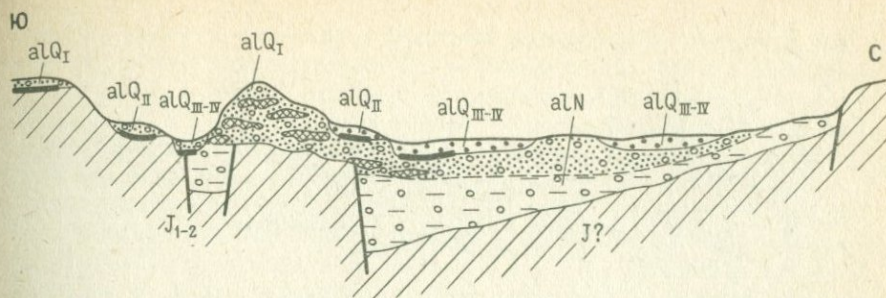


Рис.33. Положение россыпей золота в разрезе чехла и горном обрамлении впадины (условные обозначения см. на рис.32)

трансгрессией, развивавшейся в два этапа, в различных гидродинамических условиях береговой зоны образовались прибрежно-морские и аллювиальные россыпи. На первом этапе в плиоцене-раннем плейстоцене (рывеевская трансгрессия) была выработана абразионная терраса нижнего уровня, имеющая уклон 0,002, в тыловой части которой вблизи древнего клифа сформировались пляжевые россыпи. В результате переотложения золота из той части позднеолигоцен-миоценовой аллювиальной россыпи, которая оказалась выше уровня рывеевской трансгрессии, в долинах прарек сформировались аллювиальные россыпи плиоцен-раннеплейстоценового возраста. На втором этапе энмакайская трансгрессия, продолжавшаяся до среднего плейстоцена включительно, распространяясь к югу, выработала абразионную площадку второго уровня, на которой возникли бенчевые россыпи. Уровень второго этапа трансгрессии был на 3 м выше первого, благодаря чему продуктивные отложения рывеевской свиты сохранились от размыва. Выраженный в современном рельефе клиф высотой 150-180 м отражает границу максимальной трансгрессии и прослеживается на сотни километров вдоль берега моря, ограничивая впадину с юга. На последних этапах развития впадины в ее пределах накапливались непродуктивные аллювиальные и пролювиальные песчано-гравийно-галечные отложения надводной дельты мощностью около 12 м, которые ближе к морю фациально замещаются морскими осадками подводной дельты. Верхи разреза венчают верхнеплейстоценовые и голоценовые покровные образования смешанного генезиса общей мощностью от 15 до 25 м.

Большим разнообразием геоморфологических обстановок и условий залегания россыпей золота характеризуются внутригорные и межгорные впадины, заложенные на разнородных тектонических элементах в складчатых областях, на структурах древней консолидации, в пределах вулканогенного пояса.

Одна из межгорных впадин заложена на сложнорасчлененных породах верхоянского комплекса. На схематическом разрезе впадины (рис.33) изображены три морфоструктуры, характеризующиеся различным положением россыпей, основным источником питания которых являются раннеплейстоценовые пепельно-серые галечники, содержащие в рассеянном виде кластогенное золото. Накопление золота в

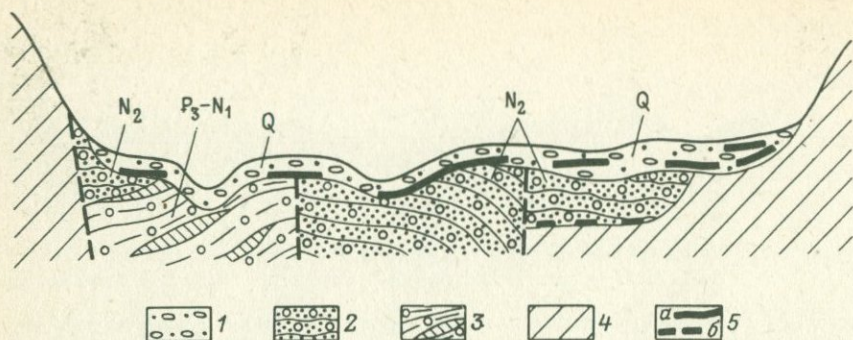


Рис. 34. Строение грабена (по Ю.Е.Дорт-Гольцу, 1974 г.).

1 - четвертичный аллювий; 2 - плиоценовый аллювий, дислоцированный в пределах грабена; 3 - олигоцен-миоценовые прибрежно-морские отложения; 4 - коренные породы; 5 - россыпи золота: а - установленные, б - предполагаемые

раннеплейстоценовой толще связано с активным воздыманием горного обрамления и привнесом большого количества золота в прибортовые участки впадины. В дальнейшем под влиянием инверсии тектонического режима пограничные участки впадины испытали неодинаковое поднятие, в результате которого фундамент впадины оказался на разной высоте.

В наиболее поднятом блоке впадины, примыкающем к горному обрамлению, фундамент с чехлом рыхлых золотоносных раннеплейстоценовых отложений мощностью до 40 м поднят на высоту 600–800 м и выведен на поверхность. В процессе эрозионного расчленения этого блока был сформирован комплекс террасовых и долинных россыпей. Эрозионный врез в коренные породы при этом незначителен, поэтому можно полагать, что основным источником поступления золота явились раннечетвертичные золотоносные отложения. В менее приподнятом блоке поверхность фундамента оказалась совмещенной с уровнем современного эрозионного вреза. В результате долинные россыпи сформировались только за счет перемыва раннеплейстоценовых металлоносных отложений, а привноса золота из коренных источников не происходило. Наконец, в наиболее отставшем в поднятии блоке была перемыта только верхняя часть разреза золотоносной толщи, поэтому россыпи залегают на отложениях плиоцена и перекрываются породами среднего плейстоцена.

Характерными особенностями обладают россыпи впадин областей позднемезозойского и кайнозойского тектогенеза, что видно на примерах россыпей одной из впадин Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и грабена Анадырско-Корякской складчатой области. Впадина выполнена континентальными и прибрежно-морскими отложениями палеогена и неогена, слабо дислоцированными в центральных и довольно интенсивно - в приразломных и бортовых частях. На дислоцированных

породах неогена с размывом залегают четвертичные отложения. Во впадине россыпи установлены как в четвертичных, так и в неогеновых отложениях, в грабене (рис.34) – только в четвертичных [“Материалы...”, 1974]. В отложениях неогена впадины выявлено шесть горизонтов с повышенными концентрациями золота. Залегание золотоносных горизонтов наклонное. Наиболее изучен нижний золотоносный пласт, залегающий с падением на северо-запад ($300-315^{\circ}$) под углом $25-36^{\circ}$. Он прослежен с глубины 34 до 53,6 м. Здесь найдено много мелких самородков в сростках с кварцем. Продуктивная толща изучена не на всю мощность. Условия залегания и строения четвертичных россыпей грабена свидетельствует о большой роли в их образовании более древних, неогеновых отложений, в которых установлена рассеянная золотоносность.

Россыпная золотоносность континентальных внутригорных впадин в пределах структур древней консолидации типа Алданского щита и Колымского массива, где золотое оруденение связано с зонами мезозойской тектоно-магматической активизации, обусловлена особенностями геологического строения субстрата и характером неотектонических движений, соответствующих “платформенному стилю” развития. В строении золотоносных районов большая роль принадлежит породам карбонатного комплекса. Наличие этих пород предопределило широкое распространение карстовых полостей, которые выполнены материалом переотложенной коры выветривания и вмещают россыпи золота. Благодаря малым амплитудам неотектонических перемещений, что является характерной особенностью жестких структур, во впадинах, несмотря на сравнительно позднее их заложение (плиоцен-ранний плейстоцен), сохранились карстовые полости с россыпями, а аллювий, выстилающий древние долины и выполняющий карстовые полости, отличается повышенной глинистостью.

Подводя итоги рассмотрению россыпной золотоносности континентальных впадин, следует подчеркнуть, что они различаются по продуктивности. В эпиплатформенных впадинах начальных этапов орогенеза россыпи обладают наибольшей продуктивностью, в них преобладает материал переотложенной коры выветривания. На всей территории продуктивные отложения этого этапа имеют существенно кварцевый состав с глинистым заполнителем; возраст россыпей омолаживается в определенном направлении в соответствии с возрастом заложения впадин. Характерные черты впадин поздних этапов эпиплатформенного орогенеза – широкое развитие горного полупокровного или долинного оледенений, по-разному влияющих на сохранность доледниковых россыпей, и наличие тектонических деформаций. Условия для россыпеобразования в пределах платформенных впадин были менее благоприятны, так как даже в случае вскрытия в денудационном рельефе структур фундамента впадины коренных источников часто отсутствовал эрозионный врез, необходимый для формирования россыпей.

На долю россыпных месторождений олова приходится около 70 % мировой добычи оловянного концентрата, хотя в балансе отдельных провинций значение россыпей крайне неравноценно (от первых процентов до 100 %). Собственно вольфрамовые (вольфрамитовые, гюбнеритовые, ферберитовые и шеелитовые) россыпи играют несравненно меньшую роль. Их доля в мировой добыче вольфрама сейчас не превышает первых процентов, однако перед второй мировой войной она составляла почти 30 %. В ряде провинций, характеризующихся развитием оруденения касситерито-вольфрамито-кварцевой формации, существенную роль играют комплексные оловянно-вольфрамовые россыпные месторождения.

Пространственная группировка рудно-россыпных узлов отражает особенности связи оловянного и вольфрамового оруденений с магматизмом. Напомним, что основные россыпеобразующие олово- и вольфраморудные формации локализируются в надинтрузивной и апикальной частях интрузивных куполов или тяготеют к вулканоструктурам центрального типа. Очаговый характер обоих типов структур предопределяет их проявление в рельефе в качестве морфоструктур купольного и сводово-купольного типа с характерным секторным строением и радиально-концентрическим планом эрозионного расчленения. В зависимости от ранга локальной рудоносной структуры (интрузивного купола или вулканической постройки центрального типа), а также особенностей концентрации в его пределах оруденения, мы обычно имеем дело либо с ограниченным по площади (10–50 км²) рудоносным куполом, характеризующимся сравнительно простыми структурой и расчленением, либо с крупными купольно-сводовыми структурами площадью до 200–300 км², локализирующими серию рудных проявлений, участвующих в питании россыпей, и дренируемыми долинной сетью сетчатого или радиально-континентального строения. В соответствии с этими различиями узлов оловянные и вольфрамовые россыпи могут иметь одиночное и кустовое расположение или образовывать размещенные по всей площади локальной металлоносной структуры более обширные группы. Последние, насчитывающие иногда более 10–15 россыпей, характерны для узлов со множественными коренными источниками или для узлов с телескопированным оруденением, сформированным в несколько стадий и образующим протяженные рудные поля, в пределах которых значительное число долин обладает благоприятными условиями для экспонирования рудных тел.

Тесная связь с коренным источником приводит к тому, что оловянные и вольфрамовые россыпи характерны в основном для эрозионно-денудационного рельефа. В пределах аккумулятивных континентальных и морских равнин основные концентрации олова в россыпях также тяготеют к погруженному, захороненному или затопленному эрозионно-денудационному рельефу, который может быть представлен как пениализированной равниной, так и сравнительно расчлененным останцово-денудационным рельефом. Во внутригорных впадинах погребенный эрозионный рельеф, вмещающий древние россыпи, может отличаться значительной контрастностью.

Среди оловянных и оловянно-вольфрамовых россыпных месторождений абсолютно преобладают аллювиальные и ложковые россыпи (в том числе затопленные), поставляющие в большинстве районов (90–97 % концентрата из россыпей. Значительно меньше доля элювиально-склоновых россыпей (важнейшие районы их развития: плато Джос в Нигерии и район Сев. Лугулу в Заире; кроме того, они присутствуют во многих оловоносных районах Якутии, Чукотки, МНР и др.), собственно прибрежно-морских россыпей (Индонезия, Якутия, Чукотка), россыпей озерного (провинция Гецаю в КНР) и эолового происхождения (Гобийский район на территории МНР).

Важнейшие россыпные оловоносные провинции мира тяготеют к Восточно-Азиатскому металлогеническому поясу (Малайзия, Индонезия, Таиланд, Китай, в меньшей мере Бирма, Лаос, Вьетнам, МНР), среди которого только страны Юго-Восточной Азии обеспечивают подавляющую часть мировой добычи олова из россыпей. Значительное число россыпей сосредоточено в пределах древних щитов (Африканского и Бразильского) и срединных массивов (Армориканского и Чешского). Россыпи олова известны также в области каледонид и герцинид (Корнуэлл в Англии и др.).

На территории Советского Союза важнейшими оловоносными провинциями являются Якутская, Восточно-Чукотская, Верхне-Колымская, Восточно-Забайкальская, Казахстанская и Приморская, а провинциями развития вольфрамовых россыпей – Казахстанская, Забайкальская и Якутская.

Морфогенетическое разнообразие оловянных и вольфрамовых россыпей различных провинций и районов достаточно полно охарактеризовано в литературе [“Геология олова”, 1947; “Геология россыпей”, 1965; Жилинский, 1959; “Геология...”, 1969; “Проблемы...”, 1970; “Древние...” 1977; Kun, 1958–1959, 1960; Osberger, 1965; Sainsbury, Kachadorian, Smith и др., 1968; “Кайнозойские...”, 1971; Aleva, 1973; Блинов, Демьянов, Спорыхина, 1975; Патык-Кара, Арманд, 1978 и др.]. Подробной сводкой, обобщающей важнейшие особенности строения и формирования оловянных россыпей на территории нашей страны, является вышедшая в последнее время монография “Геология оловянных россыпей СССР...” [1979] под редакцией С.Ф. Лугова. Поэтому мы остановимся на анализе некоторых перспективных типов россыпных месторождений олова и вольфрама, не нашедших достаточного отражения в литературе либо представляющих такие типы месторождений, с которыми связываются важные перспективы при освоении новых и ревизии старых россыпных районов.

Обширную группу россыпей олова и вольфрама, типичную для доли унаследованного развития, переживших неоднократную смену фаз врезания и аккумуляции, образуют многопластовые аллювиальные и ложковые россыпи, сформированные в несколько этапов россыпеобразования. Описанные во многих россыпных районах и провинциях, эти россыпи характерны для умеренно воздымающихся сводово-купольных структур, осложненных грабенами и компенсационно опускающимися впадинами по периферии, в центральной части или в пределах одного из секторов сводового поднятия. В зависимости от

того, какое положение занимает россыпь относительно блоков с различным режимом развития, в ее строении наблюдаются последовательная смена или чередование участков сравнительно простого строения и участков, на которых в россыпи насчитывается до трех разновозрастных пластов. Представителями этой группы месторождений являются россыпи Омчикандя, Кербенг, Ергылкан в Якутии, Ленотап на Чукотке, Арыбулакская группа россыпей в Восточном Забайкалье, россыпи Модотинского олово-вольфрамового рудно-россыпного узла в МНР. Остановимся на последних подробнее.

Аллювиальные (Баин-Мод, Правый Худжихан и др.) и ложковые (Большой Лог, Касситеритовый, XII лог) россыпи узла имеют много близких черт строения ["Геология...", 1977]. Вмещающие россыпи долинная и ложковая сети заложены по ослабленным зонам субмеридионального, северо-восточного и отчасти субширотного простирания; на отдельных отрезках долины совпадают с участками минерализованных зон, что обеспечило весьма благоприятные условия денудации коренных источников и поступления полезного компонента в долины. Протяженность ложковых россыпей не превышает 2,5 км, аллювиальных достигает 7-11 км.

В составе рыхлых металлоносных отложений выделяются три горизонта. Низы разреза образованы толщей верхнеплиоценового аллювия, представленного красноцветными кирпично-красными суглинками с гравием и валунами, в основании которого на коре выветривания местами залегает слой галечников или грубозернистых песков. К указанному горизонту приурочен нижний продуктивный пласт россыпей Баин-Мод, Правый Худжихан и Большой Лог, сохранившийся от размыва на участках наибольшего прогибания ложа древних долин. Его протяженность по долине Правого Худжихана не превышает 3 км, а по долине Баин-Мод 4,2 км. Зато по сравнению с вышележащим пластом нижний продуктивный горизонт характеризуется значительной мощностью (до 20 м), выдержанностью, более высокими концентрациями полезных компонентов и большими запасами. Соотношение пластов в плане иллюстрировано рис. 35.

Верхний пласт россыпей Модотинского узла приурочен к толще верхнеплейстоценовых (?) сероцветных аллювиальных и пролювиальных галечников и песков в супесчаном и суглинистом заполнителе, залегающих на подстилающих осадках с заметным несогласием. При небольшой мощности (первые метры) пласт отличается значительной протяженностью и прослеживается на всей длине россыпей от верховий до хвостовой части. На отдельных участках, преимущественно в средних частях россыпей, происходит слияние обоих пластов. Россыпь перекрыта маломощным (1-1,5 м) чехлом современных лёссовидных суглинков и супесей с примесью гравия, полуокатанных обломков и редких валунов мощностью не более 1-1,5 м, образованных процессами плоскостного смыва и эоловой аккумуляцией.

Россыпи Модотинского узла полиминеральные: они содержат касситерит, вольфрамит, шеелит и примесь золота. Длительность формирования россыпей и их тесная пространственная связь с рудными телами изменчивого состава обусловили проявление отчетливой отражен-

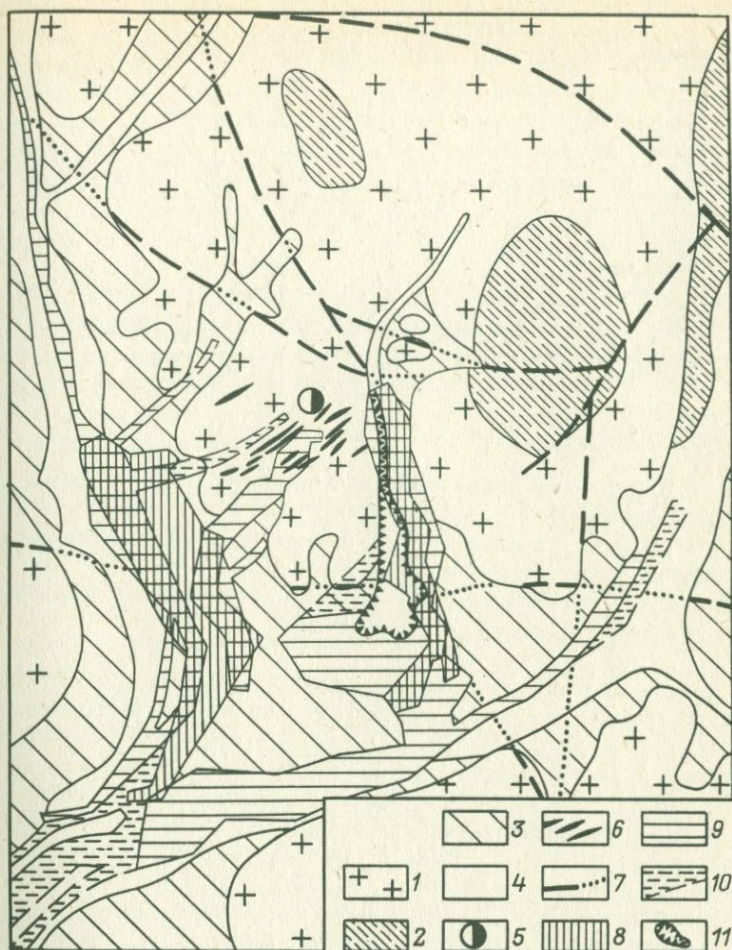


Рис.35. Схема расположения сложных двухслойных аллювиальных и ложковых россыпей бассейна р.Худжикан (Модотинский рудно-россыпной узел, МНР).

1 - граниты; 2 - пермские песчаники, конгломераты, алевролиты; 3 - склоновые отложения долинных педиментов; 4 - аллювий; 5 - олово-вольфрамовое рудное проявление; 6 - рудные тела; 7 - разрывные нарушения. Россыпи: 8 - нижний пласт; балансовый контур; 9 - верхний пласт, балансовый контур; 10 - он же, забалансовый; 11 - отработанная часть россыпи

ной гипогенной зональности. Отношение касситерита к вольфраму в россыпях Модотинского узла меняется от 1 до 40. Изменчивость этого отношения характерна как по простиранию, так и в разрезе россыпей.

Продольная изменчивость минерального состава россыпей наиболее

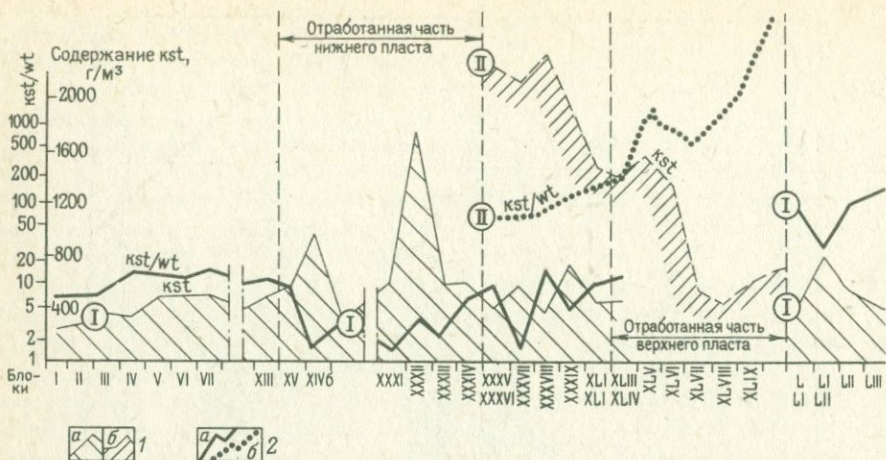


Рис. 36. Распределение содержаний касситерита (kst) и отношения содержаний касситерита к вольфраму (kst/wt) в продольном разрезе верхнего (I) и нижнего (II) пластов россыпи Баин-Мод (Модотинский рудно-россыпной узел в МНР).

1 - содержание касситерита, 2 - отношение касситерита к вольфраму: а - в верхнем, б - в нижнем пластах

четко проявлена в верхнем пласте россыпи Баин-Мод (рис. 36). Несмотря на общее увеличение касситерито-вольфрамитового отношения вниз по россыпи от 5-7 до 100-125, выделяются участки, характеризующиеся относительным ростом содержания вольфрамита. На верхнем участке россыпи, залегающем в пределах субширотного отрезка долины, касситерито-вольфрамитовое отношение постепенно увеличивается с 5 до 10-12. Ниже по россыпи вначале наблюдается значительный привнос вольфрамита, в результате чего указанное отношение приближается к 1; далее вновь происходит закономерное падение концентраций вольфрамита, особенно быстрое на выходе россыпи за пределы основного рудного поля. Нижний пласт россыпи по сравнению с верхним существенно касситеритовый - значения касситерито-вольфрамитового отношения на один-два порядка выше, чем для верхнего пласта (55-730).

Изменчивость минерального состава россыпи Баин-Мод и примыкающих к ней ложковых россыпей представляет собой характерный пример сложной зональности россыпей, когда на различную устойчивость полезных компонентов при транспортировке накладывается влияние исходной зональности коренного источника. Присутствие в россыпи существенно касситеритового глубокого древнего пласта и обогащенного вольфрамитом поверхностного пласта хорошо согласуется с особенностями минерального состава экспонированных рудных тел. Наибольшая роль вольфрамита характерна здесь для участков рудных тел, занимающих относительно высокое гипсометрическое положение, в то время как рудные тела, вскрываемые в плотике древнего вреза и питавшие глубокую часть россыпи, содержат преимущественно касситерит.

Менее четко указанное явление выражено в россыпях Худжиханского участка, отличающихся более устойчивыми соотношениями касситерита и вольфрамита в пределах отдельных россыпей. Однако и здесь удается проследить различия в составе нижнего и верхнего пластов, причем в целом наблюдаемая картина обратна описанной для россыпи Байн-Мод. Например, в россыпи Большого Лога нижний продуктивный пласт содержит более высокие концентрации вольфрамита (в среднем 200 г/м^3) по сравнению с верхним (120 г/м^3) при соотношении касситерита и вольфрамита соответственно 3:1 и 4:1 [“Геология...”, 1977].

С продвижением поисково-разведочных работ на россыпи в области наложенных позднекайнозойских впадин практика столкнулась со своеобразным морфогенетическим типом месторождений, образующихся на границе блоков с различным режимом развития. Выделенные в литературе под названием россыпей зон тектонических уступов [Патык-Кара, Никонов, Плахт, 1976], эти россыпи характеризуются длительной историей формирования, когда одновременно с постоянно продолжающимся вскрытием коренных источников происходит захоронение ранее сформированных горизонтов россыпного месторождения. Они представляют сложные многоярусные образования большой мощности (несколько десятков метров), причем у подножия тектонического уступа происходит слияние разновозрастных пластов в мощную линзу с весьма высокими содержаниями полезного компонента (рис.37). В формировании пачки оловоносных осадков участвуют различные процессы; при доминирующей роли аллювиальных отложений в состав россыпи часто входят пролювиально-склоновые фации, колювиальные металллоносные шлейфы, оловоносные коры выветривания. Если россыпи тектонических уступов формируются в пределах приморских наложенных впадин, испытывавших в отдельные периоды влияние трансгрессии, то в составе оловоносной пачки присутствуют прибрежно-морские (пляжевые и лагунно-дельтовые) осадки. Характерным примером в этом отношении служит Чокурдахская россыпь. Россыпи зон тектонических уступов представляют собой типичные полигенетичные образования, формирование которых продолжается на протяжении нескольких этапов россыпеобразования. Особенности распределения в них полезного компонента определяются не столько динамическими отличиями осадконакопления, сколько тектоническим режимом развития переходной зоны, в пределах которой они формируются.

В последние годы эти россыпи выявлены как в области крупных наложенных впадин периферии континента (Тенкели, Чокурдахская), так и во внутригорных впадинах, например, в области Момо-Селенняхского рифта на Северо-Востоке СССР.

Типичным представителем последних является россыпь руч.Кислый-Мамонт, характеристика которой приводится по данным В.Липчанского. Расположенная на склоне и у подножия неотектонического выступа в пределах Селенняхской впадины, эта россыпь состоит из двух частей (рис.38). Первая из них представляет типичную ложковую россыпь (на рисунке - справа), ориентированную по простиранию рудных

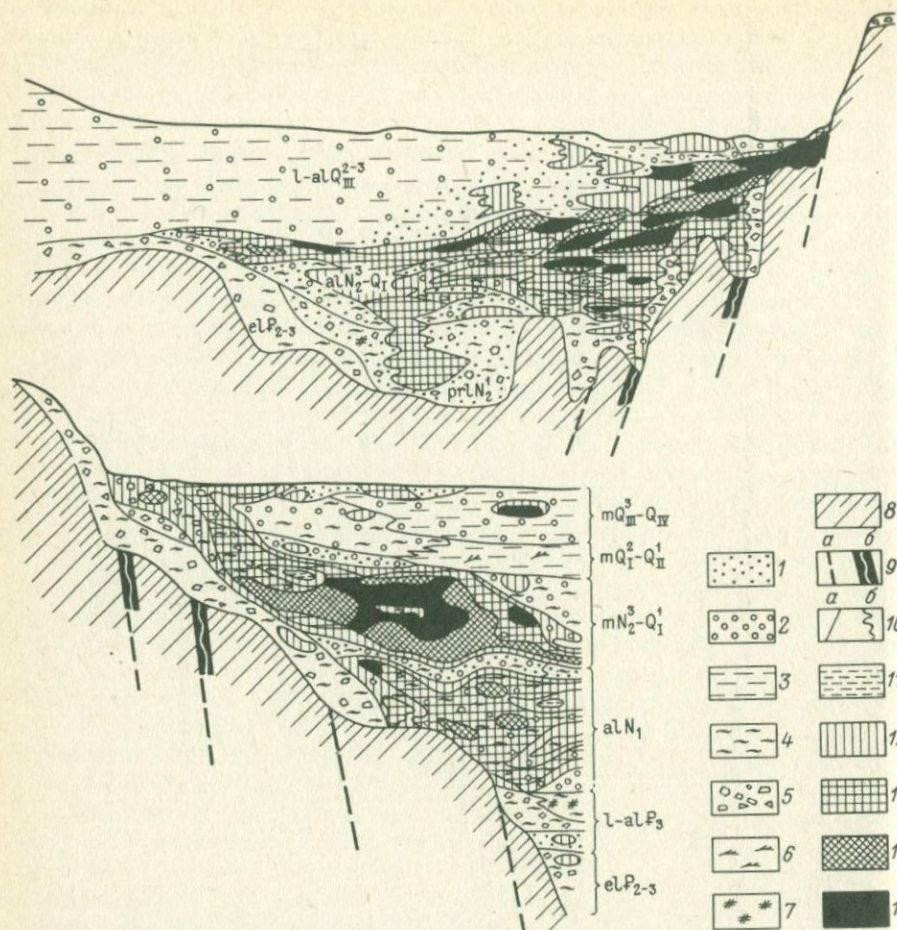


Рис.37. Строение оловянных россыпей в зонах тектонических уступов [Патык-Кара, Никонов, Плахт, 1976].

1 - пески; 2 - галечники; 3 - илы и алевриты; 4 - глины; 5 - щебень и выветрелые глыбы; 6 - включения растительного детрита; 7 - прослой органического вещества; 8 - коренные породы; 9 - зоны дробления: а - неминерализованные, б - минерализованные; 10 - границы: а - стратиграфические, б - фациальные. Концентрации олова: 11 - весьма малые, 12 - малые, 13 - средние, 14 - выше среднего, 15 - значительные

тел, которые в уступе крупного неотектонического разлома погружаются под толщу рыхлых отложений палеоген-четвертичного возраста, выполняющих долину-грабен северо-западного простирания. Вторая, основная часть россыпи образует мощную линзу неправильной формы, раздуд которой приурочен к подножию описанного тектонического уступа. Здесь же сосредоточено более половины всего заключенного в россыпи полезного компонента. Из рис.38 видно, что строение рос-

россыпи отражает изменение режима движений по разломам, ограничивающим грабен. На первом этапе формирования россыпи, когда грабен развивался как активная структура, оловоносный пласт у подножья уступа вытягивался вниз по течению долины, дренирующей грабен. При этом, из-за перекоса днища грабена происходило смещение россыпи к его северо-восточному борту. На поздних этапах развития произошло "закрытие" грабена, включение его в зону воздымания и, как следствие, изменение ориентировки россыпи в юго-западном направлении. По строению пласта удается четко проследить фазы активизации нарушений северо-западного и северо-восточного простиранья. Особенности внутреннего строения россыпи свидетельствуют, что суммарная амплитуда движения по разлому, разделяющему ложковую россыпь и россыпь у подножья тектонического уступа, за время формирования россыпи достигла 60-100 м.

Распределение полезного компонента в россыпях тектонических уступов четко реагирует на дифференцированность режима развития данной структурной зоны. Во всех известных россыпях этого типа у подножья уступа наблюдаются не только максимальный раздвиг пласта (до нескольких десятков метров), но и аномально высокие содержания полезного компонента. А.В.Сурковым при детальном анализе строения Чокурдахской россыпи подмечено, что увеличение содержаний происходит у каждого ступенчатого погружения ложа по зонам более мелких разрывных нарушений, играющих таким образом роль структурных ловушек во время формирования россыпи. Аналогичную роль в россыпи Кислый-Мамонт играет противоположный борт долины грабена, через который "перехлестывает" россыпь плиоценового возраста (см.рис.38).

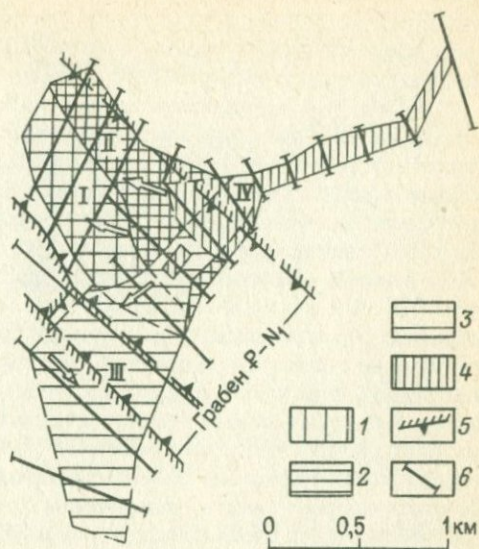


Рис.38. Оловянная россыпь зоны тектонического уступа, руч. Кислый-Мамонт (построено по данным В.М.Левина, Н.С.Талайкина, В.П.Спиридонова и др., 1979 г.).

1 - россыпь I этапа развития; 2 - россыпь II этапа развития (миоценовая); 3 - россыпь III этапа развития (плиоцен-нижнеплейстоценовая); 4 - россыпь IV этапа развития (верхнеплейстоценовая-голоценовая); 5 - тектонические нарушения, сохранявшие активность во время формирования россыпи; 6 - разведочные линии. Стрелками показано направление поступления полезного компонента в различные этапы развития россыпи

Несмотря на то что в продольном профиле долины этого времени он не проявился, по нему проходит контур наиболее богатой части россыпи (с ним совпадает юго-западная граница контура балансовых запасов).

Сходные черты развития наблюдаются у вольфрамовых россыпей, формирующихся на стыке блоков с различным режимом развития. Примером может служить Инкурская гюбнеритовая россыпь в Джидинском рудном узле. В россыпи четко различаются два участка: верхний, приуроченный к долине р. Инкур, с аллювием нормальной мощности, заключающий долинную россыпь верхнеплейстоценового-голоценового возраста, и нижний, залегающий в отложениях Модонкульского грабена (рис.39). На участке выхода россыпи в долину р. Модонкуль в зоне разлома, ограничивающего восточный борт грабена, происходит резкое увеличение мощности отложений и одновременно более чем 10-кратный раздув пласта по сравнению с верхней частью россыпи. В мощной толще вольфрамоносных осадков выделяются по крайней мере три пачки, разделенные четкими границами размыва. Максимальная мощность нижней пачки достигает 30-35 м, средней 35 м, верхней - до 22 м. На фоне единого пласта, занимающего всю толщу осадков, намечаются три обогащенных гюбнеритом горизонта, контуры которых в общих чертах согласуются с отмеченным трехчленным строением разреза. Избыточная аккумуляция в Модонкульском грабене обусловлена двоякими причинами: с одной стороны, устойчивыми дифференцированными подвижками, сформировавшими систему молодых впадин вдоль долины, а с другой стороны - подпруживанием ее молодыми (голоценовыми) базальтовыми покровами, перекрывшими долину р. Джиды на протяжении около 100 км ниже устья р.Модонкуль.

Комплекс оловоносных россыпей крупных наложенных впадин отражает специфику соотношения двух этапов становления этих структур: 1) формирование эрозионно-денудационного рельефа ложа впадин и 2) образование чехла рыхлых отложений, синхронных развитию впадин. Анализ имеющегося геологического материала по различным оловоносным провинциям показывает, что в строении россыпей в их пределах существует определенное единство. При этом следует подчеркнуть, что это положение в известной мере распространяется и на шельфовые впадины, испытавшие влияние послеледниковой и более ранних трансгрессий, что может быть проиллюстрировано на примере позднекайнозойской наложенной впадины Индонезийского шельфа в районе архипелага Таджах, заимствованном из работы Д.И.И.Алева [Алева, 1973].

Как следует из рис.40, формирование оловянных россыпей в данной структуре связано с несколькими этапами развития рельефа:

- поздний мел-палеоген - формирование расчлененного рельефа, приведшее к вскрытию оловоносных интрузивных массивов и завершившееся образованием пенеplена Сунга;

- миоцен - заложение впадины и формирование аккумулятивной равнины с чехлом рыхлых отложений мощностью более 100 м, среди которой сохранились островные горы, образованные интрузивными куполами;

- первая половина плиоцена - эрозионное расчленение, частично

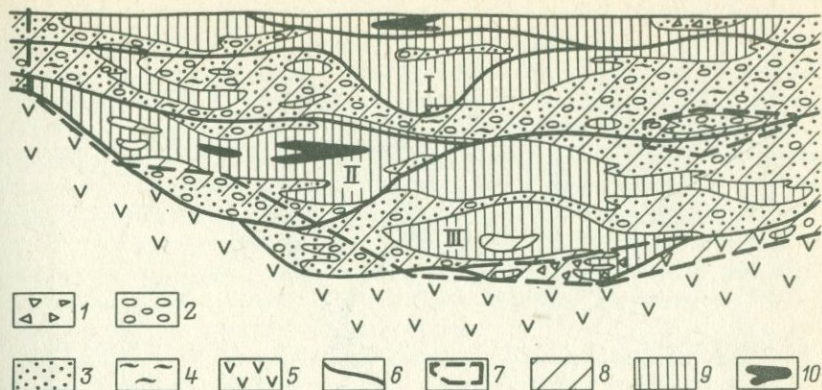


Рис.39. Строение многопластовой аллювиальной вольфрамовой россыпи р.Инкур в пределах грабена Модонкуль (по З.С.Ларюшкиной и Л.П.Багрянской, 1974 г.).

1 - щебень и глыбы; 2 - галька; 3 - песок; 4 - глина; 5 - коренные породы (кварцевые диориты); 6 - литологические и стратиграфические границы, 7 - контур пласта. Содержание трехоксида вольфрама; 8 - низкое; 9 - среднее; 10 - высокое. Цифрами (I , II , III) на разрезе обозначены горизонты, обогащенные вольфрамом

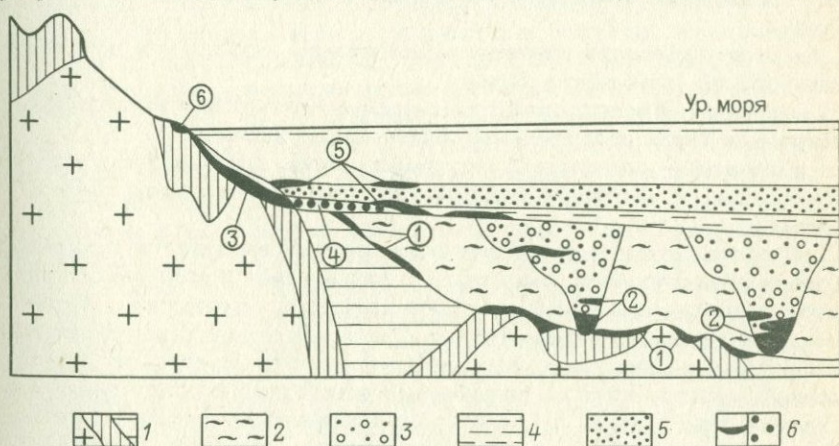


Рис.40. Взаимоотношение разновозрастных оловянных россыпей на шельфе архипелага Таджик [Aleva, 1973].

1 - оловяносные гранитоидные массивы и их роговиковая оторочка среди неизменных осадочных пород, 2 - осадочный чехол миоценового возраста; 3 - отложения плиоценовых погребенных долин; 4 - осадочный чехол плейстоценового возраста; 5 - осадочный чехол голоценового возраста; 6 - россыпи (точками показан рассеянный касситерит). Цифры в кружках: 1 - остаточные россыпи пенеплена Сунга типа "кулит" и "какса"; 2 - аллювиальные россыпи древних погребенных долин; 3 - аллювиальные россыпи молодых затопленных долин; 4 - концентрации касситерита в конусах выноса последних; 5 - россыпи абразионных платформ разного времени; 6 - современные пляжевые россыпи

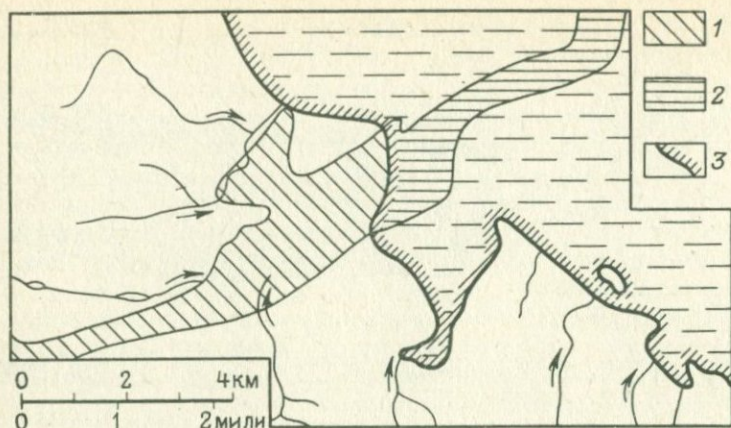


Рис.41. Положение россыпи касситерита в прибрежной зоне (1) и на шельфе (2) о-ва Белитуг [Алева, 1973]. Видно пересечение континентальной россыпи современной береговой линией (3)

достигшее уровня погребенного пенеппена; в островных массивах идет энергичное обновление экспозиции и вскрытие коренных источников;

- вторая половина плиоцена - замедление денудации и частичная аккумуляция, заполнение долин;

- средний, поздний плейстоцен - слабая аккумуляция во впадинах, в островных горах продолжается обновление экспозиции;

- голоцен - послеледниковая трансгрессия, сопровождающаяся аккумуляцией и частичным захоронением затопленного эрозийного рельефа.

В соответствии с перечисленными этапами выделяются комплексы оловоносных россыпей, связанные с погребенным ложем впадин или образованные в ходе многократного перемыва и переотложения ранее сформированных концентраций. Среди них характерны следующие морфогенетические типы россыпей (в последовательности их формирования) (см. рис.40): а) погребенные остаточные россыпи пенеппена Сунга - типа "кулит" и "какса", б) аллювиальные россыпи в погребенных и затопленных долинах плиоценового возраста; в) россыпи затопленных долин средне-позднеплейстоценового возраста; г) рассеянные концентрации касситерита в конусах выноса этих долин; д) россыпи молодой абразионной платформы, сформированные за счет более древних концентраций; е) россыпи современного пляжа.

Морфогенетические типы а-б, сформированные в условиях древнего пенеппенизированного рельефа, подвергшегося расчленению, так же как и россыпи типа в, связанные с более поздним эрозийным циклом, располагаются "независимо" от положения береговых линий, сформированных в ходе послеледниковой трансгрессии. Нередко континентальные россыпи прибрежной части суши без видимого перерыва продолжают в область шельфа, образуя единые залежи удлиненной формы, которые пересекаются современной береговой линией (рис.41).

Совершенно очевидно, что за исключением двух последних типов (д, е) (см. рис. 40) перечисленный набор россыпей может быть встречен и в районах внутриконтинентальных наложенных впадин, не подвергшихся послеледниковой трансгрессии. Сходные типы оловоносных россыпей описаны для аккумулятивных равнин в пределах оловоносных провинций Советского Союза [Патык-Кара, Арманд, 1978]. При этом среди россыпей погребенного эрозионного рельефа в зависимости от особенностей строения долин могут быть встречены как сравнительно простые по строению залежи, так и многопластовые или многоструйчатые, образования, сформированные в несколько этапов или стадий россыпеобразования. В их перечень должны быть внесены также описанные выше россыпи зон тектонических уступов.

Типы россыпных концентраций олова в осадочном чехле впадин, образованные за счет тонкого и мелкого касситерита, изучены недостаточно. На примере проявлений Чокурдахского района на территории Приморской низменности Якутии можно видеть, что они располагаются по периферии локальных оловоносных структур, скрытых под чехлом рыхлых отложений, приурочены к толще древних и современных прибрежно-морских осадков и имеют струйчатое строение. Общая мощность оловоносной пачки может достигать нескольких десятков метров при крайне неравномерном распределении содержаний олова. Важнейший вопрос оценки россыпных проявлений данного типа составляет изучение технологических возможностей извлечения олова. В настоящее время определение его содержаний в подобных отложениях базируется на ядерно-физических или химических методах при недостаточном контроле минералогическим анализом. Имеются данные (А.В. Сурков) о том, что в описанных концентрациях в составе фракции $-0,1+0,05$ мм присутствует угловатый касситерит (в сростании с кварцем) без следов длительного переноса и переотложения, что свидетельствует о близости источника питания.

Известную роль в балансе россыпного олова старых оловодобывающих районов играют техногенные россыпи, вовлекаемые в промышленное освоение по мере отработки основных россыпных месторождений. Нередко они содержат значительные запасы металла при содержаниях, делающих их разработку экономически рентабельной. Возникновение техногенных россыпей обусловлено не только несовершенством извлечения полезного компонента, но и, по-видимому, активно протекающими процессами естественного обогащения за счет дополнительного высвобождения полезных минералов из крупнообломочной части отвалов, которое, как указывалось выше, стимулируется механическими воздействиями в ходе отработки и современным выветриванием, дающими определенный эффект за период 20-30-летнего существования отвалов.

Представляется целесообразным различать две группы техногенных россыпей олова. Первую образуют крупноглыбовые и эфельные отвалы отработанных россыпей. Их характерные черты: разделение материала на два класса крупности - более 30 мм ("галья") и менее 30 мм ("эфеля"); присутствие в составе россыпи перемещенных механическим путем торфов естественных россыпей; в районах развития много-

летнемерзлых пород – малая льдистость по сравнению с естественными россыпями (первые проценты); значительная протяженность, соизмеримая с исходными россыпями. Примером их могут служить техногенные россыпи Депутатского россыпного узла в Якутии.

Вторая группа техногенных россыпей олова – хвосты перерабатывающих коренные руды обогатительных фабрик, поступившие в сферу активного гидродинамического воздействия (сбросы в акватории озер, заливов, выносы рек, размывающих хвосты). Важнейшими факторами их образования служат сепарация и обогащение материала в зоне активного волнового воздействия, способствующие возникновению повышенных концентраций касситерита преимущественно мелких классов. Характерным представителем этих россыпей являются залегающие на глубинах 9–21 м прибрежно-морские техногенные россыпи залива Сент-Айвс, примыкающего к гранитному массиву Лэндс Энд в Корнуэле (Англия). Они образованы за счет переработки морем выносов Красной реки, дренирующей отвалы старых оловорудных разработок когда-то богатейшего, а ныне закрытого рудника Левант, рудные тела которого уходят под уровень моря. Первичным источником касситерита в техногенной россыпи послужили рудные тела касситерит-силикатно-сульфидного состава, в которых касситерит тесно ассоциировал с турмалином, хлоритом и кварцем. Указанная минеральная ассоциация характерна и для касситерита в техногенной россыпи, где его значительная доля находится в связанном состоянии в виде сростков с кварцем и турмалином, что обусловило в целом низкие содержания полезного компонента и его трудную извлекаемость. Получаемый из россыпи предварительный концентрат содержит 2 % олова, затем на берегу он подвергается повторному обогащению до концентрата с содержаниями 20 % олова [McCuinnes, Hamilton, 1972].

На побережье Чукотки известна техногенная россыпь, возникшая за счет сбросов в прибрежную зону залива хвостов рудника, разрабатывающего руды касситерит-турмалин-сульфидного состава. Россыпь образовалась за 35-летний период эксплуатации коренного месторождения и имеет вид конусообразного аккумулятивного тела, надводная часть которого выдвинута в море на расстояние до 300 м, а подводная, постепенно уменьшаясь по мощности, продолжается на расстоянии до 500–600 м. Состав россыпи определяется следующим соотношением фракций: песок – 56 %, алеврит 29 %, пелит 15 %. Максимальные содержания олова приурочены к фракциям пелита и алеврита, второй максимум (часть полезного компонента, поддающаяся гравитационному обогащению) относится к фракции крупного песка. Расположенная в зоне активного волнового воздействия на глубинах до 14 м, россыпь представляет (по данным М.В.Елизарова и др., 1979 г.) крайне динамичное образование. Постоянный прирост "хвостов" приводит к тому, что тело россыпи выдвигается в сторону моря со среднегодовой скоростью около 10 м/год. Вместе с тем расчеты показывают, что в случае прекращения сброса материала надводная часть россыпи будет размита за период около 40 лет. Характерную особенность россыпи составляет ее формирование в условиях полярного климата, обуславливающее сложное криогенное строение те-

ла россыпи, в том числе сочетание многолетнемерзлых, многолетнеохлажденных и положительнотемпературных пород, многообразие криогенных структур и высокую объемную льдистость, достигающую на отдельных участках 80–90 % (как за счет микровключений, так и за счет наледей и припайного льда).

Россыпи минералов тантала и ниобия

В зависимости от формационной принадлежности источников питания россыпи минералов тантала и ниобия представлены характерными минеральными видами со свойственными им устойчивостью и миграционной способностью, обуславливающей возможность их накопления в определенных генетических типах продуктивных отложений. Эти различия определяют целесообразность раздельного рассмотрения геологических особенностей россыпей тантало–ниобатов по основным группам коренных источников.

Россыпи в связи с редкометальными гранитами и метасоматитами известны в различных фациях континентального литогенеза, а в отдельных случаях и в прибрежно–морских отложениях ближнего обрамления рудоносного субстрата.

В пределах платформ и их щитов редкометальные и комплексные оловянно–редкометальные россыпи известны во многих районах мира (области активизации Африканской, Китайской, Австралийской и Северо–Американской платформ, Бразильский щит). Менее изучены в этом отношении платформы СССР, хотя в последние годы внимание исследователей стала привлекать проблема редкометальных и оловянных россыпей Русской платформы и ее щитов.

В частности, в пределах Украинского щита перспективы выявления эндогенных месторождений указанных формационных типов и сопровождающих их россыпей наиболее отчетливо проявились в двух районах – на Волыни и в Приазовье. Основным структурным элементом, определившим особенности металлогении первого региона, является Суцано–Пержанская тектоническая зона протяженностью более 200 км. Она охватывает разнообразные докембрийские комплексы гранитоидов и сформирована, вероятно, в условиях активизации щита. В ее пределах развиты субщелочные граниты, арфведсонитовые и эгириновые щелочные сиениты, а также связанные с ними метасоматиты, кварц–слюдистые и кварц–флюорит–слюдистые грейзены. Для пержанских гранитов, наряду с оловом, характерны повышенные содержания циркония, ниобия, тантала, спорадически молибдена и вольфрама. В пределах рассматриваемого комплекса пород установлены также в виде аксессуариев циртолит, бастнезит, паризит, гентгельвин, фенакит, берилл и другие редкометальные минералы.

В геоморфологическом отношении северная окраина щита расположена в пределах правобережного Полесья, представляющего собой аккумулятивную равнину, которая наложена на денудационную поверхность кристаллических пород, сформированную в мезозойское время. Главные черты рельефа в основном, обусловлены деятельностью водно–ледниковых потоков.

На кристаллическом фундаменте широко развита кора выветривания площадного и линейного типов, перекрытая четвертичными, реже мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, мощность которых обычно не превышает 10–20 м. Наиболее благоприятные условия для формирования мощной коры выветривания существовали в пределах зон тектонических нарушений, где она развита на глубину до 70–100 м.

Среди различных рудных минералов коры выветривания наибольший интерес представляют колумбит–танталит и касситерит. Химическими анализами установлено, что отношение пятиоксида ниобия к танталу в коре выветривания составляет 2,85, а основными минералами–носителями являются колумбит–танталит и спорадически редкоземельный тантало–ниобат типа фергусонита. Колумбит–танталит почти всегда встречается совместно с касситеритом, в том числе в виде сростков, иногда с тончайшим прорастанием. Обычны также его сростки с кварцем, значительно реже с цирколитом. Размеры зерен варьируют от 0,05 до 1,3 мм, но преобладает 0,1–0,2 мм.

Наряду с наличием ниобия в колумбит–танталите и фергусоните, установлено его рассеяние по многим пороодообразующим и рудным минералам. Это особенно отчетливо устанавливается в касситеритах из коренных пород и россыпей, отличающихся высокой концентрацией ниобия и тантала, составляющих в сумме 4,91–5,3 % (пятиоксида) при среднем соотношении 10:1. Рассеяние ниобия в пороодообразующих и рудных минералах в целом составляет около 30 % (относительных), но иногда превышает 50 % – в слюдястых породах. Сопоставление данных по содержанию ниобия показывает, что в коре выветривания его концентрация повышается в 2,1–2,2 раза по сравнению с невыветрелыми материнскими породами. Особенно заметно относительное увеличение содержаний колумбита. Накопление его связано с естественным обогащением в процессе выветривания пород и выносом легкорастворимых компонентов. Фиксируемое в большинстве случаев довольно резкое увеличение концентрации колумбита в коре выветривания по сравнению с материнскими породами, при близком валовом содержании пятиоксида ниобия (по химическим анализам), свидетельствует о возможном образовании вторичного колумбита за счет ниобия, высвобождающегося из пороодообразующих минералов, в первую очередь слюд.

В результате перемыва кор химического выветривания сформировались комплексные олово–редкометалльные россыпи, состав которых практически повторяет минеральный комплекс коры выветривания. Россыпи приурочены преимущественно к палеогеновым и, в меньшей степени, к неогеновым и четвертичным образованиям, и развиты главным образом в пределах междуречных пространств бассейнов рек Уборть и Перга. Их характерными чертами является отсутствие связи с современной гидросетью и приуроченность к элементам погребенного рельефа (долины, балки, впадины, заливообразные понижения), обычно не выраженным на дневной поверхности Полесской равнины. Ширина долин и балок колеблется в пределах 100–250 м, иногда достигая 500–800 м, при глубине эрозионного вреза лишь 8–15 м (рис.42).

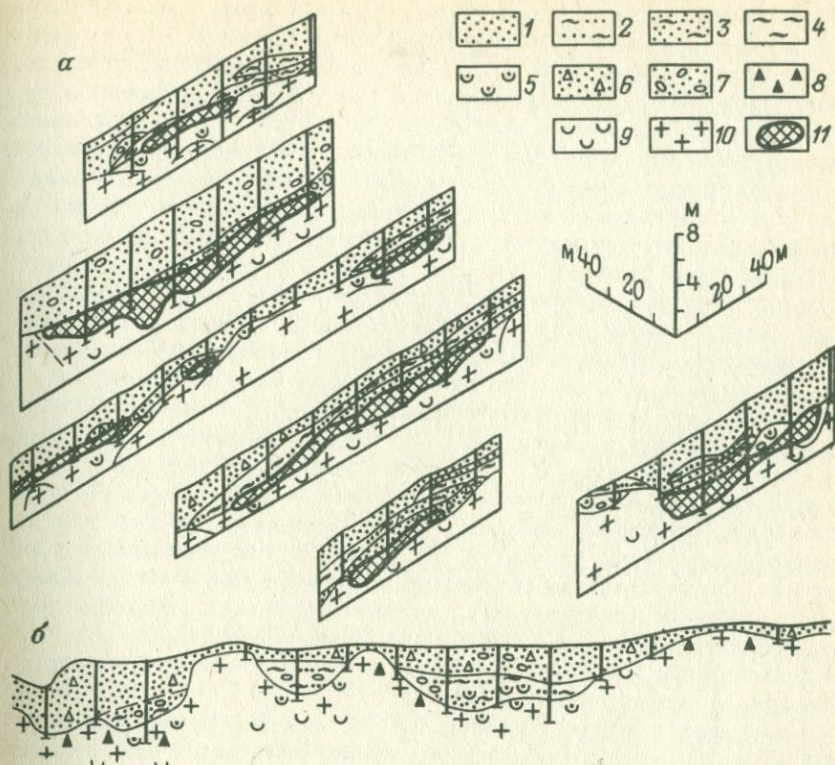


Рис.42. Колумбит-касситеритовые россыпи северо-западного склона Украинского щита.

а - блок-диаграмма, б - разрез Полесской равнины; 1 - песок; 2 - суглинок; 3 - супесь; 4 - глина; 5 - вторичный каолин; 6 - щебень; 7 - песок с галькой и гравием; 8 - дресва; 9 - каолин; 10 - границы; 11 - продуктивный пласт

Россыпи залегают в основании харьковских отложений олигоцена в виде отдельных разобнесенных залежей, мощность которых колеблется от 0,5-1 до 3-4 м. Они представлены мелкозернистыми, реже средне- до крупнозернистыми каолинсодержащими песками серого и светло-серого цвета с примесью угловатых обломков кристаллических пород. Наличие в ряде случаев хорошо окатанной кварцевой гальки свидетельствует о длительном периоде их образования и, возможно, неоднократном переотложении. Вполне вероятно, что продуктивный горизонт песков, залегающий непосредственно на каолинах, представляет собой продукты перемытой континентальной мезозойской толщи. Следы размыва отмечаются в нижней части морских палеогеновых отложений, в основании которых местами фиксируются высокие концентрации колумбита и касситерита. Обращает на себя внимание довольно устойчивое гипсометрическое положение россыпей, локализующихся главным образом в пределах высот 154-160 м.

Большинство древних россыпей не сопровождаются шлиховыми ореолами в перекрывающих их четвертичных отложениях. Лишь на отдельных участках, приуроченных к долинообразным понижениям, в подошве флювиогляциальных песков установлены повышенные содержания касситерита (до 120 г/м³) и колумбита (до 40 г/м³), присутствие которых обусловлено перемывом продуктивных дочетвертичных отложений.

Среди других районов Украинского щита перспективными на выявление россыпей представляются гранитоиды Коростенского плутона на Волини и Корсунь-Новомиргородского массива в Приднепровье, а также Приазовье. В последнем регионе, наряду с детально изученным щелочно-сиенитовым комплексом, характеризующимся пироксоло-цирконовой минерализацией, широко развиты молодые трещинные интрузии (Екатериновская, Куйбышевская, Каменномогильная, Зачатьевская и др.), гранитоиды которых довольно интенсивно флюоритизированы, грейзенизированы и амазонитизированы. Процессы калий-натрового метасоматоза привели к накоплению в гранитах циркония, тантала и ниобия, олова и фтора и др. В сиенитах это выразилось в повышенных содержаниях циркона и пироксоло, в гранитах — танталит-колумбита, касситерита, цирколита, малакона, топаза и флюорита, в пегматитах — танталита, колумбита, тапиолита, некоторых других тантало-ниобатов и топаза. Отмеченная редкометальная минерализация не представляет самостоятельного практического интереса. Однако в домеловое время развилась мощная кора химического выветривания, продукты которой размывались и переотлагались на протяжении практически всей последующей истории развития района.

В осадочных породах, развитых непосредственно на склонах и в ближайшем обрамлении указанных массивов, отмечаются повышенные концентрации танталит-колумбита, циркона, касситерита и др. Так, по данным А.М.Болотова и С.Б.Бравиной ["Рудоносные...", 1974], в верхнемеловых отложениях установлены танталит-колумбит и касситерит, в бучакском ярусе — танталит-колумбит, в полтавской свите — касситерит, циркон и танталит-колумбит, в среднесарматском подъярусе — танталит-колумбит и циркон. Продуктивные отложения представлены преимущественно грубо- и разномелкозернистыми, реже мелкозернистыми песками с переменным количеством глинистого заполнителя. Их формирование происходило в прибрежных зонах, в одних случаях это типичные прибрежно-морские образования, в других, по-видимому, прибрежно-дельтовые, выполняющие долинообразные понижения в древнем рельефе, с последующим частичным перемывом в морских условиях. Так, по обрамлению одного из гранитных массивов россыпь колумбита приурочена к разномелкозернистым полевошпат-кварцевым пескам, представляющим продукты переотложения коры химического выветривания гранитов и гнейсов. Размерность зерен уменьшается вверх по разрезу горизонта песков, который с постепенным переходом открыт среднесарматскими глинами. Максимальные содержания колумбита приурочены к основанию продуктивного горизонта.

Колумбит практически полностью (99,5 %) сосредоточен в материале песков мельче 0,5 мм. Содержание пятиоксида тантала и ниобия в колумбите варьирует соответственно от 2,16 до 10,7 % и от

63,15 до 76,15 % при ниобий-танталовом отношении от 6 до 30. Основными сопутствующими минералами в россыпи являются малакон, циртолит и топаз, значительно реже ксенотим, касситерит, ильменит, циркон и монацит. Между концентрациями колумбита, циртолита и топаза фиксируется положительная корреляционная связь.

Вмещающие россыпи горизонты песчаных отложений формировались в пределах слабо расчлененного плато, в условиях равнины, эпизодически заливавшейся морем.

Иными условиями формирования, но также с предшествовавшим кооробразованием, характеризуется многопластовая россыпь колумбита, известная в Казахстане. Она приурочена к древней речной долине, выполненной пролювиальными и пролювиально-аллювиальными отложениями мощностью до 35-45 м, в разрезе которых выделяются три горизонта, обогащенные колумбитом. Установлена непосредственная связь этой россыпи с массивом колумбитоносных гранитов.

К числу регионов с многолетней историей изучения и промышленного освоения принадлежит Африканская платформа, на территории которой редкометалльные и комплексные олово-редкометалльные россыпи в основном сосредоточены в пределах Западно-Африканского, Центрально-Африканского и, в меньшей степени, Родезийско-Трансваальского поясов.

Западно-Африканский пояс, прослеживающийся в меридиональном направлении на 1600 км из района плато Джос (на юге) до Туарегского шита, фиксируется кольцевыми интрузиями "молодых" гранитов и сопровождающих их оловянно-вольфрамовых и тантало-ниобиевых месторождений [Шеглов, 1968]. Наиболее крупные из известных в пределах пояса россыпей развиты в Нигерии в районе плато Джос, представляющего собой слабо расчлененный древний пенеппен с широким развитием площадной коры выветривания. Россыпи отличаются переменным содержанием колумбита, касситерита и вольфрамита. Суммарная концентрация этих минералов обычно составляет от 300-400 до 800-1000 г/м³, хотя на отдельных участках их содержание достигает первых килограммов на кубический метр. Добыча колумбита и касситерита на протяжении многих лет производилась из россыпей практически всех генетических типов - от остаточных (кор выветривания) до аллювиальных. Однако основная роль длительное время принадлежала аллювиальным россыпям, характеризующимся различными глубиной залегания (5-25 м) и протяженностью (5-15 км). В последние годы большое значение придается погребенным россыпям, многие из которых были неоднократно переотложены в неогене, а в дальнейшей частично перекрыты базальтами.

Несколько иные геолого-геоморфологические условия существовали при формировании россыпей тантало-ниобатов и касситерита в Жанчивланском рудном районе (МНР), приуроченном к Южно-Хэнтэйскому выступу Монголо-Забайкальской складчатой системы.

Здесь известна остаточная редкометалльная россыпь с танталит-колумбитом, микролитом и касситеритом на водоразделе долин Уртугоцзагор и Западная, приуроченная к зоне дезинтеграции альбит-лепидолитовых апогранитов. Продуктивный горизонт представлен белым

каолиноподобным материалом с дресвой и щебнем интенсивно выветрелых апогранитов и имеет мощность от 0,7 до 2,2 м. Площадь распространения дезинтегрированных рудосносных пород около 2 км² [“Танталын...”, 1974]. К ним примыкает ложковая россыпь, переходящая в долинную аналогичного комплексного состава: танталит-колумбит отмечается в ней в виде мелких кристаллов тонкопластинчатой формы, а микролит – кристаллов октаэдрической формы или неправильных зерен. Вниз по долине содержание микролита снижается значительно быстрее, чем танталита-колумбита.

За рубежом известны также россыпи, в которых колумбит-танталит ассоциирует с минералами группы фергусонит-эвксенит-самарскита, отличающимися повышенной сохранностью в коре выветривания и значительно большей устойчивостью при транспортировке и переотложении (до 15–20 км). Из них наиболее крупными являются аллювиальные эвксенитовые россыпи Бер-Велли (штат Айдахо, США), сформировавшиеся за счет перемива продуктов разрушения кварцевых диоритов, в которых в виде акцессорных минералов присутствуют эвксенит и монацит. Особенно высокой концентрацией отличаются россыпи, образовавшиеся за счет размыва мощной коры выветривания массивов, не подвергавшихся плейстоценовому оледенению, и приуроченные к долинам, подпруженным четвертичными базальтами (В.Н.Котляр, Б.В.Кристалный, 1968 г.). Содержание основных полезных компонентов в этих россыпях в среднем составляет: эвксенита около 600 г/м³, колумбита 100 г/м³, монацита 300 г/м³, ильменита 12 кг/м³.

Значительный интерес представляют аллювиальные россыпи Риу-Гранди-ду-Норти (Бразилия), где наряду с монацитом и цирконом присутствует самарскит. Среди месторождений этой группы следует также отметить россыпи с поликразом в районе Пионервилл (США) и оловоносные россыпи с приоритом в Эмбабаане (Африка). Известны находки мелких россыпей за счет акцессорных минералов группы эвксенит-самарскита на Горном Алтае (Коровихинский массив), Полярном Урале (Лонгот-Юган), в Таджикистане (Кураминский хребет), на Чукотке (в континентальных и прибрежно-морских отложениях) и в других районах Советского Союза.

В противоположность минералам группы фергусонит-эвксенит-самарскита, пироклор, ввиду своей неустойчивости при переносе, не образует аллювиальных россыпей и обычно не выходит за пределы массивов рассматриваемых формационных типов. Относительный интерес представляют лишь элювиально-склоновые россыпи в бассейне р.Каффо (Нигерия), связанные с рибекитовыми гранитами, которые характеризуются наличием мелкой вкрапленности пироклора [Бурков, Потемкин, Пятнов, 1972].

Следует подчеркнуть, что даже в промышленных россыпях, образованных за счет редкометалльных гранитов и метасоматитов, содержание тантало-ниобатов, как правило, ниже, чем в коренном источнике (рис.43). Исключением являются случаи совмещения водотока с зоной минерализации, когда, минуя склоновую стадию, формируется “элювиально-аллювиальная” россыпь. При размыве же площадных кор вы-

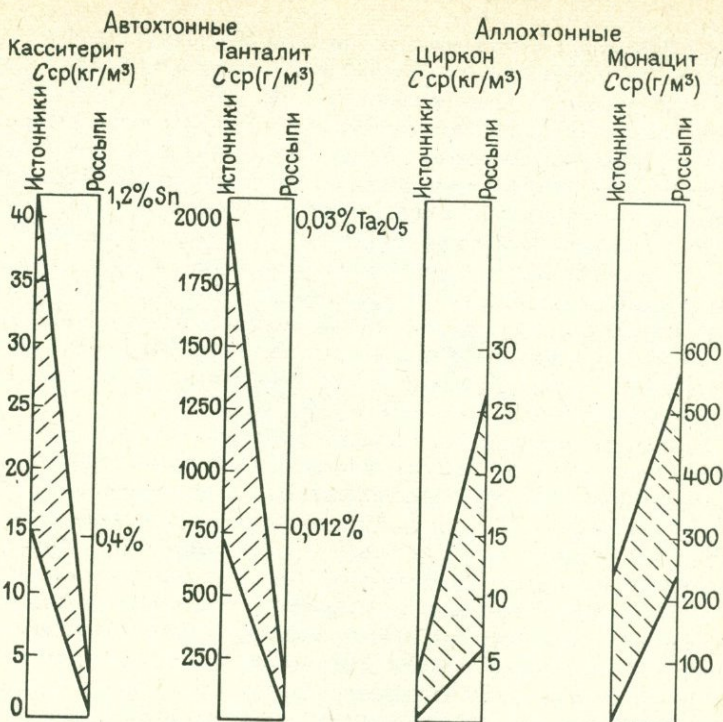


Рис. 43. Соотношение содержаний полезных компонентов в источниках питания и россыпях

ветривания, развитых по минерализованным породам субстрата, даже с далеко непромышленной и весьма неравномерной концентрацией рудных минералов, низкое содержание полезных компонентов в исходных породах многократно компенсируется поступлением больших масс продуктивного материала, и масштабы россыпи тем выше, чем больше поверхность эродируемых минерализованных пород [Гурвич, 1966]. Иными словами, в зависимости от конкретных условий формирования промышленных россыпей тантало-ниобатов и комплексного состава (с касситеритом) может происходить как за счет концентрированных источников (рудных месторождений), так и путем мобилизации полезных компонентов из минерализованных пород с непромышленным содержанием. Первоочередного внимания при поисках подобных россыпей, учитывая современную климатическую обстановку территории СССР, заслуживают районы развития продуктов переотложения древних кор химического выветривания в ближайшем обрамлении массивов редкометалльных гранитов и метасоматитов.

Россыпи в связи с редкометалльными пегматитами (наряду с корами выветривания) являются в мировой практике основным источником получения тантала. Часто они отличаются комплексным составом, где наряду с колумбит-танталитом и другими тантало-нио-

батами в переменных концентрациях присутствует касситерит.

Известные в полях развития пегматитов россыпи танталита обычно связаны с остаточными корами выветривания, как современными латеритного типа (Заир и другие провинции Африки, Бразилия, Австралия), так и с древними каолиновыми (Урал, Казахстан, Бразилия и др.).

Наиболее богатые и крупные россыпи танталита и комплексного касситерит-танталитового состава развиты обычно в пределах обширных полей с большой "насыщенностью" пегматитовыми телами. При этом сами пегматитовые тела часто характеризуются весьма низкой, непромышленной концентрацией тантало-ниобатов ($0,003-0,006\% \text{ Ta}_2\text{O}_5$). Естественное (в 1,5-2 раза) обогащение в процессе развития коры выветривания, даже при последующем разубоживании исходного материала за счет размыва вмещающих пород, обеспечивает формирование промышленных россыпей ($30-100 \text{ г/м}^3$).

Эта общая схема имеет свое конкретное преломление в зависимости от локальных условий россыпеобразования (густота гидросети, режим развития морфоструктуры, положение пегматитовых тел относительно элементов рельефа и др.). Примером может служить группа россыпей, связанных с альбитизированными пегматитами в одном из восточных районов СССР. Дренажные пегматитовое поле долины имеют асимметричное строение и содержат погребенные врезы. Наиболее интересные россыпи приурочены к погребенным логам и террасам, причем в отдельных случаях древние пласты залегают гипсометрически выше современных. В пределах одной из таких древних долин наиболее высокие концентрации танталит-колумбита образуют относительно широкую струю, "прижатую" к гребню коренных пород, отделяющему древнее русло от современной поймы. При этом, по мнению В.И.Быкова, среди различных фациальных разновидностей отложений долин повышенной продуктивностью характеризуются в основном крупно- и среднезернистые пески.

Ведущая роль принадлежит также погребенным аллювиальным россыпям в одном из районов Казахстана (рис.44). Здесь россыпи приурочены к относительно крупной долине сложного строения, развивающейся в условиях дифференцированных неотектонических движений [Филиппов, 1968; "Древние...", 1977]. Основным полезным компонентом россыпей является танталит, сопутствующим - касситерит. Оба минерала в переменных концентрациях присутствуют практически во всех литологических разностях отложений, но в основном приурочены к песчано-галечным образованиям древней долины. Наиболее высокие содержания танталита и касситерита отмечаются в отложениях средней части долины у ее правого борта, тяготея к гранитному гребню, отделяющему врез от современной поймы. Непосредственно у бортов долины и в современной пойме концентрация рудных минералов значительно снижается, за исключением отдельных участков коллювиальных отложений у подножия склонов, на которых обнажены пегматитовые тела.

В вертикальном разрезе повышенные содержания танталита и касситерита отмечаются от поверхности до плотика, однако в основном они концентрируются в двух пластах, залегающих соответственно на

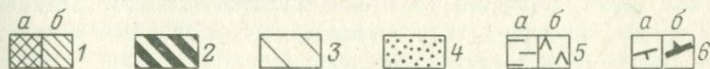
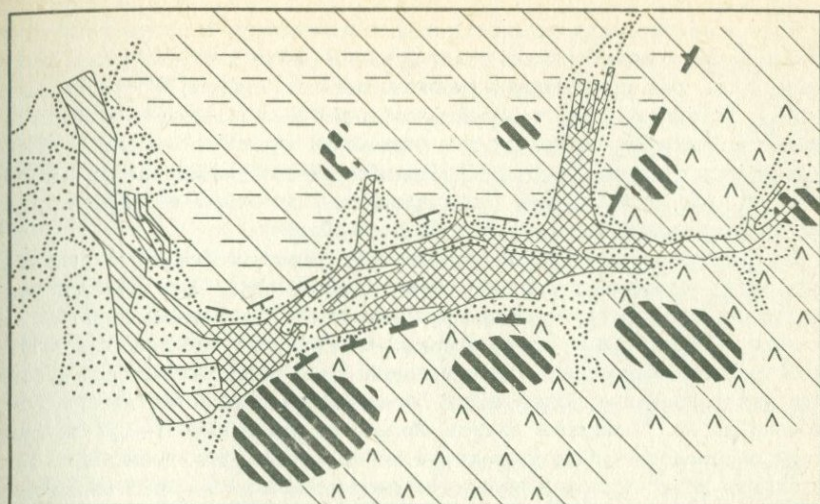


Рис. 44. Структурно-геоморфологическая схема района касситерит-танталитовой россыпи (по И.Г.Аргамачову и Д.Я.Айздердзису, 1977 г.). 1 - россыпи: а - богатая, б - бедная; 2 - участки развития редкометалльных пегматитов; 3 - площадь распространения пегматитовых жил; 4 - аллювиально-пролювиальные отложения; 5 - неотектонические блоки: а - относительно опущенный, б - приподнятый; 6 - дизъюнктивные нарушения неотектонического этапа: а - мелкие, б - крупные, четко выраженные в рельефе

глубинах от 2-3 до 20-25 и от 25-30 до 40 м. Оба пласта подстилаются, разделены и перекрыты слабо продуктивными отложениями. Такое же трехчленное строение древней россыпи отмечается и по мере перехода ее в более крупную долину. Однако здесь дополнительно появляется линзующийся маломощный современный пласт, формирование которого связано с перемывом подстилающих продуктивных отложений.

Совершенно иные условия формирования россыпей тантало-ниобатов существовали на Урале (Восточно-Уральское поднятие). Вскрытие и размыв редкометалльных пегматитов происходили в условиях длительного регионального выравнивания территории, завершившегося формированием Зауральского пенеппена, частично перекрытого позже отложениями мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов (А.П.Сигов, 1969 г.). Здесь на древней пенеппенизированной поверхности Восточно-Уральского поднятия установлены реликты мезозойской коры химического выветривания площадного типа, а в тектонических зонах - линейной. Сохранившаяся мощность коры достигает 25-35 м в депрессиях и 100-150 м в тектонически ослабленных зонах (Л.А.Гузовский, 1969 г.)

Кора выветривания редкометалльных пегматитов представлена преимущественно нижней частью зоны дезинтеграции и структурных каолиновых глин, где сохраняются реликты полевых шпатов [“Рудоносные...”, 1974]. Основным рудным минералом коры выветривания пегматитов является колумбит-танталит, при отношении в нем пятиоксида ниобия к пятиокиси тантала от 1 до 3. Преобладающий размер зерен колеблется от 0,2 до 0,05 мм. Содержание его по зонам коры выветривания относительно равномерное (80,6–86,3 г/т).

Для другого района также характерно развитие россыпей колумбит-танталита, связанных с продуктами перемыва кор выветривания редкометалльных пегматитов. Кору приурочены к отложениям неогена, выполняющим верховья древних логов, развитых на площади и в непосредственном обрамлении рудных полей. Наиболее обогащенной является узкая притальвеговая часть базального глинисто-песчаного горизонта логов. Мощность пласта обычно не превышает 1–1,5 м. Вследствие рассредоточенного характера пегматитовых тел происходит значительное разубоживание продуктов переотложения за счет вмещающих безрудных пород. Наиболее отчетливо это показано А.С.Таланцевым (1969 г.) на примере одного из логов, где источником питания является одиночное пегматитовое тело.

Исходя из геолого-металлогенических особенностей, по мнению многих исследователей, в пределах рассматриваемого региона перспективами на выявление ложковых и аллювиальных россыпей тантало-ниобатов отличаются песчано-глинистые отложения апта (алапаевская толща), сеномана, среднего олигоцена и, местами, четвертичного периода. Особого внимания при этом заслуживают древние эрозионно-структурные депрессии, а также песчаные фации прибрежных зон сантон-кампанского, палеоценового и среднеолигоценового морей, сохранившиеся в депрессиях по обрамлению некоторых рудных полей.

Как уже отмечалось, наиболее крупные россыпи за рубежом развиты в субэкваториальной зоне, где современная климатическая обстановка способствует формированию кор химического выветривания и, соответственно, дезинтеграции рудных компонентов из минерализованных пород субстрата. Таковы россыпи Центрально-Африканского и Родезийско-Трансваальского поясов, преимущественно связанные с пегматитами. Широко известны крупные касситерит-колумбитовые россыпи Северного Лугулу (Заир), детально описанные Н.Кюном [Kun, 1958–1959]. Близкая картина наблюдается и в пределах Австралийской платформы, где наряду с существенно оловоносными и танталоносными пегматитами (провинция Дарлинг, Пильбара) отмечается развитие кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом (провинция Кимберли), штокверкоподобных зон и грейзенизированных кварцевых порфиров (Северная территория), которые хотя и не имеют существенного промышленного значения, но явились источниками формирования богатых россыпей. Особенно отчетливо это проявляется на рудном поле Гринбушес (провинция Дарлинг), где среди различных генетических типов металлоносных осадков главное промышленное значение имеют прибрежные россыпи. Рудное поле вскрывается в пределах слабо рас-

члененного плато с интенсивным развитием латеритных кор выветривания (R.A.Hobson, R.C.Motheson, 1949 г.; [Ellis, 1965; Пятнов, 1969]). Неглубокая, но весьма разветвленная гидросеть в сочетании с неогеновым бассейном создала предпосылки для переотложения продуктов кор выветривания. Прибрежные россыпи залегают непосредственно на продуктивных каолиновых глинах, перекрываясь, в свою очередь, латеритами. Мощность продуктивного горизонта колеблется в пределах 5-18 м. В зависимости от положения россыпей относительно локальных источников питания соотношение касситерита и танталита колеблется в очень широких пределах (5-1000). Подавляющее большинство древних россыпей уже отработано. Они отличались исключительно высокой, иногда ураганной, концентрацией касситерита, нередко превышавшей непосредственно в полосе пляжа 200 кг/м^3 . В настоящее время оставшиеся запасы обрабатываются дражным способом [Ellis, 1965].

Россыпи в связи с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами выявлены в последние годы в различных районах мира. Среди них преобладают остаточные и склоновые, хотя специфика развития отдельных площадей способствует также формированию аллювиальных и озерных россыпей в пределах рудоносных массивов. Содержание и распределение тантало-ниобатов в карбонатитах весьма неравномерное; обычно преобладают пироклор, колумбитизированный пироклор и колумбит, гатчеттолит, иногда дизаналит. Однако в условиях кор химического выветривания по карбонатитам, формирующимся при свободной фильтрации поверхностных вод и активном окислении карбонатов и железистых силикатов, накапливаются наиболее устойчивые тантало-ниобаты (колумбитизированный пироклор и колумбит), которые вместе с апатитом, фосфатами и фтор-карбонатами редких земель нередко образуют богатые россыпи остаточного типа.

Интенсивность развития кор химического выветривания по рудоносным карбонатитам в значительной степени определяется их петрографическим составом. Мономинеральные карбонатиты, особенно кальцитовые и доломитовые, относительно устойчивы как к процессам коробразования, так и к механической денудации. Степень выветривания резко возрастает при наличии других породообразующих минералов, в частности анкерита; существенное влияние оказывает присутствие сульфидов.

Характерным примером может служить один из карбонатитовых массивов, изучавшихся В.Ф.Гуреевым, И.И.Егоровым и Е.А.Зверевой (1964 г.). Развитая по нему кора выветривания в пределах тектонических зон достигает мощности 80-100 м с четко выраженным профилем (рис.45). В разрезе снизу вверх наблюдается постепенная смена зон выветривания от слабо дезинтегрированных пород до интенсивно выветрелых разновидностей (структурные и бесструктурные охры).

В тальвеге долины, наследующей тектоническую зону, развиты карстовые полости, выполненные продуктивными отложениями. Глубина распространения карста достигает 60-70 м с преобладающим развитием на площадях, сложенных анкеритовыми карбонатитами. Продуктив-

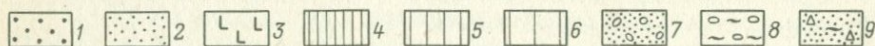
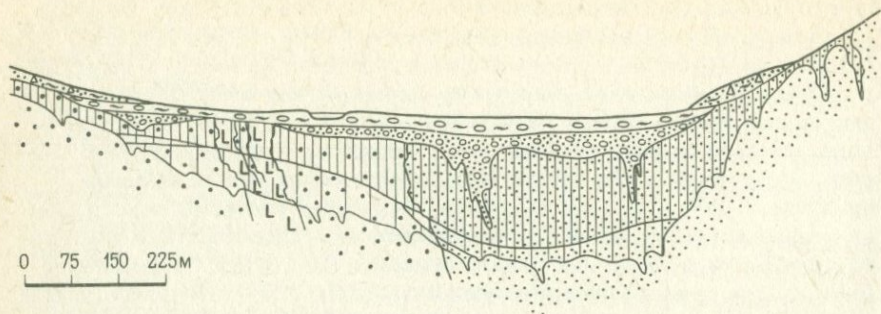


Рис.45. Геологический разрез коры выветривания (по Е.А.Зверевой и В.Ф.Гуреву, 1963 г.).

1 - кальцитовые карбонаты; 2 - анкеритовые карбонаты; 3 - породы ряда ийопит-мельтейгит; 4 - охры и гидрослюдисто-глинистые образования; 5 - обохренные продукты дезинтеграции; 6 - необохренные продукты дезинтеграции; 7 - отложения перемытой коры выветривания и карстов; 8 - аллювиальные отложения; 9 - делювиальные отложения

ные "отложения" карста образуют с корами выветривания единый контур крупной россыпи элювиального (остаточного) типа. Но если подходить со строго генетических позиций, эта россыпь является элювиально-аллювиальной, поскольку карстовые полости аккумулируют в значительных объемах аллювиальный материал. При этом галечно-гравийные отложения карстов по своему составу близки продуктам перемыва коры химического выветривания и нередко содержат материал силикатных пород, вмещающих карбонаты. Продукты непосредственного переотложения кор химического выветривания (средней мощностью 2-5 м) представлены сильно обохренным валунно-галечно-гравийным материалом с переменным количеством песчано-глинистого заполнителя. В свою очередь, они перекрываются гравийно-галечными аллювиальными отложениями, местами также содержащими обохренный щебнистый материал. Современные аллювиальные отложения (мощностью от 2-3 до 20-25 м) менее обогащены тантал-ниобатами, концентрация которых постепенно убывает по мере выхода водотоков за пределы массива.

В отличие от других типов экзогенных месторождений редких металлов коры выветривания, развитые по карбонатам, и продукты их переотложения характеризуются весьма сложным вещественным составом. Известны примеры, когда при сравнительно больших запасах и высоких содержаниях редких элементов коры выветривания не имеют практической ценности, поскольку основные компоненты не могут быть рентабельно извлечены, так как находятся в рассеянном состоянии. Имеют место и обратные случаи - при сравнительно невысоких содержаниях редких элементов руды коры выветривания представляют про-

мысленный интерес в связи с тем, что полезные компоненты находятся в них в форме легко извлекаемых минералов (В.В.Бурков, В.Ф.Гуреев, И.И.Егоров, Е.А.Зверева, Л.Б.Зубков, Ю.Л.Капустин, Г.В.Писемский, Е.И.Семенов, Л.Б.Чистов, Е.М.Эпштейн и др.). Отличительной чертой зоны гипергенеза карбонатитов является весьма высокая степень растворения и выноса основных породообразующих минералов — карбонатов, что вызывает значительное сокращение объема породы. Реликтовые зерна образуют мелкозернистую сыпучку, состоящую из тонких частиц, по которым развиваются охры гидроокислов железа и марганца. Другие минералы карбонатитов — полевые шпаты, темноцветные силикаты и сульфиды, иногда встречающиеся в значительных количествах, — также претерпевают значительные изменения.

При различной сохранности в коре выветривания основных редкометалльных минералов, в целом характерно их относительное накопление. Указанные выше исследователи отмечают, в частности, что содержание в корях выветривания тантала и ниобия повышается в 2,5–3 раза по сравнению с коренными рудами, а редких земель — в 3,5–4, в отдельных случаях — более чем в 10 раз. Но главное при этом, что наряду с количественным повышением содержания редких элементов происходит новообразование редкометалльных минералов — концентраторов за счет изоморфных примесей в породообразующих минералах. Характерным примером являются неизмененные кальцитовые карбонатиты, в которых редкие земли находятся в основном (до 90%) в кальците в виде изоморфной примеси. Однако в зоне гипергенеза происходит почти полное разложение кальцита и частично апатита, благодаря чему образуется гипергенный фосфат — рабдофанит, содержащий до 60% суммы окислов редких земель. Совершенно естественно, что количественные соотношения минералов (устойчивых, реликтовых, новообразованных) могут быть самыми различными и зависят не только от типа карбонатитов, но и от стадии их выветривания.

Необходимо отметить также крайнее непостоянство гранулометрического состава кор выветривания карбонатитов и степени высвобождения редкометалльных минералов. Как правило, классы +10 мм являются наиболее бедными, крупнозернистая часть (-10+1,0 мм) чаще отвечает средним содержаниям, а в мелких классах концентрация редких элементов обычно является максимальной (например, тантала за счет разрушения гатчеттолита). Такое распределение полезных компонентов по классам крупности характерно не только для элювия, но и для продуктов его ближайшего переотложения. В значительной мере это определяется степенью дезинтеграции редкометалльных минералов, в свою очередь зависящей от интенсивности и продолжительности процессов химического выветривания.

Хотя для большинства массивов характерно сочетание площадных и линейных кор химического выветривания с широким развитием карстовых процессов, отмечаются и индивидуальные особенности строения разреза. В отдельных случаях наблюдается значительный размыв кор выветривания и образование маломощного горизонта перекрывающего продуктивного аллювия, в других — развитие озерных продуктивных осадков. В частности, к одному из карбонатитовых массивов Сибири

приурочена озерная котловина, выполненная толщей рыхлых отложений различного фациального состава, содержащих россыпь редкометаллических фосфатов и тантало-ниобатов.

Характерными зарубежными примерами являются крупнейшие элювиально-склоновые россыпи колумбитизированного пироксена, циркона и апатита, окаймляющие карбонатитовый массив Сукула (Уганда), а также уникальные остаточные россыпи массивов Араша (Бразилия), Луэшь, Мрима, Нкумба и др. в Африке.

Россыпи в связи с центральными массивами щелочных пород семейства нефелиновых сиенитов в последние годы установлены на севере Русской платформы. Перспективы выявления россыпей лопарита в этом районе долгое время расценивались отрицательно ввиду преобладания в антропогене процессов физического выветривания с ограниченной возможностью высвобождения лопарита из коренных пород. Активная ледниковая деятельность при этом не только способствовала разубоживанию поступающего продуктивного материала, но и частичному выпаживанию ранее сформированных россыпей.

Однако ряд исследователей (И.В.Иванов, В.Н.Басманов, А.С.Лихачев, В.Я.Прозоров), проводивших детальное изучение района, пришли к выводу о возможности сохранения россыпей. Наряду с учетом особенностей палеорельефа этому заключению способствовали также находки доледниковых кор химического выветривания (А.В.Сидоренко, 1956, 1958 гг.).

Специфика продуктивных образований обусловлена положением региона в субполярной области, где существенную роль играло по крайней мере двухкратное покровное и горное оледенение (А.Д.Арманд и др., 1969 г.). Лопаритовые россыпи локализируются главным образом по обрамлению массива, выделяющегося в рельефе в виде резко расчлененного плато над окружающей ледниково-аккумулятивной холмистой равниной. Как отмечают А.Д.Арманд, М.К.Граеве, В.Я.Евзеров ["Геология...", 1965], отличительной особенностью рельефа региона является сочетание горных возвышенностей и тектонических депрессий, служивших на протяжении длительного времени областями аккумуляции терригенного, и в том числе продуктивного материала. Основной снос терригенного материала с горных массивов происходил преимущественно в южном направлении и менее интенсивно — в северном и восточном.

В одной из россыпей продуктивен весь комплекс отложений, начиная от верхней пачки межледниковых (московско-валдайское межледниковье) образований, включая морены обеих стадий покровного оледенения и заключенные между ними межстадийные осадки водноледникового генезиса, а также поздние и послеледниковые озерные отложения. Наиболее высокие концентрации лопарита тяготеют к горизонту озерных песков. В другой россыпи, расположенной в экзоконтакте юго-восточной части массива, продуктивными являются флювиогляциальные отложения II стадии валдайского и более древнего горного оледенения, иногда горная морена, причем в целом флювиогляциальные отложения горного оледенения богаче лопаритом и образуют более обширные продуктивные площади, чем флювиогляциальные обра-

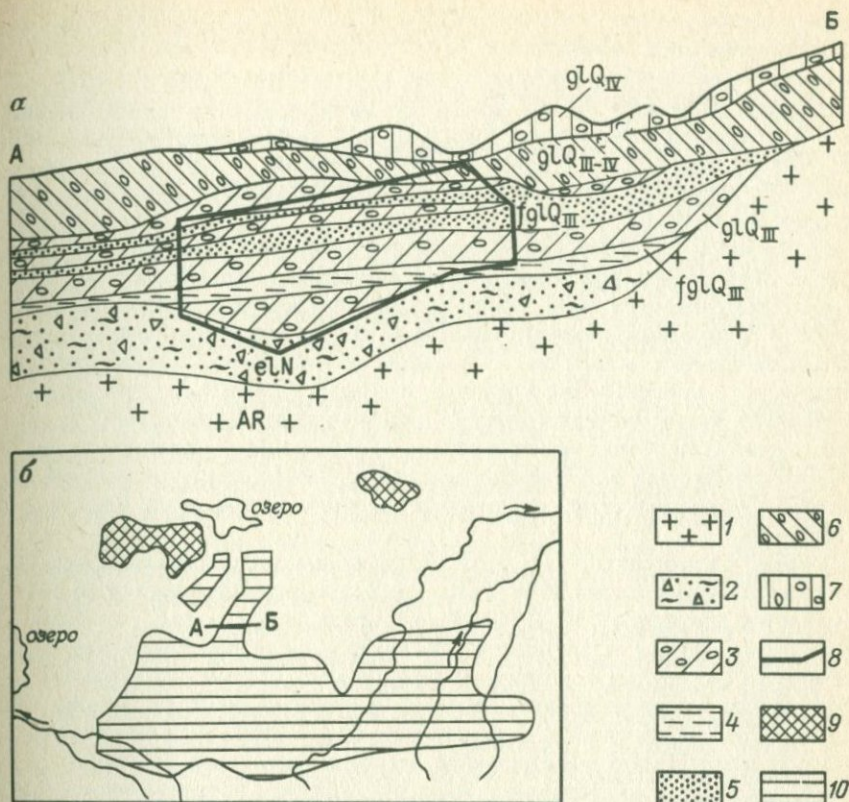


Рис.46. Строение продуктивных моренных и флювиогляциальных отложений (по материалам А.С.Лихачева): а - разрез, б - план россыпи. 1 - гранито-гнейсы; 2 - кора выветривания; 3 - морена первого местного горного оледенения; 4-5 - флювиогляциальные отложения первого местного горного оледенения; 6 - морена второго местного горного оледенения; 7 - морена II стадии покровного оледенения; 8 - контур пласта россыпи; 9 - горные массивы; 10 - контур россыпи

зования покровного оледенения (рис.46). Иногда обогащенными лопаритом являются те участки плотика, на которых сохранились реликты коры химического выветривания, развитой по щелочным породам массива. Характерно, что современные склоновые отложения, формирующиеся в условиях энергичного физического выветривания, отличаются слабой дифференциацией материала и весьма низкой концентрацией лопарита, значительная часть которого сохраняется в обломках вмещающих пород.

Для лопарита в россыпях характерна изменчивость форм и размерности зерен в соответствии с генетическим типом отложений: в элювии преобладают кристаллы и их сростки размером 1-0,25 мм; в склоновых образованиях и морене наряду с хорошо ограниченными кри-

галлами значительную долю составляют их обломки; в аллювиальных и озерных отложениях преобладает класс лопарита $-0,25$ мм, преимущественно в виде обломков кристаллов и неправильной формы округлых зерен различной степени обработки. Вместе с лопаритом в россыпях в переменных количествах присутствуют циркон, ильменит, магнетит, рутил, металопарит, рамзаит, сфен, пироксид и другие. Установлено, что основная масса лопарита концентрируется в глинистых песках фракции $-1+0,14$ мм.

В.Я.Евзеров (1969 г.) отмечает, что покровные ледники прерывают процесс образования россыпей, оставляя мощный плащ морены, частично выпавшая более древние продуктивные отложения и разубоживая продукты разрушения лопаритсодержащих пород инородным материалом. В противоположность им горные ледники способствуют возникновению повышенных концентраций лопарита, так как в теле и на поверхности ледников интенсивно разрушались обломки нефелиновых сиенитов и происходило высвобождение лопарита. На основании анализа континентального литогенеза В.Я.Евзеров выделяет четыре этапа россыпеобразования — межледниковый, межстадийный, позднеледниковый и послеледниковый.

Следует подчеркнуть, что находки повышенных концентраций лопарита в отложениях пляжа и морских террас на значительном удалении от областей питания (200–250 км) свидетельствуют о том, что укрупнившееся понятие о “хрупкости” лопарита справедливо лишь по отношению к его крупным индивидам ($+0,25$ мм). Дальность переноса лопарита определяется прежде всего условиями транспортировки и седиментации. В частности, в глинистой среде, создаваемой продуктами кор химического выветривания, минеральные зерна (особенно мелких классов) в значительно меньшей степени подвергаются дроблению и истиранию, чем в условиях гравийно-галечного аллювия.

Таким образом, россыпи минералов тантала и ниобия размещаются в ближайшем обрамлении источников питания. Важнейшей предпосылкой их формирования являются условия мобилизации полезных компонентов в элювиальную стадию. При этом продуктивность начального периода россыпеобразования зависит не только от климатической и тектонической обстановок, но и от формационного и минерального типов источников питания, литологии и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород, определяющих интенсивность дезинтеграции полезных компонентов.

В условиях развития кор химического выветривания решающее значение принадлежит не содержанию полезного компонента в коренном месторождении, а эродированному объему рудоносных пород.

В областях криогенного литогенеза формирование наиболее крупных россыпей определяется унаследованностью гидросетью структур-локализаторов оруденения. Различная устойчивость минералов тантала и ниобия в процессах выветривания, транспортировки и многократного перетложения определяет индивидуальные возможности формирования тех или иных генетических типов россыпей (от склоновых до прибрежно-морских).

Россыпи циркона, титановых и редкоземельных минералов

Циркон и подавляющее большинство минералов титана и редких земель отличаются низкой плотностью (4,0–5,5) и высокой миграционной способностью (десятки–сотни километров), в связи с чем они могут формировать россыпи как вблизи коренных источников (россыпи ближнего сноса, автохтонные), так и на значительном удалении от областей питания (россыпи дальнего переноса, аллохтонные). Эти минералы отличаются мелкой размерностью (десятые–сотые доли миллиметра) и более высокой абразивной устойчивостью по сравнению с крупными минеральными выделениями (в рудоносных образованиях), которые характеризуются обычно различной степенью дефектности кристаллов.

Среди различных циркониевых минералов только два – бадделейт и циркон – образуют промышленные россыпи. Малакон и циртолит ввиду их метамиктности и крупных выделений в источниках питания (2–5 мм) характеризуются слабой устойчивостью в процессе переотложения, и сохранность их чаще ограничивается склоновыми образованиями. Бадделейтовые россыпи промышленного значения исключительно редки (элювиальные и склоново-аллювиальные) из-за ограниченного развития источников их питания.

Циркон в месторождениях кор выветривания нефелиновых и щелочных сиенитов редко представляет самостоятельный практический интерес и обычно является попутным компонентом тантало-ниобиевых, редкоземельных и других минералов. Широким распространением он пользуется в магматических и метаморфических комплексах пород, продукты дезинтеграции которых в процессе последующего многократного переотложения образуют россыпи практически всех генетических типов, создавая наиболее высокие концентрации в прибрежно-морских отложениях.

Выше было показано, что коры выветривания карбонатитов обычно являются комплексными редкометалльными, и содержания бастнезита, паризита, рабдофанита и других минералов нередко достигают в них высоких концентраций. Однако ввиду ограниченной миграционной способности этих минералов в процессе переотложения продуктов кор химического выветривания они сохраняются лишь в склоновых отложениях.

Более широкое разнообразие генетических типов россыпей свойственно монациту и ксенотиму.

Среди россыпей континентального ряда наиболее крупными являются аллювиальные, формирующиеся в долинах разного порядка. Для платформ и их щитов, испытавших длительную пенепленизацию, характерно развитие россыпей значительной протяженности. Чаще они приурочены к крупным долинам IV–VI порядков (долинные, террасовые).

В складчатых областях среди районов различной расчлененности рельефа россыпи развиты в предгорьях и межгорных впадинах, тяготея к небольшим водотокам (русловые, пойменные) и пролювиальным шлейфам. В отличие от россыпей ближнего сноса других полезных

компонентов (золота, олова, вольфрама, тантала и др.), редкоземельные минералы ввиду низкой плотности обычно довольно равномерно распределены в пределах разреза, реже создавая высокие концентрации у плотика или отдельные обогащенные струи.

Обычно собственно монацитовые (ксенотимовые) континентальные россыпи являются мономинеральными (в промышленном отношении) образованиями, в которых попутные компоненты присутствуют в низких концентрациях. Типовые примеры их рассмотрены В.А.Невским и И.В.Чирковым ["Рудные ...", 1978]. Однако в целом роль континентальных россыпей в последние годы резко снижается из-за открытия и освоения крупных прибрежно-морских россыпей комплексного состава (циркон, монацит, минералы титана).

Среди большого разнообразия промышленных и генетических типов месторождений титана основная роль также принадлежит россыпям и, в меньшей степени, корам выветривания.

Месторождения, залегающие в корах выветривания габброидных массивов, развиты относительно ограниченно, но отличаются обычно значительными масштабами и высокой концентрацией ильменита. Они несут все геологические черты, свойственные образованиям кор химического выветривания, и в зависимости от индивидуальных особенностей рудоносного субстрата и ландшафтно-климатических условий региона характеризуются различной дезинтеграцией исходных пород, степенью лейкоксенизации ильменита и его переменным количественным соотношением с апатитом. Такие месторождения обычно являются весьма благоприятными источниками формирования континентальных россыпей ильменита (склоновых, аллювиальных), детально рассмотренных в литературе. Отличительные черты таких россыпей (ближнего сноса, автохтонных) – их преимущественно мономинеральный (рудный) состав и незначительная удаленность от коренных источников. Это вызвано тем, что ильменит образует крупные выделения (несколько миллиметров) в исходных породах, и переход его в пылевидное состояние происходит на расстояниях, обычно не превышающих 20–25 км.

Подобно циркону и редкоземельным фосфатам, ильменит, рутил и лейкоксен с исходной акцессорной размерностью характеризуются высокой миграционной способностью, в связи с чем образуют крупные россыпи, приуроченные к прибрежным зонам современных и древних водоемов. Эти россыпи отличаются комплексным составом (циркон, ильменит, лейкоксен, рутил, монацит, иногда – ксенотим, золото, алмазы) и практическим значением своей нерудной части (силлиманит, дистен, кварц и др.). Преимущественное развитие в регионе тех или иных исходных пород субстрата оказывает влияние лишь на преобладание в тяжелой фракции определенных минеральных ассоциаций. Так, увеличение концентраций циркона связано с преобладающим развитием в областях питания щелочных сиенитов, альбитизированных и лейкократовых гранитов и др.; рутила – с метаморфическими комплексами, эклогитами и др.; монацита – с биотитовыми гранитами, гранито-гнейсами и др.; ильменита – с габброидами, основными вулканитами и т.п.

Данные по палеогеографии Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, платформенных и подвижных областей азиатской части страны свидетельствуют, что в отличие от зарубежных провинций субэкваториальной зоны, на территории СССР основные перспективы связаны с древними продуктивными отложениями. Древние россыпи характеризуются значительной протяженностью (до 60–80 км), объединяя серию залежей или участков, имеющих в плане линзовидную, реже изометрическую форму. В разрезе обычно выделяются 2–3 пласта. В таких многоярусных россыпях наиболее высокой концентрацией рудных минералов, как правило, характеризуются верхние пласты, приуроченные к регрессивным сериям прибрежно-морских отложений.

На современной стадии изученности выделяются девонская, среднеюрская, поздне меловая и среднепалеоген-раннеэоценовая эпохи россыпеобразования.

Девонская эпоха россыпеобразования отличалась многократной сменой условий осадконакопления и климата. Однако общая тенденция воздымания Русской платформы и континентальных массивов Азии в раннем девоне, вызванная каледонской складчатостью, сохранялась. Развитие процессов химического выветривания выразилось в интенсивном переотложении их продуктов в средне- и позднедевонских мелководных морских бассейнах (рис.47). Так, на Русской платформе в эйфельское и раннефранское время сформировались россыпи дальнего переноса смешанного генезиса (Воронежский массив, Тиман и др.), среди которых особый интерес представляют россыпи Тимана [Сушон, 1963]. Они приурочены к центральной части пологой брахиантиклинали и связаны с древней (эйфель-живетской) прибрежно-морской толщей, образовавшейся за счет перемива сланцев и вулканогенных образований.

Главным полезным компонентом россыпей является лейкоксен, с которым связано около 90 % всех запасов двуокиси титана.

Высокие концентрации лейкоксена и сопутствующих рудных минералов приурочены к песчаникам, являющимся одновременно нефтеносными. Выделяются пять пластов, из которых значительный интерес представляет третий пласт, в котором основной рудный горизонт условно подразделяется на три пачки.

Детальные исследования генезиса продуктивных отложений проводили В.А.Калужный (1960 г.), А.Р.Сушон [1963], О.С.Кочетков (1965 г.) и др., которые следующим образом характеризуют принципиальную схему формирования россыпей этого района.

Длительный континентальный режим, существовавший на Тимане в раннепалеозойское время в условиях влажного тропического климата, способствовал химическому выветриванию рифейских пород, послуживших материалом для образования продуктивных отложений. При этом Ярегская впадина являлась областью седиментации еще в нижнем девоне.

Прогибание юго-восточной части Тимано-Печорской области в среднем девоне вызвало трансгрессию эйфельского моря на Тимане. Достигнув при своем продвижении Ухтинского района, эйфельское море соединилось нешироким проливом с Ярегским водоемом, превратив его, таким образом, в "бухту" эйфельского моря.

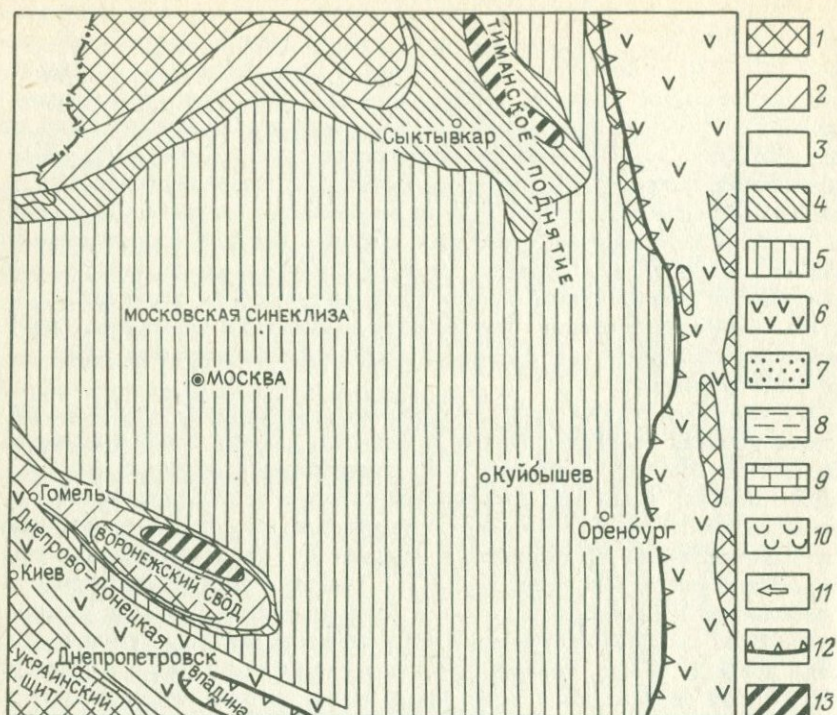


Рис.47. Схема размещения продуктивных отложений девонской эпохи россыпеобразования.

1 - области поднятий: горы, возвышенные и холмистые равнины, плато; 2 - области слабых поднятий, перемежающихся с опусканием: прибрежные равнины, периодически заливавшиеся морем; 3 - области слабых погружений: низменные, аккумулятивные равнины; 4 - море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона (мощность осадков 0-100 м); 5 - море, глубокая часть шельфа (мощность осадков более 100 м); 6 - районы развития вулканической деятельности; 7 - области преобладающего развития терригенных формаций - песчаных и глинисто-песчаных осадков; 8 - области развития глинистых осадков; 9 - области преобладающего развития карбонатных и глинистых осадков; 10 - области вероятного распространения кор выветривания; 11 - главные направления сноса обломочного материала; 12 - древние границы Русской платформы; 13 - продуктивные отложения

Прогибание юго-восточной части Тимано-Печорской области вызвало усиление эрозионной деятельности. Помимо основной массы терригенного материала, поступающего с северо-запада, дополнительное питание бассейна происходило за счет поднятий сланцевого фундамента, обрамлявшего Ярегскую впадину.

Вместе с кластогенным материалом в бассейн поступали титановые

Минералы и циркон. Основной титановый минерал — лейкоксен, с преобладающим размером зерен $(-0,8+0,2)$ мм, концентрировался главным образом в средне- и крупнозернистых осадках. Циркон, отличающийся размерностью менее 0,1 мм, накапливался преимущественно в мелкозернистых отложениях.

В начальный период формирования продуктивного горизонта, по мнению А.Р.Сушона [1963], уровень вод бассейна превысил поверхность сланцевого фундамента на восточном и северо-восточном ограничениях впадины.

В связи с трансгрессией и продвижением береговой линии к западу изменилось положение устья основной речной артерии. Вследствие этого в период формирования средней части продуктивного горизонта изменилось и направление привноса терригенного материала, который поступал преимущественно с западного обрамления. Отступление моря с западной части рассматриваемой площади вызвало значительный размыв средней пачки и частично нижней. Установившийся затем в течение живетского века континентальный режим господствовал на обширной площади.

В целом такая палеогеографическая обстановка региона способствовала формированию как собственно прибрежноморских, так и дельтовых продуктивных отложений.

Современный структурный план рассматриваемой части Тимана сформировался в заключительные фазы герцинской складчатости, обусловившей образование Ухто-Ижемской брахиантиклинали, в ядре которой локализованы интересующие нас продуктивные отложения.

Учитывая значительный размыв рифейского метаморфического комплекса, можно полагать, что при дальнейших геологопоисковых работах в прилегающих районах в эйфельских отложениях будут открыты новые россыпи.

Живетский ярус по площади распространения на платформе в основном совпадает с контурами развития осадков эйфельского века.

Осадконакопление в живетский век происходило в условиях продолжающегося увлажнения климата. На большей части платформы установился влажный тропический или субтропический климат, за исключением западной части, по-прежнему находившейся в пределах аридного пояса, ареал которого полукольцом огибал гумидную равнину.

В районе Воронежского массива живетский ярус венчается своеобразной вулканогенно-осадочной толщей, выделенной Б.Н.Одоким в ястребовский горизонт, к которому приурочена россыпь ильменита. В пределах отдельных ее участков наиболее высоким выходом тяжелой фракции, в которой преобладают ильменит и магнетит, характеризуются туффиты. Четкая приуроченность высоких содержаний ильменита к площадям развития вулканогенных пород на участках предполагаемых центров вулканической деятельности свидетельствует о том, что они явились основным источником россыпи, в связи с чем редкостальные минералы, а также лейкоксен и рутил, содержатся в ней практически в ничтожных концентрациях.

Отложения верхнего девона — франского и фаменского ярусов распространены на платформе более широко по сравнению с другими об-

разованиями девона и на ряде площадей представляют значительный интерес.

В центральной части и на востоке платформы осадки франского яруса (нижнешигровский горизонт) формировались в мелководном эпиконтинентальном море, соединявшемся на юге с открытым морским бассейном. Наиболее перспективные прибрежные фации нижнешигровского бассейна окаймляют Ульяновский выступ и Воронежскую антеклизу, локализуя в ряде случаев комплексные россыпи [Гурвич, Болотов, 1968].

В частности, одна из россыпей залегает в мамонских слоях, являющихся продуктом переотложения коры выветривания пород эффузивно-осадочного комплекса живетского яруса и кристаллического основания. Пласт представлен кварцевыми песчаниками, суммарная продуктивная мощность которых составляет около 15 м при значительной протяженности. Следует подчеркнуть, что наиболее высокие концентрации ильменита установлены на тех участках, где породы нижнешигровского горизонта непосредственно залегают с разрывом на ястребовских эффузивно-осадочных образованиях.

Таким образом, в живетское и раннефранское время осадконакопление на Русской платформе протекало с краткими континентальными перерывами, что создало благоприятные условия для накопления россыпей.

В азиатской части СССР, ввиду тенденции Сибирской платформы к воздыманию, существовали обширные массивы суши в области каледонид Западной Сибири и Центрального Казахстана; продолжалось осушение Забайкалья и Алтае-Саянской области с интенсивным развитием кор химического выветривания. Известные примеры высоких концентраций циркона, ильменита, рутила и лейкоксена в нижнедевонских песчаниках юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты свидетельствуют о недостаточной изученности девонских отложений в отношении метаморфизованных россыпей.

Среднеюрская эпоха россыпеобразования наиболее отчетливо проявилась на Русской платформе.

Здесь в ранней юре господствовал континентальный режим с аридным климатом. Позднее, в средней юре, в связи с опусканием южной части платформы, море охватило Днепровско-Донецкую впадину, западную половину Прикаспийского прогиба и Ульяновско-Саратовскую синеклизу. Аридный климат сменился субтропическим, что вызвало интенсивное развитие кор химического выветривания, продукты перемыва которых отлагались на протяжении байосского и батского веков (рис.48).

Более широкое распространение, особенно в центральной части платформы, получили батские отложения, отличающиеся хорошей сортировкой терригенного материала.

Основными питающими провинциями батского бассейна являлись Предуралье и области, примыкавшие к Балтийскому щиту и Белорусскому массиву; дополнительный снос материала происходил с юго-восточной части Воронежской антеклизы (Смоленско-Тамбовский свод). Определенную роль в качестве источников питания играл, очевидно, и

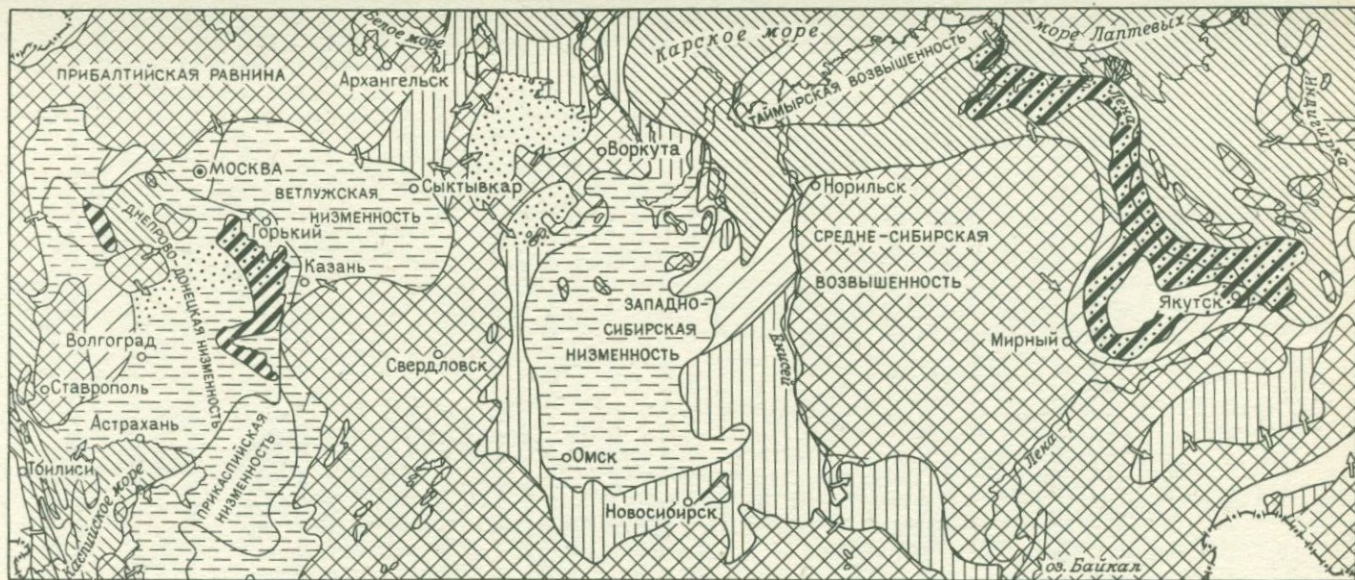


Рис.48. Схема размещения продуктивных отложений среднеюрской эпохи россыпеобразования (условные обозначения см. на рис.47)

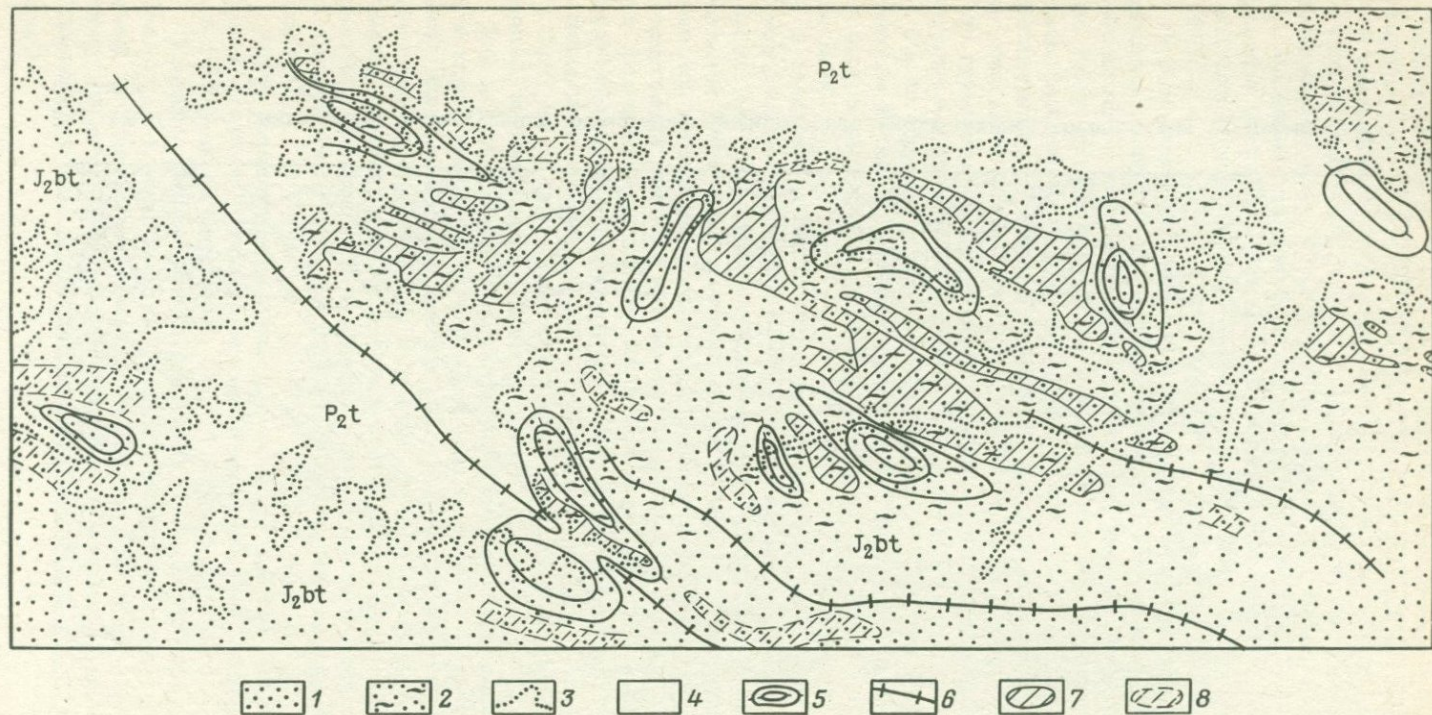


Рис.49. Титано-циркониевые россыпи батского возраста в районе Токмовского свода.

Фации батских отложений: 1 - песчаная, 2 - глинисто-песчаная; 3 - границы распространения батских отложений; 4 - верхнепермские отложения различного состава; 5 - локальные поднятия (по кровле верхнепермских отложений); 6 - прогибы; 7 - россыпи; 8 - предполагаемые россыпи

Воротилловский выступ. Все это обусловило мелководный характер батского моря с развитием многочисленных проливов. Сортировка поступающего терригенного материала в таких благоприятных гидродинамических условиях обеспечила формирование комплексных россыпей, из которых наиболее характерные развиты в районе Токмовского свода [Гурвич, Болотов, 1968]. Вмещающие их батские отложения представлены тремя горизонтами пород общей мощностью 25–35 м (рис. 49).

Продуктивные образования приурочены к среднему горизонту. Они однородны по строению, выдержаны по площади (прослеживаются на десятки километров) и представлены хорошо отмытыми тонко-мелкозернистыми кварцевыми песками. Количество глинистого материала возрастает в них вниз по разрезу, а в плане увеличивается в юго-восточном направлении по мере углубления батского бассейна. В верхней части продуктивного горизонта пески отличаются более высоким содержанием тяжелых минералов, образующих тонкие (от долей миллиметра до 1–2 см), изогнутые, волнистые прослои естественного шлиха. Намечается четкая зависимость морфологии пластов от структуры участка. По мере приближения к сводовой части поднятий мощность их обычно уменьшается от 8–12 м (на крыльях) до 1–2 м при одновременном снижении содержания полезных компонентов.

Минеральный состав россыпи довольно прост. Тяжелая фракция содержит: ширкона 6,0–18,0%; рутила 3,0–5,2%; ильменита 20,0–38,0% при среднем их соотношении 1:0,5:2,5. Сопутствующими минералами в россыпи являются хромит, эпидот, дистен, ставролит, турмалин, гранат. Изредка встречаются корунд, барит, апатит, мусковит, роговая обманка, шпинель, биотит, силлиманит, прит, марказит, мартит, псевдоморфозы лимонита по пириту, глауконит, фосфаты.

Значительную часть тяжелой фракции составляет хромит, содержание которого колеблется в широких пределах, превышая в отдельных случаях 100 кг/м³. Такие высокие концентрации хромита неизвестны в других россыпях платформ, что свидетельствует о существовании в среднеюрское время дополнительной питающей провинции [Гурвич, Болотов, 1968]. Установлена еще одна отличительная особенность вещественного состава этих россыпей – наличие муассанита [Гурвич, 1978]. Он встречается в виде зерен (0,1–0,25 мм) неправильной остроугольной формы, иногда с реликтами граней. Преобладающий цвет бледно-голубой, реже бледно-зеленый, синий, черный, в единичных случаях отмечены бесцветные и желтые разновидности.

Интересно отметить, что наиболее высокие содержания муассанита (до 0,1% тяжелой фракции) установлены в пермских отложениях, оказавших существенное влияние на формирование россыпей батского возраста.

Наряду с этой группой россыпей, приуроченной к юго-восточному обрамлению Арзамасского вала, на юго-западном крыле другого – Ардатовского вала также в нескольких пунктах установлены выходы батских продуктивных песков.

Оба вала в батское время испытывали прерывистое воздымание, вызвавшее образование в прибрежной зоне мелководного морского бас-

сейна полуостровов, островов, отмелей и кос, что в сочетании с многочисленными проливами и обильным поступлением терригенного материала создавало весьма благоприятные условия для накопления россыпей.

На Воронежском массиве, главным образом по его северо-восточному склону, проявления россыпей в песках батского яруса также установлены по обрамлению положительных структур второго и третьего порядков. При общем невысоком суммарном содержании рудных минералов в них преобладает циркон. Не менее существенной отличительной чертой этих россыпей является почти полное отсутствие хромита.

Из других районов Русской платформы наиболее благоприятными условиями для образования россыпей отличалась прибрежная часть эпиконтинентального батского моря, занимавшего Датско-Польский прогиб и Польско-Литовскую синеклизу, где обильное питание этого бассейна терригенным материалом происходило за счет размыва продуктов выветривания пород Балтийского и Украинского щитов и Белорусского свода, сохранявших длительную тенденцию к воздыманию.

В восточных регионах СССР пока известны только континентальные россыпи среднеюрского возраста, связанные с озерными, дельтовыми и аллювиальными отложениями (Урал, Западно-Сибирская плита, обрамление Сибирской платформы). Вместе с тем палеогеографическая обстановка азиатской части страны отличалась развитием в средней юре эпиконтинентальных морей с устойчивым накоплением мелководных, потенциально продуктивных осадков (Ленско-Вилкойская впадина, Хатангский прогиб, Копет-Даг и др.).

Поздне меловая эпоха россыпеобразования особенно интенсивно проявилась на Русской платформе (рис.50). Тенденция ее северной части к воздыманию обусловила питание верхнемеловых бассейнов (помимо кор химического выветривания Балтийского и Украинского щитов) терригенным материалом осадков юрского и раннемелового возраста, включавших и продуктивные отложения (промежуточные коллекторы).

Большинство известных россыпей приурочено к сеноманским отложениям, развитым в зоне сочленения Воронежской антеклизы с Рязано-Саратовским прогибом и на западном склоне Московской синеклизы. Комплексные россыпи установлены также в сантонских отложениях Рязано-Саратовского и Пензо-Муромского прогибов. Большинство из них отличаются изометричными, местами неправильными формами залежей, отражающими конфигурацию акваторий мелководных заливов по обрамлению прогибов. Для россыпей этой группы характерно многоярусное строение с отчетливо проявленной более высокой концентрацией рудных минералов в верхних пластах.

Типичным примером является россыпь, приуроченная к нижнесантонским отложениям, развитым в Рязано-Саратовском прогибе, осложненном Керенско-Чембарскими дислокациями. Наиболее высокие концентрации рудных минералов приурочены к кровле пласта. Контур россыпи образует фигуру неправильной формы, вытянутую вдоль береговой линии сантонского моря. Пласт залегает почти горизонтально (погружение на восток 1-2°).

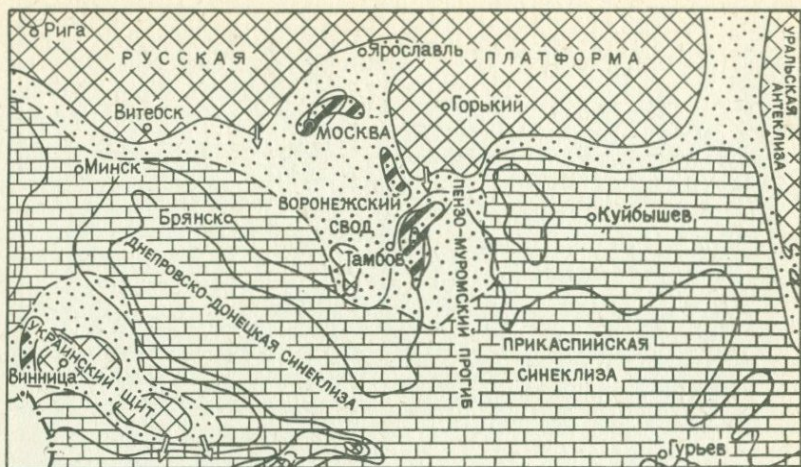


Рис.50. Схема размещения продуктивных отложений поздне меловой эпохи россыпеобразования (условные обозначения см. на рис.47)

Отличительной особенностью других россыпей, развитых на прилегающих площадях, является наличие в разрезе двух-трех продуктивных пластов, причем в отдельных случаях отмечается их смешение в плане. Аналогичные по условиям формирования прибрежно-морские россыпи, также приуроченные к нижнесантонским отложениям, развиты по северо-западному и юго-восточному обрамлениям Керенско-Чембарских дислокаций, на юго-западном крыле Пензо-Муромского прогиба и в северной части Доно-Медведицкого вала.

В целом благоприятная палеогеографическая обстановка поздне мелового времени, характерная для центральных и южных частей Русской платформы, способствовала локализации в прибрежно-морских отложениях многочисленных россыпей. Однако эффективное направление дальнейших работ в этих районах потребует предварительного проведения детальных палеогеографических исследований.

Палеогеографические и литолого-фациальные данные свидетельствуют также о перспективах нижнемеловых отложений, в первую очередь аптского возраста. Подтверждением этого являются находки отдельных россыпей и потенциально продуктивных осадков в центральных районах платформы.

Изученность прибрежно-морских отложений мелового возраста азиатской части СССР остается слабой, хотя по типу осадков и условиям их седиментации можно говорить о потенциальных перспективах непосредственного обрамления Западно-Сибирской плиты, как наиболее интересной области на комплексные россыпи в Сибири. Детального изучения заслуживают отложения приморских равнин, в первую очередь Лено-Вилюйского прогиба.

В Средней Азии поздне меловое море охватило все равнинные области, среди которых перспективными являются Кызылкумы, где широко проявлена доверхнемеловая кора выветривания. Первоочередного

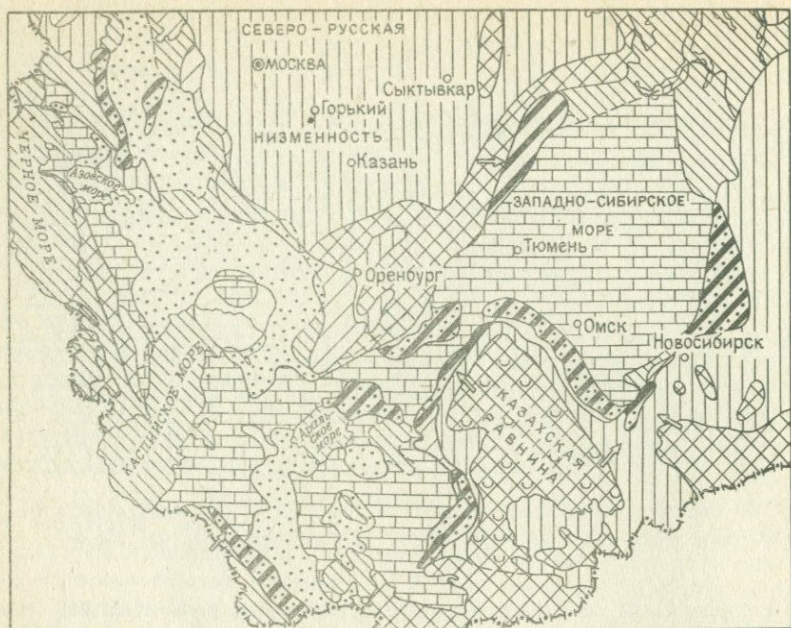


Рис.51. Схема размещения продуктивных отложений среднепалеоген-ранннеогеновой эпохи россыпеобразования (условные обозначения см. на рис.47)

внимания заслуживают площади развития сеноманских и туронских прибрежно-морских осадков, отвечающих поздне меловой эпохе россыпеобразования.

Среднепалеоген-ранннеогеновая эпоха россыпеобразования охватывает ряд этапов, автономно проявившихся в различных регионах СССР.

Для эоцена - раннего олигоцена характерна крупнейшая трансгрессия, охватившая все равнины западной части Азии, включая Тургайский прогиб и Северное Приаралье.

К эоцен-олигоценым отложениям приурочены многочисленные россыпи (рис.51). Наиболее изученные среди них прослежены вдоль обрамления Западно-Сибирской плиты и, в частности, по периферии Томского вала (рис.52), где они залегают вблизи дневной поверхности и обнажаются в долине р. Томи и ее притоков. Здесь хорошо сохранилась реликтовая кора выветривания мощностью до 50 м, перекрытая юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями.

Исследования вещественного состава палеозойских пород субстрата, мезозойской коры выветривания и палеогеновых россыпей показали идентичность минеральных ассоциаций тяжелых фракций. При этом в коре выветривания песчаников нижнего карбона установлены высокие концентрации ильменита и циркона, свидетельствующие о существенной роли песчаников как промежуточных коллекторов в формировании россыпей.

Здесь на отложениях верхнего мела, а иногда непосредственно на коре выветривания палеозоя, залегает продуктивная туганская свита раннего олигоцена – позднего эоцена. Она сложена кварц-каолиновыми песками, локализирующими серию комплексных россыпей ([Гурвич, 1960, 1978; Гурвич, Казаринов, Хмара, 1964], И.Б.Санданов, 1976 г.).

Продуктивные пласты представлены устойчивыми минералами, из которых основными породообразующими являются кварц и каолинит. В тяжелой фракции преобладают циркон, ильменит, рутил, широко распространен лейкоксен. Ильменит в значительной степени лейкоксенизирован. Содержание в нем двуокиси титана колеблется от 55 до 63 %. Другие минералы тяжелой фракции: анатаз, брукит, роговая обманка, эпидот, цоизит, андалузит, силлиманит, дистен, гранат, турмалин, хромпикотит, корунд, глаукоцит и гидроокислы железа составляют в сумме 2–5 %. В легкой фракции некоторых проб отмечаются зерна глаукоцита, замещающие фораминыферы.

Более обогащенные пласты приурочены к верхней и средней частям разреза. Условный "плотик" россыпи носит слабо-волнистый характер с уклоном в сторону Западно-Сибирской низменности. В кровле продуктивной толщи местами встречаются сливные кремнистые песчаники мощностью от 0,2 до 6 м. В россыпях наблюдаются хорошо выраженные горизонтальная и микроволнистая слоистости, подчеркнутые скоп-

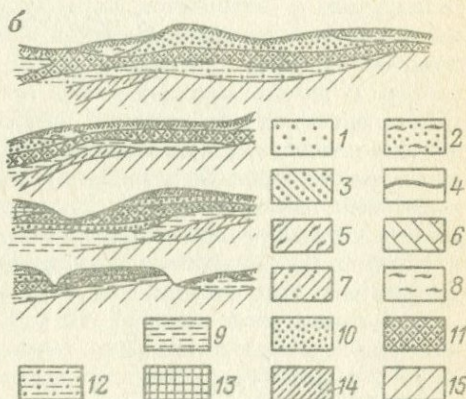
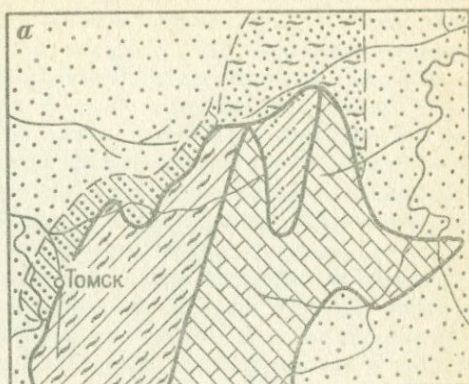


Рис. 52. Схематическая геологическая карта Томь-Яйского междуречья (а) и типовые разрезы титано-циркониевых россыпей (б).

План (а): 1 – пески палеогенового и верхнемелового возрастов; 2 – аркозовые пески и глины сеноман-турона; 3 – площадь развития продуктивных отложений; 4 – контур выхода (и неглубокого залегания) палеозойских пород на дневную поверхность; 5 – нижнекаменноугольные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями известняков; 6 – девонские известняки, песчаники, глинистые и мергелистые сланцы, эффузивы, туфы; 7 – протерозойский метаморфический комплекс. Разрезы (б): 8 – суглинки; 9 – глины; 10 – крупнозернистые гравелитовые пески; 11 – тонко- и мелко-зернистые пески (продуктивный горизонт); 12 – песчаные глины; 13 – песчаники; 14 – кора выветривания глинистых сланцев; 15 – глинистые и песчано-глинистые сланцы

лениями рудных минералов. Продуктивные пески отличаются довольно постоянным гранулометрическим составом и представлены главным образом классом $(-0,25+0,025)$ мм (класс $-0,025$ мм — каолиновый материал). Максимальные концентрации рудных минералов наблюдаются в песках, тяготеющих к выступу палеозойского фундамента, заметно погружающегося в сторону Западно-Сибирской низменности.

Область развития россыпей не ограничивается в этом регионе Томским валом. Многократный переувлажнение и переотложение образований коры выветривания и продуктивных отложений обрамления складчатого фундамента привели к концентрации рудных минералов и на значительном удалении от питающей провинции. Так, в южной части Западно-Сибирской низменности россыпи отмечаются в различных стратиграфических горизонтах от мела до олигоцена (бассейны рек Тара, Вах, Тым, Кеть и др.) и прослеживаются вдоль склонов положительных структур.

Касаясь других районов востока страны, следует напомнить, что в Средней Азии после датской регрессии в палеоцене наступила фаза погружения среднеазиатских равнин, сопровождавшаяся широкой морской трансгрессией. В среднем эоцене морской бассейн продолжал расширяться и углубляться; море покрывает все Каракумы, Кызылкумы и широкий проливом, частично захватывая Северное Приаралье, соединяется через Тургайский прогиб с Западно-Сибирской низменностью. В нижнем олигоцене море мелеет и возникают обширные отмели с архипелагами островов. Карбонатные осадки эоцена сменяются песчано-глинистыми красноцветами. В среднем олигоцене развивается интенсивная регрессия, приводящая к осушению Кызылкумского и Каракумского массивов; море уходит также из пределов Приаралья. Предшествующее развитие коры химического выветривания в Приаралье и последующий ее переувлажнение создали благоприятные условия для формирования в этих районах продуктивных отложений.

В пределах этой обширной области, выделяемой некоторыми исследователями в самостоятельную провинцию [Н.М.Великий, Б.Е.Милецкий, 1977], выявлен ряд комплексных россыпей, приуроченных к прибрежно-морским отложениям, прослеживающимся по обрамлению локальных структур. В разрезе верхнеолигоценовых продуктивных образований выделяются россыпи двухъярусного строения, сформированные как в пляжевой зоне, так и на подводном береговом склоне.

В результате последующих эрозионных процессов верхние пласты частично размыты и местами обнажаются по северному побережью Аральского озера. По мере удаления вдоль побережья от естественных выходов продуктивного олигоцена, в отложениях современного пляжа резко снижается концентрация рудных минералов.

На Русской платформе наиболее интересные россыпи связаны с олигоценовыми и миоценовыми отложениями, развитыми в ряде районов Украинского щита, Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Они детально описаны в ряде опубликованных работ И.И.Малышева, М.Ф.Веклича, С.И.Гурвича, М.Г.Дядченко и А.Я.Хатунцевой, Г.С.Момджи, Ю.А.Полканова, С.Н.Цымбал и других.

Россыпи известны и в других южных районах Русской платформы, в частности, в Центральном Предкавказье в сарматских отложениях миоцена.

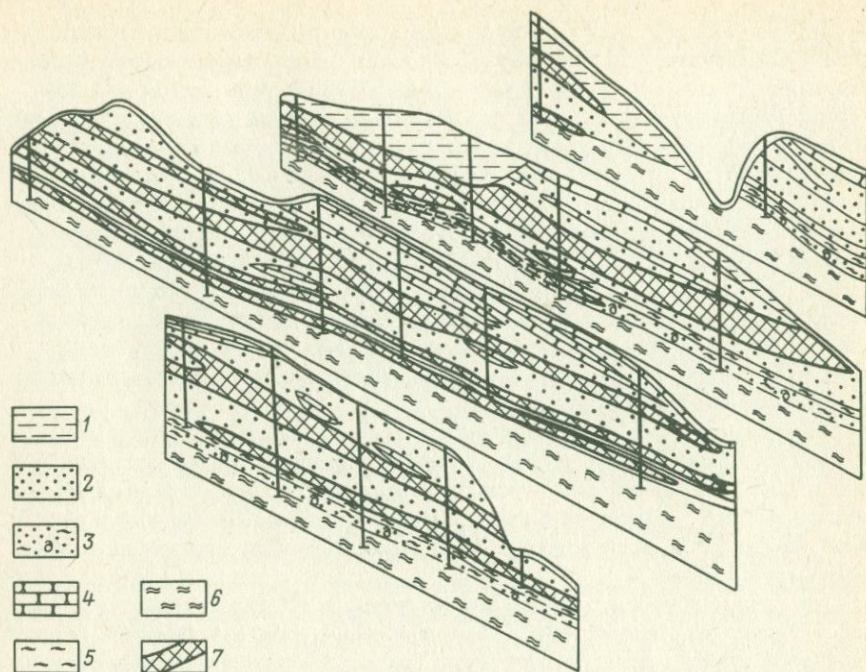


Рис.53. Типовые разрезы россыпей Центрального Предкавказья. 1 - суглинки; 2 - пески мелкозернистые; 3 - пески мелкозернистые глинистые с фауной; 4 - песчаники и песчаники-ракушечники; 5 - глины темно-серые слоистые; 6 - глины криптомактровые; 7 - продуктивные пласты

Среди них наиболее изученной является россыпь бассейна р.Калаус ([Гурвич, Казаринов, Хмара, 1964; Гурвич, 1978]; С.И.Гурвич, 1962 г.; Л.Н.Казаринов, 1965 г., 1976 г.). Здесь среднесарматские отложения (ставропольские слои) суммарной мощностью 30-35 м представлены мелкозернистыми, местами слабо глинистыми кварцевыми песками. Преобладают осадки с горизонтальной, реже косою слоистостью. Повсеместно среди толщи песков отмечаются прослои и линзы песчаников различной плотности. Они отличаются кварцевым составом, мелко-, реже разнозернистые, со следами ряби и волноприбойных знаков, иногда с косою слоистостью.

Пески, обогащенные рудными минералами, образуют два пласта (рис.53). Верхний залегает в средней части толщи на глубине 18-20 м от современной поверхности, нижний - в основании, непосредственно на криптомактровых глинах. К северу оба пласта сливаются в единый горизонт мощностью 10-15 м.

Ильменит, рутил и циркон распределены в плане россыпи относительно равномерно; в разрезе же наблюдается значительная изменчивость их концентраций.

Другая россыпь также приурочена к средней части ставропольских слоев, представленных светло-серыми мелкозернистыми, хорошо отсортированными кварцевыми песками. Особенностью этих отложений является горизонтальная слоистость песков в верхней части пласта, наиболее обогащенной тяжелыми минералами, образующими шлиховые прослои мощностью от долей миллиметра до 10–20 см. В обогащенных прослоях отмечается перекрещивающаяся косая и волнистая слоистость типа волноприбойной ряби с бороздками промывания, заполненными шлихом. При срезе таких слоев по плоскости напластования наблюдается сложное пересечение овальных линий, вытянутых вдоль гребней волноприбойной ряби и позволяющих установить направление пляжевой поперечности. В пласте россыпи наблюдается до 4–5 слоев, обогащенных шлихом, в связи с чем распределение рудных минералов по мощности залежи весьма неравномерное.

По-видимому, основным источником терригенного материала в Ставропольском бассейне во второй половине сармата служили размывавшиеся песчаные фации караганского и чокракского времени. В этот период область Ставропольского поднятия с запада и северо-запада была опираема от открытого моря полосой рифов, возникших в зоне подводного склона.

Все россыпи этого региона расположены в пределах трех основных зон – Западной, Центральной и Правобережной, ориентированных вкост береговой линии морского бассейна. Такое своеобразное размещение сарматских россыпей на Ставропольском поднятии, по мнению Л.Н.Казаринова, вызвано локальными особенностями механизма их формирования.

Барьерные рифы, возникшие в зоне подводного склона к западу от Ставрополя, и прогрессирующее поднятие Минераловодского выступа отклонили течение, направленное вдоль берега Кавказской суши, к северу. Обилие терригенного материала, поступавшего в область Ставропольского мелководья, явилось одной из причин обмеления бассейна. Вследствие активной аккумуляции отложений у естественного препятствия, созданного барьерным рифом, бассейн заметно осушился и возник ряд субмеридиональных цепочек островов и отмелей.

При активной транспортировке наносов течением, направленным вдоль берега, пляжевая зона постепенно разрасталась в сторону моря, а на благоприятных участках накапливались россыпи [Гурвич, Казаринов, Хмара, 1964]. Таким образом, формирование прибрежно-морских россыпей в виде ряда субмеридиональных полос явилось своего рода индикатором перемещения береговой линии под влиянием комплекса тектонических и седиментационных факторов.

Следует подчеркнуть, что возрастной диапазон от среднего палеогена по ранний неоген включительно отличался исключительно благоприятными условиями россыпеобразования и с отложениями этого времени связаны многочисленные редкометалло-титановые россыпи. Имеющийся фактический материал свидетельствует о значительных перспективах выявления новых комплексных россыпей на площадях развития прибрежно-морских образований этого возраста в различных районах СССР.

Заканчивая рассмотрение комплексных россыпей циркона, редкоземельных и титановых минералов, кратко остановимся на их отличительных особенностях.

1. Среди различных генетических типов россыпей этой группы ведущее значение на территории СССР (в отличие от зарубежных стран) принадлежит древним прибрежно-морским россыпям. Формирование их связано с переотложением продуктов кор химического выветривания магматических, метаморфических или осадочных комплексов пород (промежуточных коллекторов), содержащих в переменных (акцессорных) концентрациях рудные минералы. Важнейшим фактором россыпеобразования является благоприятный гидродинамический режим в областях седиментации — трансгрессии и главным образом регрессии морских бассейнов при относительной стабильности береговой линии. Возраст россыпей отчетливо коррелируется с эпохами выравнивания и корообразования, а площади распространения продуктивных отложений достигают несколько тысяч квадратных километров. В многоярусных россыпях наиболее высокой концентрацией рудных минералов обычно характеризуются верхние пласты.

2. Ведущими эпохами россыпеобразования на территории СССР явились девонская, среднеюрская, позднемеловая и среднепалеоген-раннеэоценовая. В ряде регионов намечается потенциальная перспективность регрессивных серий рифея-венда, карбона и раннего мела.

Продуктивность основных эпох россыпеобразования довольно близка. Значение первичных кор выветривания по мере продвижения вверх по разрезу осадочных чехлов снижается и соответственно возрастает роль переотложенного ими материала из промежуточных коллекторов.

3. По отношению к питающим провинциям россыпи залегают как вблизи крупных поднятий субстрата, так и на значительном удалении (десятки, сотни километров).

В первом случае они приурочены к обрамлениям структур первого порядка — кристаллическим щитам, массивам и сводам (нижнепалеозойские россыпи юго-восточного склона Балтийского щита, девонские — Тимана, мезо-кайнозойские — Украинского щита и южного обрамления Воронежского массива, эоценовые — Томского вала и др.).

Россыпи, удаленные от исходных областей питания, приурочены к положительным структурам второго, третьего и более высоких порядков, осложняющим крупные отрицательные структуры — синеклизы и прогибы (мезо-кайнозойские россыпи центральной части Русской платформы, Предкавказья, Днепровско-Донецкой впадины, центральных районов Западно-Сибирской плиты и др.).

Такой структурный контроль в сочетании с анализом палеогеографической и литолого-фациальной обстановки областей седиментации является важнейшим критерием прогнозирования комплексных россыпей дальнего переноса.

Среди различных вопросов геологии россыпей задача прогнозирования россыпных месторождений занимает особое место, поскольку ее постановка и решение возможны только на основе всестороннего анализа всей совокупности факторов размещения и формирования россыпей и непосредственной проверки сделанных на его базе гипотез. Прогнозированию россыпей присущи общие особенности научного прогноза месторождений (А.Д. Шеглов, 1971 г.; Д.В. Рундквист, 1971 г. и др.), такие как целесообразность выработки критериев прогноза применительно к типовым площадям с характерными для них признаками месторождений, соизмеримость масштабов исследования и объектов прогноза, классификация изучаемых образований на формационной (или в применении к россыпям — на формационной и морфогенетической) основе, правомерность и взаимодополняемость качественного и количественного прогнозов и т.д.

Основу достоверного научного прогнозирования должна составлять целенаправленная информация о важнейших факторах формирования и размещения россыпных месторождений. Поэтому только сформулировав единые принципы подхода к изученности этих факторов — коренных источников россыпей, уровню их денудационного среза, геоморфологической позиции, неотектонического режима и т.д., можно перейти к разработке поисковых критериев и прогнозированию россыпей.

Изучение коренных источников

Основным условием, обеспечивающим образование россыпей ближнего сноса, является наличие их источников питания — коренных месторождений, рудопроявлений и минерализованных пород. Это составляет их важнейшее отличие от титано-циркониевых россыпей дальнего переноса и перестроения, для которых вопрос о коренных источниках не имеет принципиального значения, так как такие россыпи могут возникать практически за счет любых магматических и метаморфических пород, развитых на огромных площадях и всегда содержащих минералы титана, циркон, монацит и ксенотим в различных концентрациях, а также за счет осадочных образований, которые нередко служат промежуточными коллекторами. Следовательно, прогнозирование россыпей ближнего сноса должно базироваться прежде всего на эндогенных металлогенетических исследованиях. При самых благоприятных геоморфологических, палеогеографических, неотектонических и прочих условиях, но при отсутствии источников питания россыпи ближнего сноса не могут быть образованы. Эту очевидную истину необходимо напомнить, поскольку в отдельных публикациях коренным источникам нередко отводится второстепенная роль, а основное внимание уделяется геоморфологическим, климатическим, неотектоническим и прочим факторам.

Не останавливаясь подробно на структурно-тектонических, литолого-формационных, магматических, минералого-геохимических и других критериях прогнозирования эндогенного оруденения золота, олова, вольфрама, тантала, ниобия и пр., нашедших отражение в работах ВИМСа, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ ("Принципы...", 1977; "Критерии...", 1978; "Методические...", 1978), рассмотрим более подробно специфические особенности изучения коренных источников питания россыпей.

Изучение коренных источников россыпей преследует две главные цели:

- выявление рудных тел, представляющих самостоятельный промышленный интерес, что позволяет дать комплексную оценку рудно-россыпных площадей (на коренное оруденение и россыпи);
- определение россыпеобразующих свойств коренных источников и объема рудного вещества, переведенного в россыпь, что является основой оценки прогнозных запасов россыпей.

Вместе с тем, как уже отмечалось, именно слабую изученность коренных источников следует считать характерным упущением поисковых и разведочных работ [Быбочкин, Быховский, 1977]. Работы по их выявлению осуществляются в незначительных масштабах или вообще не проводятся, задерживая оценку общих перспектив рудно-россыпных узлов и районов и не позволяя обоснованно прогнозировать проявления россыпей. Указанный недостаток обусловлен сложившейся практикой проведения поисковых и разведочных работ на россыпи, что находит свое отражение в существующих методических указаниях и руководствах. Ни в одном из них не сформулированы задачи изучения коренных источников и не даны рекомендации по их изучению. Так, в "Методическом руководстве по разведке россыпей золота и олова" [1974] только сказано (стр. 32), что "особо следует изучить рыхлые отложения, их генезис, стратиграфию, литологию, минералогию, металлонность, а также источники питания россыпей". "Методические указания..." [1974] ограничиваются упоминанием, что "на всех стадиях разведочных работ на россыпи необходимо предусматривать в целесообразных объемах проведение поисковых работ на рудное золото". Отсутствуют требования к изученности коренных источников и в "Инструкции по применению классификации запасов к россыпным месторождениям..." ГКЗ СССР [1961]. Все это нередко приводит к тому, что даже после отработки россыпи не имеется достоверной информации об источниках ее питания.

Первая из перечисленных выше задач - выявление источников с целью промышленной оценки коренного оруденения - решается традиционными методами поисков и разведки эндогенных месторождений. Не останавливаясь на данном вопросе, отметим целесообразность подхода к его решению в последовательности, предложенной П.Ф. Иванкиным и др. [1977]: предварительная оценка всего рудного поля - выявление и детальное изучение основных рудных тел - окончательная оценка всего рудного поля. Основное отличие второй задачи - определение россыпеобразующих свойств коренных источников и объема рудного вещества, переведенного в россыпь - состоит в том, что

оценка коренного источника (вещественного состава рудных тел, зональности, вертикального диапазона и площади оруденения на разных гипсометрических уровнях и т.д.) проводится для эродированной части рудного поля и складывается из изучения особенностей оруденения на современном уровне среза и детального исследования самих россыпей [“Поиски...”, 1975].

Россыпеобразующие свойства коренных источников, как уже отмечалось, обусловлены структурно-морфологическими особенностями рудного поля, принадлежностью к тому или иному формационному типу, а также палеогеографическими условиями вскрытия и геоморфологической позицией рудных тел.

Формационный и минеральный типы коренного источника определяют вещественный состав, структурно-текстурные особенности руд и, в частности, размер формы выделения и характер сростков россыпеобразующих минералов; наличие минералов (прежде всего сульфидов), благоприятствующих высвобождению или способствующих разложению ценных минералов.

Формационный тип в значительной мере определяет вертикальный диапазон и морфологические особенности оруденения. Наибольший интерес для формирования россыпей, как отмечалось выше, представляют сравнительно равномерно рудонасыщенные рудные поля, отличающиеся достаточно широким площадным развитием. Определение рудонасыщенности, особенно для эродированной части рудного поля, представляет сложную задачу. Сложность ее усугубляется тем, что в питании россыпи наряду с крупными рудными телами участвует масса мелких рудных тел, минерализованных зон, жил и прожилков, локализованных в пределах рудного поля. Проще определять площадную степень рудонасыщенности (отношение площади рудоносных участков ко всей площади рудного поля), которую можно оценивать по результатам геохимической съемки или копушного опробования. Эти данные могут быть положены в основу оценки рудонасыщенности на уровне современного среза, а с учетом закономерностей вертикальной зональности оруденения и величины эрозионного среза, площади его выхода на дневную поверхность и палеоповерхность и вертикального размаха эродированной части рудного поля — определяют объем рудного вещества, переведенного в россыпь.

Существенное значение для формирования россыпей могут иметь также состав пород, вмещающих оруденение, характер изменений, особенности тектоники рудного поля, стадийность рудообразования. Перечисляя эти факторы совместно, мы хотим подчеркнуть, что их непосредственное влияние на процесс россыпеобразования, как это было показано выше, осуществляется главным образом через устойчивость пород, их подверженность физическому и химическому выветриванию, и сказывается в размерности (крупности) элювия рудного поля и степени высвобождения россыпеобразующих минералов. Заметим, что наличие в пределах рудного поля разных стадий рудообразования, сопровождаемых многократным приоткрыванием трещин, дроблением и частичным замещением ранее сформированного жильного материала, особенно появление низкотемпературных ассоциаций поздних

стадий (например, кальцитовой), обычно снижает прочность руд, подготавливая их таким образом к более полному разрушению последующими денудационно-эрозийными процессами. Подобную роль играет и сложная трещинная тектоника рудного поля, в особенности, сочетание рудовмещающих трещин нескольких этапов и пострудных трещин. Большое значение имеет также развитие зон окисления и кор выветривания.

Отражение вертикальной и горизонтальной зональностей рудных полей в составе россыпей подробно рассмотрено нами выше. Здесь мы лишь отметим, что в общем случае рудно-россыпные узлы с развитой горизонтальной зональностью могут сопровождаться набором россыпей разного минерального состава (например, касситерит-вольфрамит-тантал-ниобатовых), а также присутствием в них россыпееобразующих и сопровождающих их минералов, характеризующихся различными типоморфными особенностями. В историческом плане еще большее значение приобретает вертикальная зональность рудных полей и рудных тел, проявляющаяся в ходе денудационного вскрытия коренного источника и формирования россыпи.

Из приведенных в предыдущих разделах материалов вытекает, что в основу эффективной методики изучения россыпей ближнего сноса и их коренных источников должен быть положен принцип оценки рудно-россыпного узла в целом, а не отдельных россыпей и рудных тел. Изучение коренных источников включает [Быбочкин, Бьховский, Пятък-Кара, 1979]:

- установление формационного и минерального типов оруденения;
- определение структурно-морфологического типа рудного поля, его естественных границ, степени рудонасыщенности с выделением основных рудных тел (зон) и участков для постановки дальнейших работ по оценке коренного оруденения;
- определение уровня эрозийного среза рудного поля и основных рудных тел;
- установление положения площади рудного поля относительно площади бассейна питания россыпей;
- определение геоморфологического положения коренного оруденения и его соотношения с долинами-коллекторами;
- установление вертикальной и горизонтальной зональностей рудного поля и отдельных рудных тел и отражения ее в россыпях;
- изучение коры выветривания (зоны окисления) и реставрация ее для эродированной части рудного поля;
- выяснение соответствия выявленных рудных тел масштабам и особенностям вещественного состава россыпей.

Решение перечисленных вопросов требует применения структурно-металлогенического, геоморфологического, палеогеографического и морфоструктурного методов анализа с использованием результатов горных и буровых работ, а также минералогических, геохимических и геофизических исследований. Специфика всех этих исследований зависит от степени обнаженности коренных источников. Так, во впадинах, где коренные источники частично или полностью захоронены, установление принадлежности рудных тел, выходящих на поверхность к верх-

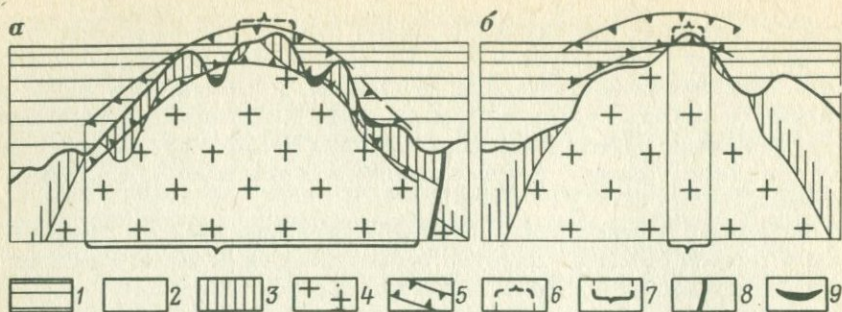


Рис. 54. Положение коренных источников россыпей в погребенном рельефе:

а — благоприятное для формирования россыпей; б — неблагоприятное. 1 — рыхлые отложения; 2 — породы складчатого основания; 3 — контактово-измененные породы; 4 — интрузивный гранитоидный массив; 5 — положение интервала оруденения (реконструкция). Площадь рудного поля; 6 — на дневной поверхности, 7 — в погребенном рельефе; 8 — разрывные нарушения; 9 — россыпь. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:10

ним горизонтам интервала оруденения, позволяет предполагать, что в нижних ярусах погребенного рельефа вскрыты и более глубокие части источника (рис. 54, а). Напротив, выявление только прикорневых частей рудных тел в аналогичных условиях заставляет с осторожностью подходить к оценке узла в целом, поскольку в этом случае декудация распространилась глубже уровня развития оруденения (рис. 54, б).

Коренные источники должны изучаться на всех стадиях поисков и разведки россыпей, начиная с самых ранних. Уже при построении шлиховых карт, отбраковке площадей и выделении участков для постановки поисковых работ учитываются типоморфные особенности россыпей образующих минералов, а также их зерновой состав, степень окатанности, ассоциации шлиховых минералов, наличие и состав сростков и минералов-спутников. Это позволяет достаточно уверенно судить о возможном формационном и минеральном типах коренного оруденения, дать предварительную оценку соответствия выявленных источников россыпным проявлениям и наметить участки для поисков коренных месторождений и россыпей. Необходимо иметь в виду, что наличие россыпных проявлений с тонкими (мелкими) и даже единичными зернами рудных минералов может указывать на возможность выявления коренных месторождений рудных формаций, малоперспективных на образование россыпей (например, касситерито-сульфидной, золото-сульфидной формаций и др.). Напомним, что типоморфными особенностями минералов могут служить крупность их выделения, цвет, морфология кристаллов, химический состав (пробность для золота), содержание и соотношение элементов-примесей, некоторые физические свойства (микротвердость, магнитные свойства и т.д.), а

также наличие микропримесей тех или иных минералов и газовой-жидких включений, используемых для определения изначальных температур и давлений (методы гомогенизации и декрепитации).

Рассмотрим несколько подробнее особенности изучения россыпей, которые могут использоваться для установления их связи с определенными формационными типами коренных источников. Часто при шлиховых поисках рудных месторождений и россыпей изучают не только главные рудные минералы, но и сопутствующие, в первую очередь типоморфные минералы шлиха (минералы-индикаторы) и их ассоциации. Минерал-индикатор должен удовлетворять следующим требованиям ([Костерин, 1972], с уточнениями): 1) легко диагностироваться, 2) находиться в ассоциации с россыпеобразующими минералами в коренных источниках; 3) обладать хорошей устойчивостью в зоне гипергенеза; 4) содержаться в количестве заметно большем, чем основной россыпеобразующий минерал. Отсутствие хотя бы одного из этих признаков ограничивает возможность использования минерала или даже делает его непригодным для шлиховых поисков.

Например, пикроильменит находится в кимберлитах в значительном, нередко даже большем, чем пироп, количестве. Однако отличить пикроильменит от обычного в шлихах ильменита часто невозможно без специальных лабораторных исследований. Поэтому для поисков алмазов этот минерал используется чрезвычайно редко.

Определенные типы месторождений характеризуются целыми минеральными ассоциациями. Так, например, пироксены и оливины могут встречаться в шлихах довольно часто, но их присутствие отнюдь не означает наличие платины. Если же к ним присоединится хромит, то платина становится почти обязательной [Билибин, 1938]. Присутствие в шлихах бадделейта и циркелита, ассоциация которых, как отмечает А.И. Гинзбург ["Типоморфизм..." 1972], характерна только для карбонатитов, может служить основанием для выделения перспективных площадей с развитием карбонатитов и сопровождающих их россыпей.

В зонах окисления всех месторождений касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций широким распространением пользуются минералы из группы окислов и гидроокислов железа: гематит, гётит, гидрогётит и другие, которые образуют характерную минеральную ассоциацию в россыпях. Пространственная совмещенность шлиховых ореолов касситерита и гидроокислов железа, отмеченная М.А. Гришиным (1971 г.), может быть использована как дополнительный поисковый критерий при поисках месторождений олова. Шлиховые ореолы этих минералов более контрастны (сумма гидроокислов железа составляет 30-70% тяжелой фракции шлиха) и занимают большую площадь, чем ореолы касситерита, что облегчает задачу определения локальных продуктивных участков.

При наличии в шлихах главных россыпеобразующих минералов присутствие минералов-спутников используется для определения формационного и минерального типов коренного оруденения. Так, наличие в шлихах наряду с касситеритом тантало-ниобатов указывает на пегматитовый тип оруденения, вольфрамит — на касситерито-кварцевый

тип, топаза — на топазо-кварцевый или грейзеновый тип касситерито-кварцевой формации, турмалина и аксинита — на турмалиновый тип касситерито-силикатной формации. Присутствие сульфидов, которые, как правило, в россыпях плохо сохраняются, позволяет предполагать, с одной стороны, их достаточно высокое содержание в составе рудных тел, с другой — близость коренного источника.

Существенную помощь в решении задачи определения формационного и минерального типов коренного источника может оказать также изучение сростков россыпеобразующих минералов с рудными, жильными и породообразующими минералами, которые несут более однозначную информацию, чем ассоциации этих минералов в шликке, так как принадлежат к одному рудному телу.

Типоморфизму рудных минералов, в том числе россыпеобразующих, а также минералов-спутников посвящены работы А.Е. Ферсмана, Я.Д. Готмана, А.М. Болдыревой, И.Ф. Григорьева и Е.И. Долмановой, Ф.В. Чухрова, А.И. Гинзбурга, Н.В. Петровской и многих других. Последние годы характеризуются резким расширением исследований, посвященных типоморфным особенностям минералов. Среди многообразия типоморфных признаков наиболее информативными и часто применяемыми практически для всех полезных минералов россыпей являются состав и соотношение элементов-примесей, а для золота, кроме того, пробность и особенности его внутренней структуры. Вместе с тем, при использовании элементов-примесей рудных минералов для определения формационного и минерального типов оруденения всегда обязателен учет геохимических особенностей регионов и рудных узлов, а также, по возможности, состава пород, вмещающих оруденение, и положения рудных тел относительно материнской интрузии. Необходимо также учитывать, что свойства и состав некоторых минералов меняется в процессе образования зон окисления, кор выветривания и россыпей. Например, пробность самородного золота повышается за счет выщелачивания примесей, палладистая и медистая платина очищаются за счет выщелачивания палладия и меди и т.д.

Во всех случаях наиболее достоверную информацию о формационном типе коренного источника получают по всей совокупности типоморфных признаков.

Очевидно, не может существовать единого подхода к изучению коренных источников различных минеральных видов и даже одного вида в разных районах. Так, при изучении месторождений остродефицитного сырья в освоенных экономических районах и в случае, когда россыпи экономически выгодно обрабатывать лишь при вовлечении в промышленное освоение коренных месторождений, поиски и разведка коренных руд и россыпей должны проводиться одновременно. В отдаленных, экономически не освоенных районах изучение россыпей может несколько опережать разведку коренных месторождений, но не более чем на две стадии. Следовательно, при завершении детальной разведки россыпей их коренные источники должны быть оценены, по крайней мере, по результатам поисково-оценочных работ. Различный подход должен быть и к оценке рудоносных кор выветривания. Например, при разведке аллювиальных россыпей ильменита повышенный интерес дол-

жен быть проявлен к оценке кор выветривания как самостоятельных промышленных объектов. В то же время при изучении кор выветривания на золотоносных площадях, в связи с которыми не известны промышленные элювиальные месторождения, особое внимание следует уделять их россыпеобразующим свойствам (установлению профиля коры выветривания, площади распространения, мощности существующей и соотношению сохранившейся и эродированной частей, содержания свободного золота и т.д.). Вместе с тем не должна исключаться возможность выявления промышленных элювиальных месторождений золота.

Несмотря на указанные отличия, представляется возможным сформулировать общие минимальные требования к оценке коренных источников россыпей ближнего сноса на разных стадиях геолого-разведочных работ.

При проведении поисков должны быть определены общие контуры рудно-россыпного узла и рудного поля, собраны предварительные данные о формационном и минеральном типах коренного оруденения, его геоморфологическом положении, уровне эрозионного среза и предполагаемой промышленной ценности коренных источников. Значительный интерес представляет также знание палеогеографических условий, определявших особенности денудации рудных тел. Все эти данные в сочетании с особенностями строения и металлоносности рыхлых толщ позволяют установить объем рудного вещества, переведенного в россыпь, наметить морфогенетические типы россыпей, оценить прогнозные запасы россыпного металла в пределах рудно-россыпного узла, выбрать схему расположения и определить плотность сети разведочных выработок.

В стадию предварительной разведки россыпей должен быть установлен структурно-морфологический тип рудного поля, уточнены его естественные границы и уровень эрозионного среза, определены степень рудонасыщенности и основные рудные тела (зоны) по данным предварительного опробования, геохимической съемки и геофизических исследований, обоснована целесообразность дальнейшего изучения коренного оруденения и выделены первоочередные участки. Если на стадии поисков определялась принципиальная россыпеобразующая способность коренного оруденения, то в ходе предварительной разведки уточняются детали строения и вещественного состава россыпей и основных рудных тел и выясняется степень соответствия россыпей выявленным коренным источникам. В случае когда установлено, что россыпи, судя по их запасам, минеральному составу и типоморфным особенностям минералов, не могут быть сформированы только за счет выявленных рудных тел (с учетом их эрозионного среза и зональности оруденения), должны быть выделены участки для поисков дополнительных источников питания. Именно на стадии предварительной разведки в основном должно быть завершено определение россыпеобразующих свойств коренных источников и уточнена прогнозная оценка россыпной металлоносности, основанная на комплексном анализе системы "коренный источник - россыпь". Изучение коренного оруденения на следующей стадии разведки продолжается, если предположитель-

но установлена его промышленная ценность или в ходе ранее проведенных работ сделан вывод о наличии дополнительных невыявленных рудных тел, участвующих в питании россыпи.

При детальной разведке россыпей должны быть выполнены необходимые объемы поисково-оценочных работ для установления промышленной ценности коренного оруденения, определены прогнозные запасы руд, а для рудных тел, вскрытых разведочными выработками и изученных геофизическими методами, — запасы категории C_2 и даны рекомендации по дальнейшему изучению коренных источников или доказана нецелесообразность их дальнейшего изучения (при денудации промышленной части оруденения, в связи с заведомо непромышленным содержанием полезного компонента или некондиционными параметрами рудных тел).

В заключение следует отметить, что целенаправленное и методически обоснованное изучение коренных источников является необходимым условием повышения достоверности прогнозирования, способствует более правильной комплексной геолого-экономической оценке рудно-россыпных узлов (на россыпное и коренное оруденение) и, в конечном счете, повышает эффективность геологоразведочных работ.

Оценка денудационного среза

Изучение денудационного среза — определение суммарного объема удаленных пород, восстановление стадийности развития среза, установление его временного и пространственного соотношения с формами, являющимися потенциальными коллекторами россыпей — представляет одну из важнейших задач поисково-оценочных работ, проводимых на россыпи.

Набор методов, применяемых при изучении этого вопроса, достаточно разнообразен в соответствии с основными критериями, которые лежат в основе его оценки. Среди них самую обширную и, пожалуй, наиболее детально разработанную группу составляют различные методические приемы, основанные на признаках, характеризующих глубину становления, вертикальный размах и зональность оруденения, таких, как морфологическая изменчивость рудных тел, характер метасоматической зональности, закономерности изменения вещественного состава руд, вариации типоморфных особенностей отдельных минералов, состав и структура первичных геохимических ореолов и т.д. [Радкевич, 1971; Григорян, 1973; Барсуков, Тихомиров, Волосов, 1976 и др.]. Весьма существенную роль играют также различного рода структурно-геологические построения, направленные на восстановление удаленной части геологического разреза стратифицированных пород, кровли интрузивов, зон контактового и регионального метаморфизма. Важнейшую роль большинство исследователей придает также геоморфологическим методам, позволяющим реконструировать геоморфологический облик и положение палеоповерхностей определенного возраста и генезиса [Кушнарв, 1969; Шеглов, 1976]. Среди них имеются методики, допустимые при региональных исследованиях (на-

пример, определение среза на основе данных о современном твердом и растворимом стоках), и приемы, принципиально важные при оценке среза локальных площадей (восстановление геоморфологических уровней, детальный анализ истории развития формы — коллектора россыпи и т.д.). [Спиридонов, 1974].

Оценка денудационного среза как фактора, контролирующего образование и размещение россыпных месторождений, предполагает комплексный анализ всех признаков, описывающих исходную глубину формирования рудных месторождений, служащих источниками россыпей, их последующий срез и поступление рудоносного материала в сферу россыпнеобразующих экзогенных процессов. Однако при этом имеется существенное отличие от аналогичных исследований, ставящих своей целью оценку рудного месторождения. Оно заключается в том, что основным объектом изучения при анализе россыпных месторождений является удаленный объем рудоносного материала и его перераспределение в пределах формы-коллектора. Это отличие сохраняется на всех стадиях геологических работ.

Для россыпей ближнего сноса и дальнего переотложения оценка денудационного среза преследует различные задачи. Если для титаноциркониевых россыпей важнейшее значение имеет определение относительного (или выраженного в абсолютных величинах) суммарного регионального среза за крупные периоды тектоногеоморфологического развития территорий, то для россыпей золота, олова и редких металлов наряду с оценкой регионального среза существенную роль приобретает анализ формирования среза для локальных площадей — рудно-россыпных зон, узлов и отдельных рудных проявлений и месторождений. Для этих россыпей установление регионального денудационного среза входит в круг вопросов, решаемых на стадии прогнозной оценки регионов, и призвано оценить общую глубину вскрытия рудоносных структур, что дает возможность судить о размещении в современном срезе коренных источников россыпей и, в самом общем виде, об объеме металлоносного материала, перемещенного в рыхлый покров. При этом учитывается, что продуктивность россыпей ближнего сноса зависит не от всего объема денудированного материала, а от той его части, которая снесена за время формирования долиной сети, вмещающей россыпи. В большинстве россыпных регионов этот период по времени соответствует второй половине кайнозоя и, за исключением регионов развития палеогеновых россыпей, отвечает неотектоническому этапу, с началом которого связано расчленение региональной поверхности выравнивания. Таким образом, вопрос о количестве удаленного металлоносного объема при оценке регионального среза сводится, во-первых, к установлению уровня денудации коренных источников ко времени формирования региональной поверхности выравнивания, и, во-вторых, к определению объема удаленного рудоносного слоя за неотектонический этап. Роль и последовательность применения различных критериев меняются в зависимости от условий района и его изученности. В общем виде анализ предполагает:

— выявление фрагментов выравненных междуречий, захороненных кор выветривания, сохранившихся реликтов древних поверхностей вы-

равнивания и восстановление их исходного положения по участкам ярусного рельефа и т.д.;

- восстановление "первично-тектонической" поверхности, созданной новейшими тектоническими движениями;
- восстановление гипсометрического положения металлоносных интрузивов и интервала россыпеобразующего оруденения, а также их пространственного соотношения с "первично-тектонической" поверхностью и разновозрастными ярусами рельефа;
- определение степени эродированности коренных источников, расположенных в различных ярусах рельефа;
- анализ тенденций развития и скорости снижения денудационных поверхностей разного генезиса;
- прослеживание разновозрастных денудационно-эрозионных уровней и ярусов рельефа;
- анализ коррелятных отложений, в первую очередь петрографического и минерального состава обломочного материала, распределения мощностей рыхлых отложений, их стратиграфической выдержанности;
- изучение сравнительной устойчивости пород по отношению к денудации.

Примером региональной оценки интервала оруденения и восстановления на основе комплекса структурно-петрографических и минералогеохимических данных его положения по отношению к палеоперехности периода рудообразования служит работа Б.Л. Флерова [1976] по оловорудным месторождениям Яно-Кольмского пояса. Выполненный для целей оценки оловорудных месторождений, этот анализ в равной мере применим и для восстановления объема удаленного рудного вещества, участвующего в питании россыпей. Представление о гипсометрическом уровне оруденения в том или ином рудно-россыпном районе или провинции целесообразно дополнять анализом региональной ярусности рельефа или генетической интерпретацией его гипсографической кривой. Такое сопоставление позволяет предварительно разграничить площади с вероятным уровнем вскрытия россыпеобразующих коренных источников определенной формационной принадлежности.

В качестве примера учета фактора устойчивости пород приведем данные Ю.С. Будилина, который исходит в оценке регионального денудационного среза металлоносной площади из различий типов рельефа и выделяет на территории бассейна р. Кольмы две геоморфологические области: область структурного рельефа, в которой широко проявлены формы рельефа, созданные избирательной денудацией, и область аструктурного рельефа, характеризующаяся отсутствием связи между абсолютными высотами водоразделов и литологией слагающих их коренных пород. Поскольку формирование структурного рельефа предполагает достаточную длительность процессов препарирования, автор делает вывод, что денудационная проработка поверхности началась здесь значительно раньше, чем в области аструктурного рельефа, и связана с ранними этапами поднятия территории. Маркирующим уровнем междуречий в областях аструктурного и структурного рельефа является единая выровненная поверхность, которая во втором

случае сохраняется лишь фрагментарно на высотах 1450–1600 м, образуя уровень, выдержанный на огромных (сотни километров) пространствах и фиксированный выступающими под остальными пространствами междуречий массивами гранитоидов, окруженными зоной орогования. Мощность слоя последующей денудации, приведшей к различиям в абсолютных высотах водоразделов, сложенных разными породами, достигает 600 м. Указанные особенности денудационного среза междуречий при относительном равенстве глубины эрозионного "выреза" и обусловили, по мнению Ю.С. Будилина, отличия в распределении металлоносности территории. Подавляющее большинство россыпей приурочено здесь к области структурного рельефа, характеризующегося, таким образом, значительно большим объемом удаленных металлоносных пород.

Оценка состояния регионального денудационного среза не может учитываться механически при восстановлении эродированности площадей рудно-россыпных узлов, рудных полей и отдельных коренных источников. Это обусловлено тем, что при региональной оценке недостаточно принимаются во внимание вертикальная расчлененность древнего и современного рельефов, структурные различия и особенности формирования конкретных рудных месторождений.

Проблема установления денудационного среза локальных площадей (рудно-россыпных узлов) применительно к поискам россыпей включает следующие задачи:

- определение суммарного уровня пострудного среза в пределах рудно-россыпного узла;
- установление относительного времени ввода коренного источника в сферу денудации;
- определение объема удаленного рудоносного материала за период, соответствующий периоду формирования долин и выполняющих их металлоносных отложений;
- выявление связи отдельных частей россыпей с определенными горизонтами коренного источника рудного интервала.

Первая задача достаточно часто ставится при поисках и оценке коренных рудных проявлений и в общем плане решается с применением комплекса критериев, содержащих информацию о морфологии и глубине формирования рудоносных массивов, мощности и строении зоны экзоконтакта, зональности отдельных месторождений и рудной зональности в рамках рудно-россыпного узла, особенностях пострудной тектоники.

Установление начального момента вскрытия рудных тел представляет определенную трудность. В большинстве случаев это связано с отсутствием сохранившихся коррелятных отложений ранних стадий геоморфологического этапа. В тех регионах, где эти отложения имеются, они аккумулируются в межгорных или предгорных прогибах и, как было показано Н.Н. Арманд, обычно могут указывать лишь на время выведения коренных источников в сферу денудации, характерное в целом для данного россыпного района. Время вскрытия отдельных рудных полей при этом может значительно различаться. Поэтому на практике эту задачу приходится решать исходя из сведений о том,

к какой части рудного интервала принадлежат коренные источники и каково их положение в ярусе рельефа определенного возраста. Так, например, положение глубоко эродированного рудного проявления в верхнем ярусе рельефа, соответствующем вторично расчлененной палеогеновой поверхности, дает основание предполагать, что к началу формирования поверхности выравнивания оно было уже выведено в сферу денудации; мало эродированное проявление в том же ярусе может свидетельствовать о более позднем времени его вскрытия, возможно относящемся уже к периоду регионального выравнивания. Ориентировочное время вскрытия коренных источников, выходы которых локализованы в более молодых ярусах рельефа, можно определить, восстановив их гипсометрическое положение по отношению к разновозрастным эрозионно-денудационным уровням. При этом учитывается амплитуда неотектонических блоковых деформаций, глубина эрозионного вреза, расчленяющего региональную поверхность выравнивания и данные о вертикальном размахе оруденения различных формационных типов.

Решение третьей задачи — определение объема денудированного рудоносного материала за период, соответствующий времени формирования долины-коллектора и выполняющих ее отложений — тесно связано с решением второй задачи и как бы является его продолжением, так как опирается на анализ, во-первых, положения коренных источников в различных ярусах рельефа, и, во-вторых, их положения по отношению к долинам [Патык-Кара, 1977].

На основании изучения соотношения коренного оруденения с разновозрастными ярусами рельефа строится также предлагаемая Д.Я. Айдердзисом и Л.И. Веремеевой [1978] методика оценки среза редкометалльных жильных рудопоявлений и пегматитовых полей, расположенных в области сводово-глыбовых поднятий Центральной Азии. В ходе анализа одного из редкометалльных рудных полей геоморфологическими методами было установлено, что на уровне предороженной поверхности выравнивания пегматиты были вскрыты слабо, и на дневную поверхность вышли главным образом кварцевые жилы с оловянным, вольфрамовым и бериллиевым оруденением. С формированием внутриорогенной денудационной поверхности связаны размыв жильных рудопоявлений и вскрытие части редкометалльных пегматитов, преимущественно литиевых и с Cs-Ta-Li минерализацией. Орогенный и позднеорогенный врез, особенно активные на тектонических уступах, а также в области "структурных мостов", разделяющих раннеорогенные впадины, вскрыли практически все виды редкометалльных пегматитов. Значение локального молодого вреза как фактора, вносящего существенные коррективы в общую картину распределения среза коренных источников в пределах рудно-россышного узла, особенно четко выступает в горных районах, где величина вреза намного может превышать вертикальный размах редкометалльного оруденения, исчисляемый десятками, редко первыми сотнями метров.

Существуют различные способы отображения результатов изучения эрозионно-денудационного среза рудно-россышных площадей. Наиболее простой из них — табличный, предполагающий представление среза в виде сводки числовых характеристик, сгруппированных в со-

ответствии с поставленной задачей: либо по временным интервалам, либо применительно к определенным типам россыпеобразующих коренных источников, либо по отношению к тем или иным геоморфологическим уровням. В табличной форме могут быть представлены также качественные и относительные характеристики среза. Более наглядной формой изображения динамики и пространственного изменения среза служат структурно-геологические и структурно-геоморфологические профили и разрезы с вынесенными на них интервалами оруденения, условным уровнем развития россыпеобразующих рудных проявлений и положением одной или нескольких разновозрастных палеоповерхностей, относительно которых рассматривается развитие эрозионно-денудационного среза. Эти построения с успехом применяются как при региональных исследованиях (Ю.Н. Трушков, Б.Л. Флеров, В.Н. Орлянкин и др.), так и при оценке локальных рудно-россыпных площадей и даже отдельных месторождений. В последнем случае построение структурно-геоморфологических разрезов помогает детально проследить динамику наращивания среза в пределах конкретного рудного поля и отдельной долины.

Для выявления региональных различий среза коренных источников и приуроченности оруденения к определенным ярусам рельефа (например, при сравнении районов с однотипными россыпеобразующими формациями, но характеризующихся различным режимом пострудного развития) значительную информацию позволяет получить построение графиков интенсивности оруденения на разных гипсометрических уровнях (В.К. Богацкий, 1968 г.), соотнесенных с гипсографической кривой данного района [“Геология...”, 1964], на которую вынесены положение кровли рудоносных интрузивов, положение определенных фаций контактовоизмененных пород и прочие характеристики, содержащие дополнительные сведения о глубине вскрытия оруденения.

Одним из способов отображения степени эродированности рудоносной площади служат карты величины денудационного среза локальных рудно-россыпных площадей. Напомним, что опыт построения таких карт для оценки эндогенных месторождений изложен в работе И.П. Кушнарева [1969]. В данном случае величина послерудной эрозии, выраженная в соответствующей шкале, исчислялась как разница между “нулевой” поверхностью периода рудообразования в современных координатах и существующей топографической поверхностью. Нетрудно видеть, что с учетом изложенных выше принципов дифференцированной оценки среза коренных источников россыпей такие построения выполнимы и для россыпных площадей. В общем случае при оценке среза коренных источников за период, синхронный формированию металлоносных отложений, верхней маркирующей поверхностью будет служить восстановленный уровень древней поверхности выравнивания. С учетом влияния блоковой тектоники эта поверхность может служить уровнем отсчета при вычислении величины последующего эрозионного среза, который выражается в виде изолиний (В.Ф. Воробьев, Д.Я. Айдзержис и др.) или с помощью закрашки по определенной шкале (рис. 55).

Таким образом, совместное применение геолого-структурных и минералого-петрографических, геохимических и геоморфологических

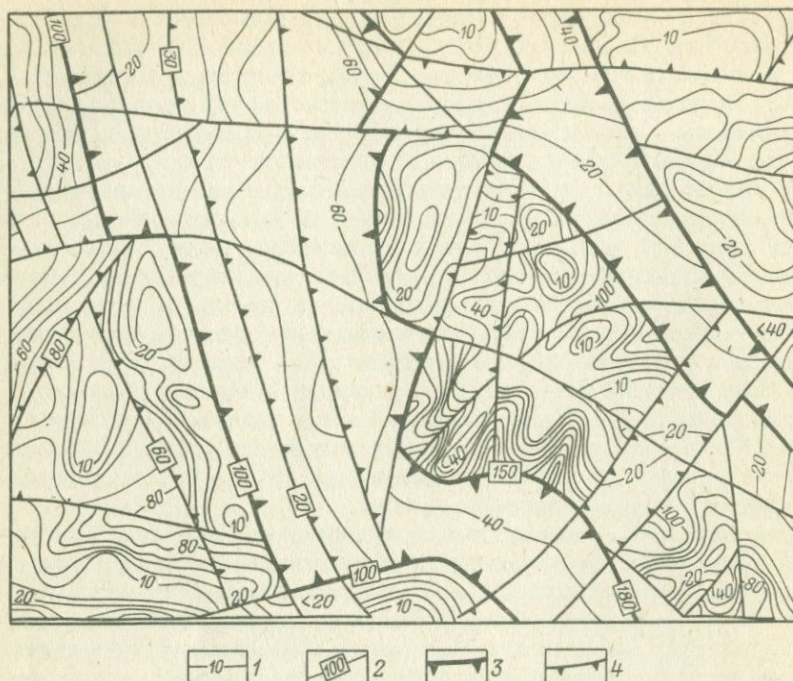


Рис. 55. Карта распределения величины эрозионно-денудационного среза металлоносной площади относительно поверхности выравнивания палеогенового возраста (составлена К.С. Воскресенским, Н.Г. Патык-Кара, 1979 г.).

1 - величина среза (в м); 2 - амплитуда относительного смещения (в м). Разрывные нарушения, ограничивающие блоки с разным уровнем среза; 3 - главные; 4 - второстепенные

критериев оценки денудационного среза рудных полей на различных этапах развития рельефа должно входить составной частью в общий комплекс исследований, проводимых на различных стадиях геолого-разведочных работ на россыпи. Однако необходимо учитывать, что критерии, установленные для одного рудного поля или узла, не могут быть автоматически перенесены на другие площади.

Хотя к настоящему времени уже разработаны подходы к количественной оценке среза локальных рудно-россыпных площадей, все же в большинстве случаев этот показатель продолжает сохранять сравнительный характер. Но даже такое относительное решение вопроса об общей глубине денудационного среза и его распределении по временным интервалам играет существенную роль как при региональных исследованиях (при сравнительной характеристике россыпных провинций и районов), так и при изучении локальных площадей, в том числе при восстановлении объемов рудного вещества, переведенного в конкретные россыпные месторождения.

Геоморфологический и палеогеографический анализ при изучении россыпей

Одно из главных мест в общем комплексе исследований, проводимых при поисках и оценке россыпных месторождений, принадлежит геоморфологическому анализу, включающему изучение рельефа и связанных с ним рыхлых отложений. Наряду с геологическими исследованиями геоморфологический анализ способствует восстановлению обстановок россыщеобразования, условий размещения россыпей, деталей строения россыпных месторождений и тем самым создает научную основу для прогнозных оценок площадей, выбора направления и повышения эффективности поисково-разведочных работ. Опыт геоморфологических исследований в этой области обобщен в материалах Всесоюзных совещаний по геологии россыпей, сборнике "Поисковая геоморфология" [1973] и др., а также в учебном курсе, читаемом в МГУ — "Геоморфология россыпей".

По-видимому, геоморфологическим анализом правильно называть весь комплекс исследований, направленных на изучение рельефа и коррелятных ему осадков, содержащих россыщеобразующие минералы, подчеркивая при этом существование нескольких главных направлений, наиболее эффективных при поисках и оценке россыпных месторождений. Приоритет в геоморфологическом анализе россыпей принадлежит исследованиям, предметом которых являются условия возникновения и динамика развития форм рельефа (или их совокупностей), определяющие возможность скопления россыщеобразующих минералов. Это направление, составляющее раздел динамической геоморфологии, применительно к россыпям было обосновано еще Ю.А. Билибиньм. Динамическое направление геоморфологического анализа россыпей, рассматривающее механизм и условия накопления россыпных минералов в зависимости от динамических фаз развития рельефа и развиваемое в настоящее время для россыпей долинных форм И.П. Карташевым, С.С. Воскресенским, Ю.Г. Симоновым, Н.И. Маккавеевым, Н.В. Хмелевой, Ю.В. Шумиловым и др., для склоновых россыпей Ю.Г. Симоновым, С.С. Воскресенским, Н.Г. Патык-Кара, Е.И. Тищенко и др., прибрежно-морских россыпей А.А. Аксеновым, Е.Н. Невеским, Ю.А. Павлидисом, В.Г. Ульстом и др., по-прежнему остается одним из ведущих в общем комплексе геоморфологических работ при поисках и оценке россыпей.

Наряду с ним в последние десятилетия оформились и успешно развиваются два других направления специализированного геоморфологического анализа: структурно-геоморфологическое и палеогеоморфологическое, соответственно рассматривающие морфоструктурную и неоструктурную позицию россыпей и восстанавливающие геоморфологическую обстановку россыщеобразования для различных временных срезов (этапов, эпох и фаз). Палеогеоморфологические исследования зачастую, особенно при изучении россыпей дальнего переноса, выступают в литературе под определением "палеогеографический анализ", что на самом деле не совсем точно отражает их существо, поскольку главным объектом анализа является не палеогеография вообще, а рельеф

еф определенной эпохи россыпеобразования, размещение областей сноса и аккумуляции, положение палеодолин, береговых линий, фациальная обстановка осадконакопления и т.д. Следует подчеркнуть, что при восстановлении обстановки россыпеобразования изучение других объектов палеогеографии, таких как палеоклимат (климатическая зональность), палеогидрология (колебания водности рек, изменения уровней внутренних бассейнов и шельфовых морей и т.д.), носит вспомогательный характер, поскольку все они подчинены получению главной информации — восстановлению палеорельефа и особенностей осадконакопления, определяющих условия вскрытия коренных источников, формирования разрушения или захоронения концентраций полезных минералов в россыпях. Это справедливо и по отношению к палеофлористическим и палеофаунистическим построениям, значение которых определяется их использованием в качестве биостратиграфических критериев и, в меньшей мере, в качестве косвенных данных при восстановлении региональных особенностей палеорельефа.

Следует отметить еще одну важную особенность геоморфологических исследований, которая определяется тем, что объект, а следовательно, и основные направления анализа, меняются в соответствии с теми сложными пространственно-генетическими взаимоотношениями, которые связывают рельеф (или палеорельеф) и россыпь. Методологическая важность такого разграничения при изучении рельефа в прикладных целях подчеркивалась И.В. Орловым и др. (1961 г.), Ю.Г. Симоновым и А.И. Спиридоновым ["Поисковая...", 1973]. Существование различных пространственно-временных соотношений рудно-россыпных площадей с рельефом заставляет рассматривать последний в трех аспектах:

1. Рельеф — непосредственный коллектор россыпей. В данном случае условия формирования россыпи полностью тождественны условиям формирования рельефа.

2. Рельеф — носитель следов обстановок россыпеобразования, не связанных с современным этапом и отвечающих иным структурно-фациальным и климатическим условиям развития денудации и осадконакопления. Особенно отчетливо этот аспект исследования проявляется при изучении реликтовых россыпных формаций.

3. Рельеф — индикатор тектонических и структурно-литологических различий субстрата, в силу чего он выступает как отражение определенных рудоносных структур различного ранга.

Изучение динамики рельефа и россыпеобразующих геоморфологических процессов

Наиболее полным выражением динамического направления в геоморфологических исследованиях при поисках и оценке россыпей является учение о динамических фазах развития форм рельефа и рыхлых отложений. Для флювиальных форм и аллювия оно принципиально обосновано в работе В.В. Ламакина [1947], который ввел понятия инстративный, перстративный и констративный аллювий для характеристики строения аллювиальной толщи, формирующейся соответ-

ственно в фазы врезания, динамического равновесия и аккумуляции, а затем в основном применительно к россыпям это учение было развито И.П. Карташевым. Классификация аллювиальных металлоносных толщ, внедренная в практику северо-восточной школой россыпников, основывается как раз на динамическом принципе разделения фаций аллювия, который достаточно хорошо зарекомендовал себя по отношению к россыпям золота. Другой не менее важный для россыпей раздел динамической геоморфологии — это учение о склонах [Воскресенский, 1971]. Особенности склонового морфолитогенеза, типы склонов с характерными для них скоростями перемещения обломочного материала и разрезом склоновых отложений, баланс материала на склонах и роль последних в поставке материала в долины, профили склонов как отражение общих тенденций развития рельефа — все эти факторы широко используются в выяснении роли коренных источников в питании россыпей, восстановлении эродированного рудоносного объема и определении доли полезного и разубоживающего материалов, поступающих в долины.

В самом общем виде динамическое направление проявляется при рассмотрении россыпей как составных частей геоморфологических систем [Кашменская, 1976], базирующемся на комплексном анализе геоморфологических формаций, возникающих при различных балансах юрвых масс и рыхлого материала. Значение геоморфологических формаций для оценки региональных особенностей динамики возникновения концентраций, разубоживания россыпей и выноса полезного компонента за пределы системы может быть проиллюстрировано табл. 5.

С помощью анализа динамики рельефа и россыпеобразующих процессов решаются такие вопросы, как:

- динамика наращивания денудационного среза и поступления полезного компонента в россыпь;
- закономерности строения формы-коллектора россыпей;
- литолого-фациальные особенности свойственных форме-коллектору рыхлых металлоносных отложений;
- условия миграции и дифференциации обломочного материала и россыпеобразующих минералов;
- пространственное распределение концентраций россыпных минералов в толще металлоносных отложений.

Остановимся на некоторых из них подробнее.

Изучение динамики наращивания эрозионно-денудационного среза, вскрытия коренного источника и поступления полезного компонента в россыпь обычно включает: выяснение положения коренного источника в бассейне питания россыпи по отношению к геоморфологическим поверхностям (склонам) с различным балансом рыхлого материала; изучение роли коренного источника в поставке обломочного материала к базисным поверхностям; анализ различных среза в ходе избирательной денудации; построение пространственно-временных моделей (профилей, карт, блок-диаграмм), позволяющих проследить динамику наращивания среза в пределах изучаемой площади.

Динамика развития среза, как было показано Ю.Н. Трушковым,

Основные тенденции образования россыпей золота
в различных динамических формациях
(геоморфологических подсистемах II порядка)
[Кашменская, 1976]

Система	Подсистемы I порядка	Динамические формации (подсистемы II порядка)	Россыпеобразование
Пенеплен	-	-	Горизонтальное разубоживание золота по выположенным водоразделам и склонам
Горная	Низкогорная, среднегорная, высокогорная	Снижающиеся горы	Вертикальное разубоживание по рыхлым отложениям повышенной мощности
		Заполняющиеся впадины	Захоронение ранее созданных россыпных месторождений
		Равновесные горы, педиплены	Накопление и интенсивная линейная концентрация золота при перестилании аллювия, вследствие малой дальности переноса золотин
		Равновесные впадины	Вовлечение металла ранее созданных россыпей в единый процесс россыпеобразования
		Растущие горы	Вынос (или накопление во впадинах) большей части золота, не освободившегося от горной породы, с обломками последней
		Растущие впадины *	Вертикальное переотложение металла ранее сформированных россыпей на нижние уровни рельефа

* Растущие впадины - впадины, вовлеченные в поднятие. -

Прим. авт.

В.С. Воскресенским, Г.С. Ананьевым, Н.Г. Патык-Кара, определяет условия формирования полезного рудоносного объема, перетолгающегося в россыпь. Если изучение этого процесса сопровождается минералогическим анализом, оно дает возможность в деталях проследить судьбу отдельных порций металла в россыпи в процессе его перетолжения на более низкие эрозионные уровни и вниз по долине.

Важнейшую составную часть изучения динамики россыпи представляет установление закономерностей миграции и дифференциации россыпеобразующих минералов. Как было показано Н.А. Шиловым и Ю.В. Шумиловым [1976], дифференциация рудного вещества при россыпеобразовании начинается уже в элювиально-склоновых образованиях на стадии выветривания рудоносных пород, где она является функцией нарастающей дисперсности рудного материала за счет механизма грануляции и диспергации, к которому в условиях химического выветривания присоединяются выщелачивание и остаточное обогащение, а также определенные химические изменения самого россыпеобразующего минерала (вынос примесей, облагораживание, развитие вторичных минералов и т.д.). Поэтому исследование условий высвобождения россыпных минералов на ранних стадиях континентального литогенеза на водоразделах и склонах дает существенную информацию к определению дальнейшей судьбы полезного компонента в образовании россыпей. В частности, оно позволяет оценить форму миграции (в обломках пород, сростках с жильной массой, мономинеральных агрегатах, отдельных зернах) и долю высвобожденного полезного компонента, поступающего в россыпь.

Изучение миграционной способности и дифференциации россыпных минералов в водно-аллювиальной среде (В.С. Лунев, Б.М. Осовецкий, Н.В. Хмелева и др.) затрагивает такие вопросы, как формирование гранулометрических спектров аллювия, возникающих при различных соотношениях гидромеханического дробления и гидравлической сортировки (Ю.В. Шумилов); коррозия и разрушение минералов россыпей в зависимости от особенностей среды; соотношение процессов горизонтального смещения и вертикальной просадки в зависимости от гидравлической структуры потока. Здесь наряду с натурными наблюдениями и изучением особенностей распределения различных полезных минералов в россыпях, сформировавшихся при неодинаковых гидроразделочных свойствах русла и гидравлической структуре потока, важнейшее место занимают экспериментальные исследования, воспроизводящие механизм россыпеобразования в лабораторных условиях.

В наиболее полном виде дифференциация россыпных минералов, включающая процессы механической обработки терригенного материала и разделения зерен по крупности и плотности, проявляется, как известно, в волноприбойной зоне. В ней достигаются конечные стадии дифференциации, характеризующиеся совершенным разделением частиц в соответствии с основными литодинамическими зонами по плотности, крупности и форме. Здесь узловыми вопросами специализированного анализа, направленного на установление условий миграции и дальности транспортировки россыпных минералов, являются:

выявление динамических зон, благоприятных для накопления тяжелых минералов для россыпей современной береговой зоны, и восстановление литодинамической обстановки по фаціальным особенностям осадка для древних россыпей; определение основных характеристик потока наносов (емкости, мощности, степени насыщения и др.), баланса материала и динамических фаз развития берега, а также выяснение дальности переноса зерен минералов различной плотности и формы и их накопления в определенных фаціальнo-динамических зонах. В последние годы этому было уделено повышенное внимание в связи с проблемой поисков и оценки россыпей в береговой зоне современных морей, причем полученные натурные и экспериментальные наблюдения дали достаточно противоречивые результаты об условиях переноса и накопления россыпных минералов в форме, доступной гравитационному обогащению (С.В. Колесов, С.Е. Сакс и др.), в том числе свидетельствующие о возможности переноса мелкого касситерита и золота на расстояние десятков-сотен километров от коренного источника и накопления их в виде аллохтонных концентраций.

Распределение концентраций россыпных минералов в толще металоносного осадка, выраженное в основных параметрах россыпных месторождений (содержаниях, вертикальных запасах, ширине, выдержанности продуктивных пластов), помимо исходных свойств самого россыпного минерала (плотности, крупности и формы), определяется и литодинамическими свойствами транспортирующей среды. Поэтому эти вопросы самым тесным образом смыкаются с изучением условий миграции и дифференциации обломочного материала и определением обстановки накопления осадка. В изучении закономерностей концентраций минералов в россыпи выделяются два взаимодополняющих подхода: анализ статистических закономерностей распределения основных параметров россыпей, формирующихся при различном динамическом состоянии формы-коллектора, и собственно динамическое направление, изучающее поведение минерала в зависимости от свойств потока наносов. Наибольшую эффективность приносит сочетание обоих подходов. Первый из них наиболее полно разработан для россыпей золота в долинных формах (Е.Я. Синюгина, П.О. Генкин, Ю.А. Травин, О.Х. Цопанов). В динамическом направлении важнейшее место занимают экспериментальные исследования. По данным Н.В. Хмелевой и Н.П. Григорьева ["Перемещение...", 1977], они показывают четкое разграничение трех комплексов аллювия, различающегося распределением крупности, формы и содержаний золота по длине водотока и разрезу аллювия, а также составом базального горизонта аллювия в разрезе.

Анализ распределения полезного компонента позволяет решать такие важнейшие поисково-разведочные задачи, как: установление головной и хвостовой частей россыпи и участков подпитки; соотношение зон максимального обогащения и спада концентраций (или с точки зрения баланса материала — зон привноса, транзита и аккумуляции). Он способствует также выбору наиболее перспективных участков долины при постановке поисковых работ, обнаружению дефектов разведки россыпи, может служить одним из исходных признаков для рекомендаций по доразведке отдельных частей россыпей.

Значение структурно-геоморфологических исследований при поисках и оценке россыпных месторождений определяется тем воздействием, которое оказывают на процесс россыпеобразования морфоструктурная позиция россыпного объекта и неотектонический режим развития данной морфоструктуры. Эти исследования направлены на решение целого ряда частных задач россыпной геологии. Среди них: а) особенности размещения и вскрытия коренного оруденения — источника питания россыпей; б) направленность и интенсивность экзогенных россыпеобразующих процессов, обусловленные неотектоническим фактором; в) особенности изменения палеогеоморфологической обстановки россыпеобразования, отраженные в морфогенетических типах, возрастных группах россыпей и соотношении реликтовых и наложенных россыпных формаций. Иначе говоря, выделяясь объектом исследований и специфическим набором методик, структурно-геоморфологический анализ при поисках и оценке россыпей тесно смыкается с другими направлениями геоморфологических работ, вследствие чего их противопоставление в общем комплексе работ было бы неправильным. Главнейшую особенность структурно-геоморфологических исследований при прослеживании рудоносных морфоструктур составляет выявление отклонений от общего морфоструктурного и геоморфологического фона, т.е. геоморфологических аномалий* как региональных, так и локальных. Здесь объектом изучения служат аномалии преимущественно эндогенного происхождения (по Б.Н. Можаяву). Выявление геоморфологических аномалий смешанного (эндо-экзогенного) происхождения составляет существо исследований, направленных на решение другой задачи — установление аномалий строения, продуктивности и размещения россыпей, обусловленных неотектоническим фактором.

Примером геоморфологических аномалий первого рода могут служить сводово-глубовые поднятия, заключающие рудно-россыпные районы: полосы и зоны аномально построенного рельефа, совпадающие с рудными поясами, зонами и рудолокализуемыми структурами; купола и блоки, локализующие рудно-россыпные узлы и отдельные месторождения, и т.д. В качестве аномалий второго рода прежде всего могут быть названы тектонические уступы, с которыми связано возникновение характерного морфогенетического типа россыпей, отличающегося повышенной продуктивностью, а также различного рода структурные ловушки.

При решении третьей из названных задач наибольшее значение имеет как раз получение фоновых характеристик морфоструктур и неотектонического режима, определяющих общие для данной структуры особенности россыпеобразования и позволяющих типизировать оце-

* Под геоморфологической аномалией понимаются морфологические, генетические или возрастные особенности рельефа и рельефообразующих процессов локального участка, отличающиеся от его фона, т.е. геоморфологических условий, типичных для данной территории (Б.Н. Можаяв, 1969 г.).

ниваемые площади по относительной продуктивности эпох россышеобразования, преобладанию определенных возрастных групп россышей, развитию тех или иных морфогенетических типов россышей и их совокупности — россышных формаций. Именно фоновые характеристики составляют основу морфоструктурного и неотектонического районирования территорий по условиям россышеобразования.

Развитие структурно-геоморфологического направления в специальных геологических и геоморфологических исследованиях, явившееся результатом его значительной эффективности при сравнительно ограниченных затратах, вызвало в последние годы появление большого числа методов и отдельных методов, имеющих различные обоснованность, эффективность и трудоемкость. Однако, как справедливо указывают Л.К. Зятькова и Г.Ф. Кузнецова [“Структурно-геоморфологические...”, 1970], главная сложность заключается в том, что применение их не всегда дает желаемые результаты, вследствие недоучета специфических особенностей региона. Правильный же выбор методов морфоструктурного анализа определяется “... с одной стороны, геолого-геоморфологическим строением района, с другой — его физико-географическими условиями и особенностями морфоскульптуры”. Поэтому безусловно правильной представляется группировка методов анализа в соответствии с основными типами рельефа анализируемых площадей.

Как показывает опыт структурно-геоморфологических работ (Ю.Г. Симонов, А.А. Лукашев, И.К. Волчанская, В.Н. Орлянкин, Н.Ф. Кочнева, Г.С. Ананьев и др.), для выявления тектонически обусловленных аномалий в развитии речной сети в горных районах наиболее эффективны методы, основанные на изучении: а) характера современного эрозионного расчленения; б) гипсометрического положения маркирующих геоморфологических поверхностей (вершинной, базисной, первично-тектонической, остаточной); в) степени сохранности площадей распространения и пространственно-возрастных соотношений разновозрастных денудационных уровней, как региональных, так и служащих местными базисами денудации.

Сопоставление морфоструктурных методов, применяемых для анализа равнинных площадей, проведенное Л.К. Зятьковой и Г.Ф. Кузнецовой, показало, что по относительной эффективности среди них выделяются методы, в равной мере “работающие” во всех условиях — как в пределах структурно-денудационных плато и вторично расчлененных эрозионно-аккумулятивных равнин, так и на молодых равнинах с развитием различных морфоскульптурных комплексов. Они представлены: анализом мощностей и фациального состава рыхлых отложений; изучением ярусности рельефа, террасовых комплексов и деформаций спектров террас; анализом гипсометрии рельефа и восстановлением первично-тектонического рельефа; прослеживанием мегатрещиноватости и линейных элементов; разнообразными способами анализа горизонтальной и вертикальной расчлененности территории. Кроме того, имеются методы, приемлемые только для той или иной области (например, развитие ледникового рельефа исключает возможность применения методики В.П. Философова, а анализ заозеренности, ширины пойм и террас ут-

рачивает свою эффективность на денудационных и вторично-расчлененных аккумулятивных равнинах) или обусловленные самими особенностями морфоструктуры (например, изучение интенсивности термокарста проводится в областях развития мерзлотно-солифлюкционного морфоскульптурного комплекса, сравнительный анализ препарировки характерных разностей пород — в условиях структурно-денудационных плато и мелкогогорий). Точно так же на участках интенсивного относительного поднятия особое значение приобретают морфометрические методы, связанные с изучением вертикального и горизонтального расчленений.

Бесспорна специфичность структурных исследований при оценке россыпей в области современного шельфа, где они опираются на изучение конфигурации затопленной долинной сети, деформаций погруженных береговых линий, рисунка обобщенных изобат. Как показал опыт исследований, проведенных на шельфе Восточно-Арктических морей, пластика донного рельефа по своей информативности сопоставима с рельефом равнин суши. В пределах шельфа отчетливо выделяются: а) крупные морфоструктурные области и морфоструктуры I — II порядка, находящие подтверждение и в геофизических данных, которые с точки зрения оценки россыпной металлоносности дифференцируются как области с различной глубиной залегания складчатого основания и мощностью кайнозойского осадочного чехла; б) погруженные фланги крупных орогенных структур, различающихся условиями локализации и вскрытия оруденения (например, Шелагского, Куветского, Кульского сводов на шельфе Чукотского моря, Анюйско-Медвежинского сводово-глыбового поднятия на Восточно-Сибирском шельфе); в) локальные купольные структуры, выделяющиеся по дугообразным изгибам изобат, искривлениям береговых линий, радиально-концентрическому рисунку затопленных эрозионных форм, скоплениями аккумулятивных форм рельефа; г) зоны разрывных нарушений, характеризующиеся определенной активностью на протяжении новейшего этапа; они фиксируются спрямленными участками и сгущениями изобат погруженных береговых линий и затопленных долин, флексуобразными перегибами в рельефе дна. В число этих морфоструктурных элементов входят круглые зоны сквозных нарушений продольной и сеющей систем, находящие подтверждение в геофизическом поле и являющиеся общими для шельфа и прилегающей суши.

Палеогеоморфологические исследования при оценке россыпей

Поскольку практически каждая россыпь, за исключением скоплений полезного компонента, связанных с современными формами рельефа (склонами сноса, пойменным уровнем и современным руслом, современной волноприбойной зоной), представляет исторически сложившееся геологическое тело, любое исследование россыпей в той или иной мере включает в себя элементы палеогеоморфологического анализа, направленного на установление истории формирования, консервации и

последующего преобразования россыпи. Если же речь идет не о возрасте россыпи, а о "возрасте полезного компонента" (правильнее говорить о длительности его пребывания в обломочных отложениях), который, как известно, не соответствует времени формирования самого россыпного тела, то можно утверждать, что исторические реконструкции применимы и к скоплениям россыпных минералов, формирующимся в настоящее время. В зависимости от степени унаследованности рельефа целесообразно различать три рода палеореконструкций, с которыми приходится сталкиваться при изучении россыпи.

Палеореконструкции при унаследованном развитии рельефа. Этот случай характерен при сохранении общей направленности развития геоморфологической системы, при которой отсутствовали крупные перестройки долинной сети, сохранялись очертания бассейнов питания россыпи, а перемещения береговой линии не приводили к кардинальным изменениям бассейнов аккумуляции. В этом случае палеореконструкции обычно касаются отдельных форм рельефа или сравнительно узких зон, в которых и происходили основные изменения рельефа.

Например, для денудационного рельефа унаследованного развития палеореконструкции обычно включают такие вопросы, как:

- восстановление общей пластики рельефа по фрагментам эрозионно-денудационных поверхностей;
- изучение условий россыпьеобразования на уровне террас;
- прослеживание тальвегов древних долин;
- восстановление вертикальной расчлененности рельефа по склонам погребенных тальвегов;
- установление внутриваловых и междолинных, локальных и региональных перестроек гидросети;
- реконструкция горного оледенения и его роли в разрушении и захоронении россыпей (рис. 56);
- восстановление эродированного объема и условий поступления металла в россыпь по отраженной зональности в россыпях и т.д.

Во всех этих случаях наряду с литолого-фациальными методами, биостратиграфическими данными и структурными построениями важнейшее место принадлежит непосредственному анализу морфологии рельефа, в связи с чем инструментом палеогеоморфологических реконструкций служит сама топография рельефа, а также геоморфологические карты, построенные по возрастному принципу. Реконструкции такого рода обычны при анализе россыпей ближнего сноса (золотых, оловянных, вольфрамовых и редкометалльных), располагающихся в пределах денудационного рельефа.

Палеореконструкции реликтовых россыпей. Особенностью их являются существенные изменения областей сноса и аккумуляции вследствие чего реконструируемый палеорельеф сохраняется лишь в погребенном состоянии или в виде аккумулятивных тел различной степени сохранности, по отношению к которым важнейшим методом палеореконструкций становится литолого-фациальный анализ.

Поэтапные литолого-фациальные карты и профили дают необходимый материал и для реконструкции рельефа областей сноса. Изучение же

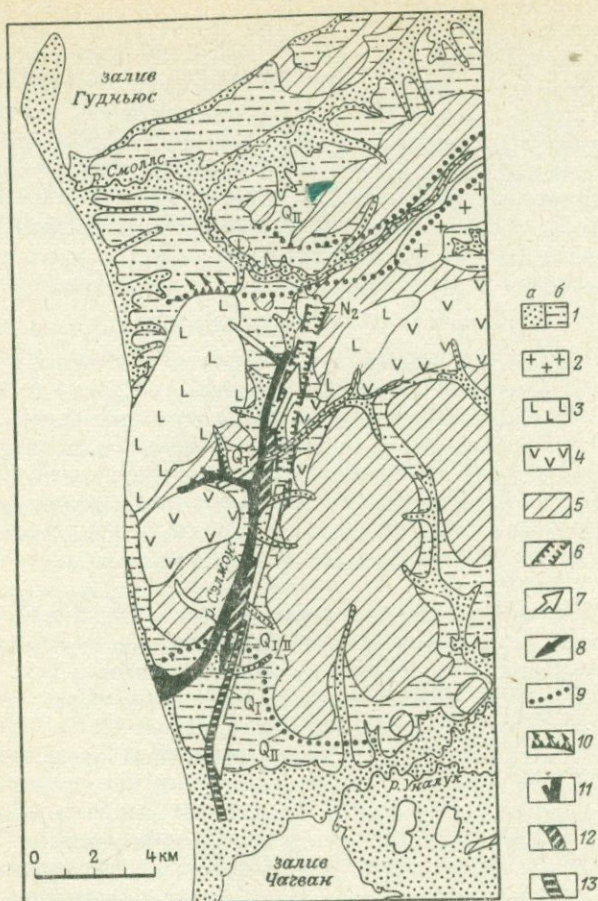


Рис. 56. Геологическая схема россыпного платиноносного района Гудкьюс-Бей (Аляска) с элементами палеорекострукции [Mertie, 1976] (палеогеоморфологические построения Н.Г. Патык-Кара по данным того же автора).

Геологическое строение: 1 — неконсолидированные отложения; а — современные (аллювиальные и морские), б — древние (флювиогляциальные и аллювиальные); 2 — гранитоиды; 3 — дуниты; 4 — туфы и лавы; 5 — осадочные породы и их метаморфические эквиваленты (гравелиты, песчаники, аргиллиты, сланцы). Палеорекострукции: 6 — предполагаемое положение плиоценовой долины; 7 — направления стока и переноса обломочного материала после отступления небрасского ледника; 8 — направление стока и переноса обломочного материала в ярунтское межледниковье; 9 — границы ледниковых языков Уналуку и Гудкьюс во время илинойского оледенения; 10 — участок предполагаемой эскаррации платиноносного массива в илинойское время. Платиновые россыпи: 11 — долинная, 12 — террасовая, 13 — древнего гальвега (эоплейстоценовая)

морфологических особенностей рельефа отстает в данном случае обычно на второй план, а в полном объеме оно возможно по отношению к погребенному или откопанному рельефу ложа впадин. Здесь оно преследует те же задачи, что и для унаследованного рельефа (конфигурация долин и междуречий, общая пластика рельефа, положение оруденения по отношению к погребенным денудационным поверхностям, долинам, береговым линиям). В области сноса палеогеоморфологические построения обычно носят общий характер, определяя региональный денудационный срез, относительный уровень вскрытия различных комплексов пород и оруденения, развитие кор выветривания в прошлом.

Для реликтовых россыпей, представителями которых являются мезозойские и третичные титано-циркониевые россыпи Русской платформы и Западно-Сибирской плиты, а также россыпей погребенного пепленина и осадочного чехла молодых эпимезозойских платформ (Приморская низменность на Северо-Востоке СССР, Индонезия), указанный анализ строго привязан к этапам, характеризующимся определенными палеоклиматическими обстановками (Н.В. Разумихин) и условиями размыва региональных кор выветривания.

Особо подчеркнем значение литолого-фациальных исследований, направленных на восстановление климатической, тектонической и литодинамической обстановок россыпеобразования, в том числе: методик, позволяющих выявлять толщи, формировавшиеся за счет перемыва кор глубокого химического выветривания (В.П. Батурин, А.П. Сигов, Г.С. Момджи и др.). Реконструкция литодинамической обстановки палеобассейнов может выполняться на основе карт литофаций с использованием метода определения генезиса песков путем анализа их гранулометрического состава, предложенного Л.Б. Рухиным [1962], в комплексе с наблюдениями над текстурами отложений, позволяющими по характеру слоистости и элементам ее залегания выделить зоны морских течений, волноприбойных движений и установить их направление.

Палеорекострукции ископаемых россыпей. Для древних россыпей, отделенных от современного геоморфологического этапа развития (в понимании Ю.А. Мещерякова) крупными перестройками структурно-тектонического плана, обусловившими деформации и метаморфизм металлоносных осадков (девонские россыпи Тимана, мезозойские металлоносные конгломераты Забайкалья и др.), наряду с литолого-фациальным анализом в палеорекострукциях важную роль играют структурно-геологические методы исследования.

Таким образом, специализированные геоморфологические исследования при поисках и оценке россыпей можно разделить на три основных направления: динамическое, структурно-геоморфологическое и палеогеоморфологическое. Обращенные соответственно на изучение динамики, структурной обусловленности и истории развития рельефа-

коллектора россыпей и связанных с ним металлоносных осадков, они тесно переплетаются при любом исследовании россыпей независимо от этапа геологических работ и ранга изучаемого объекта. Существующий опыт анализа россыпей позволяет наметить в каждом направлении свой круг частных задач и вопросов, соотношение которых определяется конкретными морфологическими и возрастными свойствами объекта и степенью его изученности.

Принципы составления специализированных карт при оценке россыпей

Одним из основных документов, содержащих и обобщающих результаты изучения россыпных провинций, районов, узлов и месторождений, служат специализированные карты. В зависимости от ранга объекта и задачи исследования их масштаб колеблется от 1:1 000 000 (и мельче) до 1:10 000 - 1:25 000. Специализированные карты россыпной металлоносности наиболее широко используются на различных стадиях поисковых работ (масштаб 1:50 000 - 1:25 000), а также при предварительной разведке и являются основой для составления прогнозных карт.

Картографирование, ставящее своей целью прогнозирование и оценку россыпных месторождений, коренным образом должно отличаться от составления регистрационных карт, представляющих сводку имеющихся данных по россыпной металлоносности (карт разведанности россыпей). Задача карт россыпной металлоносности состоит в том, чтобы выделить и показать особенности проявления в пространстве важнейших критериев, влияющих на формирование и размещение россыпных месторождений.

Специфика россыпей ближнего сноса предполагает, что в карте в равной мере должны найти отражение металлогенетические, структурно-геоморфологические и историко-эволюционные критерии и признаки россыпей. Вместе с тем их совместное изображение часто довольно затруднительно, особенно на картах среднего масштаба. Наиболее распространены два вида карт россыпей: обычные геологические карты (карты полезных ископаемых), на которых приводится подробная характеристика поисково-разведочных данных, и специализированные карты на геоморфологической основе [Миллер, 1970]. Среди последних доминируют аналитические карты, составленные по принципу выделения генетически однородных геоморфологических поверхностей ["Геоморфологическое...", 1977]. Обе группы карт, обладая своими достоинствами и недостатками, характеризуются неизбежным разрывом между информацией, отражающей особенности строения геологического субстрата (в первую очередь, источников россыпей), и информацией по динамике рельефообразующих процессов и истории разви-

тия рельефа. Наконец, из поля зрения таких карт нередко полностью выпадает анализ структурно-геоморфологических особенностей территории, которыми определяются важнейшие черты пространственного размещения и строения россыпей. В лучшем случае структурно-геоморфологические данные присутствуют на картах в виде дополнительной информации (морфоизогипсы, выраженные в рельефе разломы, амплитуды деформаций отдельных блоков), которая не всегда удачно сочетается с геоморфологической нагрузкой. Вопрос о структуре специализированных карт россыпей упирается не только в техническую сложность совместного изображения трех равнозначных компонентов: геологического субстрата (и металлогении), структурно-геоморфологических особенностей и морфоструктуры. Нередко при составлении карты преследуется цель изображения динамики одного из факторов россыпеобразования, которому в данном случае придается ведущее значение в размещении и формировании россыпных месторождений. Таковы карты, характеризующие различную степень сохранности древнего пенепленизированного рельефа, с которым связано возникновение условий массового высвобождения полезного компонента. По данным И.И. Спасской, опыт составления таких карт имеется для россыпей горного хрусталя ["Геоморфологическое..." 1977]. Другим примером могут служить карты, характеризующие размещение разновозрастного эрозионного рельефа, локализирующего россыпные месторождения. К картам такого рода принадлежат также специализированные геоморфологические карты, отражающие возраст рельефа. Их можно рассматривать как частные карты россыпной металлоносности ["Проблемы..." , 1975].

Для россыпей дальнего переноса и переотложения основную роль приобретает составление серий палеогеографических (литолого-фациальных) карт на важнейшие временные срезы. На них с учетом всех имеющихся данных по геологии, литологии, петрографии, минералогии и геоморфологии, выносятся максимально полная характеристика областей сноса и аккумуляции, направление стока палеодолин, положение береговых линий и прочие характеристики, имеющие значение для восстановления условий формирования россыпей и их прогноза. Примером могут служить прогнозные карты для россыпей различного генезиса на территории Украинской ССР, основные принципы составления которых были изложены в работах М.Г. Дядченко и А.Я. Хатунцевой (1960 г.).

Частные карты, отражающие условия россыпеобразования по нескольким временным срезам, составляются и для локальных площадей. Особый интерес они могут представлять в районах плохой обнаженности с почти сплошным развитием покровных отложений, где построение карт разновозрастной долинной сети с указанием площадей сноса и аккумуляции, положением водоразделов и т.д. позволяет подробно проследить изменяющиеся условия размыва коренных источников и промежуточных коллекторов, выделить площади сохранности древних продуктивных горизонтов, локализовать участки их размыва и поступления россыпных минералов в молодые россыпи.

Задача прогнозирования россыпей нередко требует составления, наряду с картой россыпной металлоносности, вспомогательных карт, содержащих более подробную характеристику пространственного изменения одного из параметров россыпей (например, средней крупности - полезного компонента, отношения мощности песков и торфов и т. д.) или каких-либо элементов геолого-геоморфологического строения характеризующей территории (например, рельефа, плотика, изомощностей рыхлых отложений, распространения минералов-спутников и т. д.). Здесь можно напомнить опыт составления таких карт для алмазоносных площадей, а именно карт, содержащих информацию об изменчивости средних масс зерен алмазов, степени их износа, распространения характерных минералов-спутников, т.е. данные, позволяющие проследить потоки рассеяния полезного компонента и локализовать местоположение возможного коренного источника (М.И. Плотникова, О.Г. Салтыков, 1968 г.). Составление аналогичных карт можно рекомендовать и при картировании россыпей других минеральных

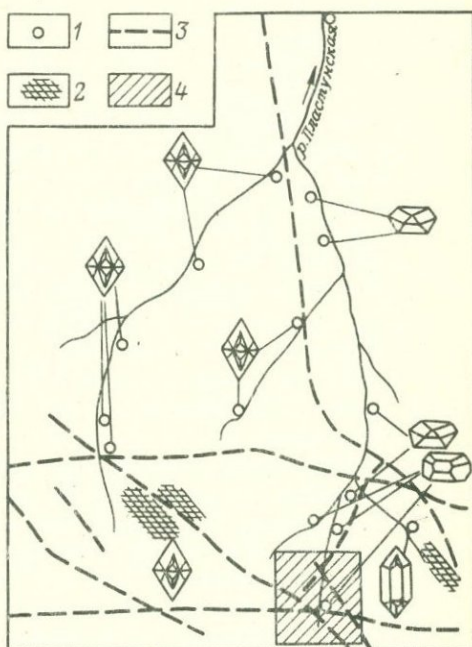


Рис. 57. Кристалломорфологическая шлиховая карта участка, отражающая распределение характерных габитусных форм киновари в аллювии [Зубов, 1976].

1 - шлиховые пробы; 2 - ртутные руды; 3 - тектонические нарушения; 4 - перспективный участок на коренное ртутное оруденение

типов. Например, для золотоносных площадей целесообразно отражать информацию об изменении пробыности, крупности, окатанности золота, соотношении золотин с различными формами гипергенного изменения (развитие межзерновых прожилков, высокопробных оболочек, структур рекристаллизации и т. д.). Для россыпей киновари и касситерита могут составляться карты распределения различных габитусных форм кристаллов, позволяющие судить об источниках питания россыпей и уровне их среза. Опыт такого картирования для киновари изложен В.И. Зубовым [1976] (рис. 57). В комплексных оловянно-вольфрамовых или платиново-иридиевых россыпях одним из важнейших пока-

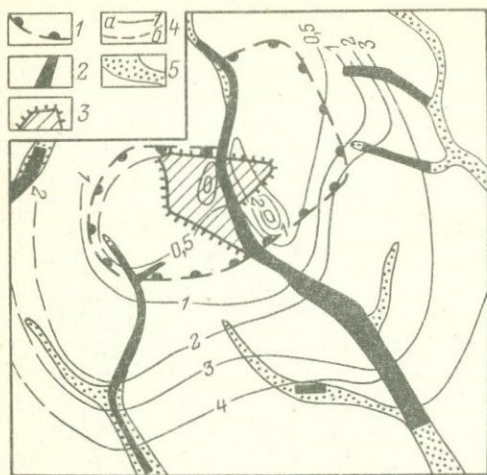


Рис. 58. Изолинии концентраций $\text{Sn} : \text{WO}_3$, характеризующие отраженную гипогенную и миграционную зональности в россыпях Омчикандинского оловянно-вольфрамового россыпного узла (Якутская оловяноносная провинция),
 1 - рудное поле; 2 - аллювиальные россыщи; 3 - склоновые россыщи; 4 - изолинии отношения $\text{Sn} : \text{WO}_3$: а - установленные, б - предполагаемые; 5 - лога и долины, вмещающие россыщи

включено описание геоморфологической позиции различных комплексов осадков, что позволяет получить достаточно полные сведения о строении дна долин и различных аккумулятивных поверхностей. Для характеристики денудационных поверхностей, в первую очередь склонов, использовались различные типы штриховки. При таком способе изображения карта выдерживает также элементы морфоструктурной нагрузки (разрывные нарушения, изолинии геотектонических деформаций, амплитуда относительного воздымания блоков), характеристику россыпей и их коренных источников.

При составлении сводных среднemasштабных карт (1:200 000 и мельче) целесообразнее составлять отдельно геоморфологическую и морфоструктурную карты с полной характеристикой россыпной металлоносности. В этом случае геоморфологическая карта, которая строится по генетическому принципу, дает возможность оценить геоморфологическую позицию россыпей, а морфоструктурная карта позволяет проанализировать особенности структурной локализации металлоносности, ее связи с древними рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами.

зателей их характеристики является соответственно отношение $\text{Sn} : \text{WO}_3$ или $\text{Pt} : \text{Ir}$, которые целесообразно выносить на карту в виде цифровых показателей или изолиний (рис. 58).

Стремление отразить на карте всестороннюю характеристику условий россыпеобразования заставляет применять различные способы изображения. Например, при составлении карт россыпей оловяноносных площадей Северо-Востока СССР были использованы следующие принципы. Карты рудно-россыпных узлов масштаба 1:25 000 - 1:50 000, призванные служить прогнозированию в оценке конкретных объектов, строились на специализированной геологической основе (фоновая окраска), в которой отражены структурная литологическая и металлогенетическая позиции рудных проявлений. Характеристика рыхлых отложений максимально подробна. Кроме того, в нее

Рассмотрим некоторые вопросы специального картографирования при оценке россыпей ближнего сноса, которые необходимо решать независимо от масштаба карты и выбранного способа изображения. Одна из задач, решение которой должно преследоваться при составлении карты, — отражение геоморфологической позиции коренного источника и его пространственного взаимоотношения с долиной-коллектором. Для анализа этой зависимости при подборе геоморфологической нагрузки карты россыпной площади особое внимание уделяется картированию разновозрастных ярусов и форм рельефа, выделению однородных генетических поверхностей, характеризующихся определенным балансом материала, изображению пространственного взаимоотношения рудных тел с современными и древними (приподнятыми и погребенными) долинами-коллекторами. В приморских районах сходный анализ проводится также для древних береговых линий и затопленных долин. Первостепенное значение имеет также отражение на карте взаимной ориентировки установленных и предполагаемых рудных тел с формами-возможными коллекторами россыпей. Согласная ориентировка служит критерием для прогнозирования протяженных месторождений длиной в несколько километров. При секущем взаимном положении формируются короткие, иногда изометричные залежи, которые в зонах тектонических уступов могут достигать значительной мощности.

Особое место при комплексном анализе россыпей занимает картирование рудоносных структур и их отражение в рельефе. Возможности их изучения с помощью геоморфологических и структурно-геоморфологических методов заложены, как указывалось выше, в особенностях пострудного развития локальных рудоносных структур.

Согласованность зон разрывных новейших деформаций, выделенных на основе различных геоморфологических данных, с особенностями структуры, выраженными в геофизическом поле, представляет важнейший признак при картировании металлоносных площадей как критерий в определении степени унаследованности развития новейшей структуры. Этот фактор представляет собой также важный критерий при анализе аккумулятивных равнин и впадин, направленном как на разграничение площадей и блоков, различающихся режимом осадконакопления в отдельные эпохи россыпеобразования, так и на прослеживание под толщей рыхлого чехла локальных металлоносных структур — зон, куполов и сводов.

Восстановление деталей строения локальных структур на карте позволяет: определить блоки с различной тенденцией развития, провести сравнительный анализ денудационного среза различных частей и блоков массивов и, наконец, восстановить особенности древнего эрозионного расчленения массивов, что приобретает особое значение при картировании в областях с повышенной мощностью рыхлых отложений. Результаты структурно-геоморфологических построений, вынесенные на карту, помогают оценить возможное положение оруденения в современном рельефе и его взаимоотношение с различными по возрасту и генезису геоморфологическими поверхностями.

Для россыпей ближнего сноса примером специализированной информации, которую необходимо получить с карты, служащей целям прог-

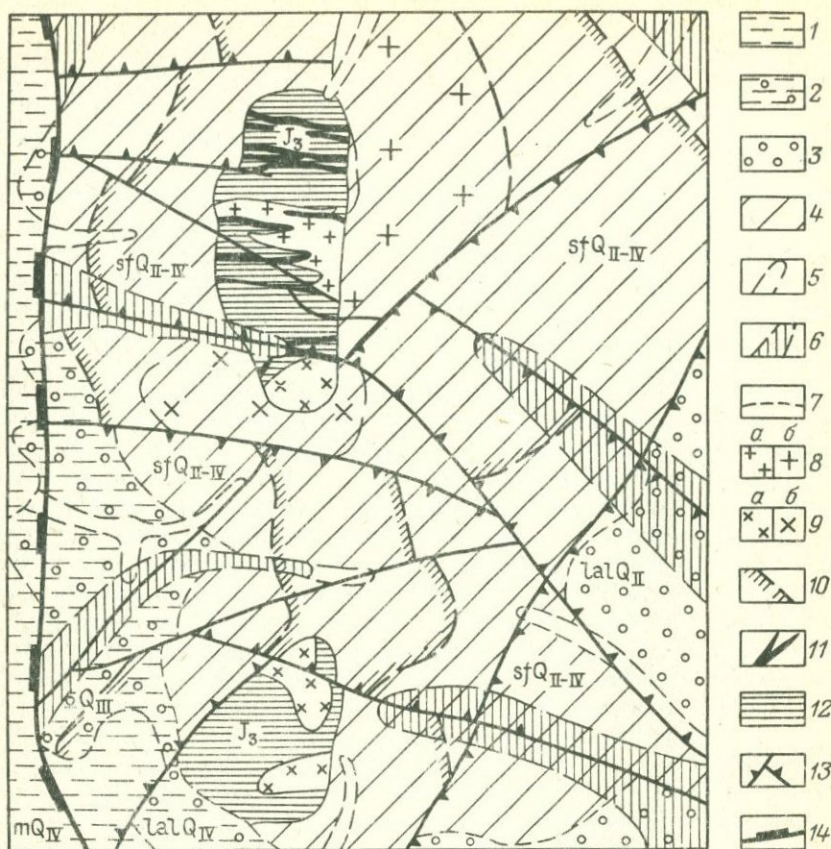


Рис. 59. Структурно-геоморфологическая карта интрузивного купола Зимовье (составлена с использованием данных М.Д. Саковцева, В.И. Ковтуна, Э.М. Смольникова).

1 - морская равнина голоценового возраста (фландрская); 2 - озерно-аллювиальная равнина верхнеплейстоценового возраста; 3 - озерно-аллювиальная равнина среднеплейстоценового возраста; 4 - солифлюкционные шлейфы; 5 - современные делты и лога; 6 - древние лога и долины (N-Q_I); 7 - геоморфологические границы; 8 - гранитный массив; по геологическим (а) и геофизическим (б) данным; 9 - гранодиориты и гибридные породы; по геологическим (а) и геофизическим (б) данным; 10 - гранита роговиков; 11 - дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров; 12 - выходы на поверхность юрских пород; 13 - разрывные нарушения; 14 - региональный Биллирский разлом

ноза и оценки, может быть комплекс данных, позволяющих провести реконструкцию долинной сети. Здесь особое внимание уделяется двум вопросам; анализу пространственного положения древних тальвегов и возрастной характеристике аллювиальных форм и связанных с ними россыпей.

Мы уже подчеркивали, что характер эрозионного расчленения локальных поднятий тесно увязывается с особенностями их внутреннего строения и морфоструктуры. Можно считать доказанным, что долинная сеть использует и наследует зоны разрывных нарушений, отличающиеся наибольшей обводненностью и наименьшей устойчивостью по отношению к процессам денудации. За исключением участков внедолинной перестройки, вызванной мощной аккумуляцией, распространяющейся за пределы долин, долинная сеть поднятий отличается значительной унаследованностью. В большинстве современных долин и логов здесь сохраняются переуглубленные врезы, смещение которых относительно современного тальвега восстанавливается по таким особенностям морфологии долин, как крутизна бортов, микрорельеф поверхности, рисунок эрозионных и термоэрозионных ложбин и т.п. Экстраполируя с известными допущениями эти закономерности на территории с повышенной мощностью рыхлых отложений, удастся определить картину эрозионного расчленения площадей, залегающих на глубинах нескольких десятков — до ста метров. В качестве примера на рис. 59 приведена схема восстановления предполагаемой долинной сети погребенного массива, расположенного на оловоносной площади Приморской низменности Северо-Востока СССР.

Таким образом, специальные приемы анализа, применяемые при картографировании металлоносных площадей, позволяют непосредственно решать задачи прогнозирования россыпей, поскольку дают возможность ответить на вопросы об особенностях развития локальных рудоносных структур, сравнительной величине денудационного среза коренных источников, соотношении коренного источника с различными по генезису и возрасту геоморфологическими поверхностями, строению и истории развития долинной сети, положении древних береговых линий и пр.

При специальном картографировании россыпей, связанных с региональными коренными источниками, задача отражения изменяющихся во времени и пространстве условий осадочного рудообразования достигается обычно с помощью построения карты для определенного возрастного среза с вынесением необходимой информации по выше- и нижележащим горизонтам. При наличии нескольких этапов россыпеобразования составляется серия карт, на которых отображается изменение геологических и палеогеографических факторов, обуславливающих размыв региональных и локальных источников россыпей, в том числе и промежуточных коллекторов, и фациальная обстановка осадконакопления в данный этап [“Древние...”, 1977]. В качестве главных показателей, которые целесообразно отображать на картах такого рода, выделяются: геологическое строение кристаллического основания, палеогеографическая обстановка россыпеобразования, литолого-фациальные особенности геологических осадочных формаций, сохранность рудоносных толщ от размыва. Большое значение уделяется картированию площадей развития и сохранности древних кор выветривания и продуктов их непосредственного переотложения.

Восстановление и отражение на карте таких элементов палеогеографии, как распространение площадей денудации и аккумуляции, на-

равления сноса и транспортировки терригенного материала, положение долинных систем, береговых линий, характеристика важнейших фациальных зон в бассейнах аккумуляции, — обычно сочетается с показом степени сохранности и условий размыва продуктивных толщ предыдущих этапов осадконакопления.

Специальная нагрузка может существенно различаться. На картах россыпей ближнего сноса она включает два раздела: информацию о коренных источниках и данные по россыпям. Структура этих разделов должна способствовать максимально полному отображению масштаба коренных источников, их формационного и морфологического типов, генезиса, масштаба, промышленной значимости и степени разведанности россыпей и т.д. Большое внимание уделяется также сравнительной оценке объема рудного вещества, переведенного в россыпь, поэтому желательна вынесенная на карту в той или иной форме (в изоляциях и цифровых показателях) характеристика величины денудационного среза рудных тел. В сочетании с анализом геоморфологической позиции оруденения это позволяет делать по карте выводы о последовательности поступления рудного вещества в россыпь и качественных различиях разновозрастных частей и пластов россыпи. Вынесенная на карту информация о глубине эродированности рудных тел позволяет также косвенно судить о вертикальной совмещенности оруденения с формами рельефа—возможными коллекторами россыпей. При характеристике россыпей наряду с отображением результатов поисково-разведочных работ весьма желательно указание морфогенетического типа россыпи, ее связи с определенными формами рельефа и возраста пласта.

Суммируя изложенное выше, подчеркнем основные положения при построении карт россыпной металлоносности.

1. Картографирование, направленное на оценку и прогнозирование россыпных месторождений, существенно отличается от составления регистрационных карт, представляющих сводку поисково-разведочных данных по характеризуемой территории, и ставит своей целью выделение и отражение главных критериев, определяющих формирование и размещение россыпей данного минерального типа.

2. Стремление отразить всестороннюю характеристику условий формирования россыпей заставляет применять различные способы изображения, выбор которых определяется относительной значимостью факторов россыпеобразования. Нередко бывает целесообразным составление серии карт, в том числе карт, посвященных характеристике отдельных элементов геолого-геоморфологического строения, детальной характеристике одного или нескольких факторов россыпеобразования или отображению изменчивости отдельных параметров россыпных проявлений и месторождений.

3. Ведущие принципы построения основы прогнозных карт для россыпей ближнего сноса и россыпей дальнего переноса и перераспределения существенно отличаются. В основе первых лежит отражение информации о пространственном соотношении коренных источников определенной формационной принадлежности с формами-коллекторами. Вторые строятся на эволюционной основе с учетом палеогеографической обстановки отдельных этапов россыпеобразования.

Прогнозирование сопровождает все стадии геологоразведочного процесса, начиная с геологической съемки, и продолжается после завершения детальной разведки. Такой широкий диапазон предполагает разнообразие форм прогноза, но обязательно включает неразрывно связанные между собой качественное и количественное прогнозирование на основе использования геологических критериев и поисковых признаков. Напомним, что по В.М. Крейтеру [1960], "поисковыми геологическими критериями можно называть такие геологические факторы, которые прямо или косвенно указывают на возможность обнаружения в тех или иных условиях различных полезных ископаемых. От критериев целесообразно отличать поисковые геологические признаки, т.е. конкретные факты, указывающие на присутствие полезной минерализации в районе". Например, для россыпей золота и олова геологическим признаком является присутствие весового золота либо касситерита в русловом аллювии или наличие коренного источника на склоне; геологическим критерием — интрузивные породы, с которыми связано оруденение в данном или соседнем районах, и т.п. Охарактеризованные выше существенные различия формирования россыпей ближнего сноса и россыпей дальнего переноса определяют свойственные им комплексы поисковых критериев для обеих групп россыпей и различные приемы прогнозирования.

В отличие от качественного прогнозирования, имеющего своей целью выделение и оконтуривание перспективных площадей, количественное прогнозирование заключается в определении прогнозных запасов. Прогнозными запасами являются неразведанные запасы полезных ископаемых, наличие которых предполагается на основе данных о закономерностях образования и размещения месторождений, полученных в результате комплексных исследований (геологических геофизических, геохимических, палеогеографических геоморфологических и др.) и раскрывающих геологическое строение и историю геологического развития оцениваемой территории. От запасов категории C_2 они отличаются тем, что параметры оценки по прогнозируемым объектам (размеры по простиранию и мощности, средние содержания полезных компонентов и др.) предположительны и определяются по косвенным признакам.

Прогнозные запасы определяют дальнейшее направление геологоразведочных работ, а в совокупности с разведанными запасами, составляя баланс на государственном уровне, позволяют судить о возможности развития минерально-сырьевой базы соответствующей отрасли народного хозяйства и являются основой при разработке долгосрочных планов ее развития.

В последние годы резко возрос интерес к прогнозным исследованиям рудоносных площадей, особенно к методам и принципам количественной оценки прогнозных запасов и перспективных ресурсов. Этим вопросам был посвящен Всесоюзный семинар, прошедший в 1978 г. в Ленинграде ["Количественная...", 1978], а также монографии, выпущенные ведущими научно-исследовательскими институ-

тами страны – ВИМСом, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ [“Принципы...”, 1977; “Критерии...”, 1978; “Методические...”, 1978] и многочисленные публикации. Вместе с тем в настоящее время не существует единых принципов прогнозной оценки и отсутствует общепринятая классификация прогнозных запасов. Комиссией по геологии стран СЭВ для оценки прогнозных запасов твердых (негорючих) полезных ископаемых принята следующая группировка: I – прогнозные запасы известных месторождений (эксплуатируемых, разведанных или разведываемых), сверх учтенных по категории С₂; II – прогнозные запасы новых месторождений, которые могут быть открыты в районах с уже выявленными промышленными месторождениями; III – прогнозные запасы районов, где еще нет промышленных месторождений, но по имеющимся геологическим предпосылкам они могут быть открыты.

Принятая группировка в основном отражает степень достоверности оценки. Обычно она достаточно высока для прогнозных запасов I группы, менее достоверна для II группы и весьма гипотетична для III группы. Поскольку и в пределах указанных групп степень достоверности оценок не идентична и зависит от геологической и геофизической изученности, характера и качества использованных материалов, Н.А. Быховер [1979] рекомендует распределять прогнозные запасы по категориям D и E (табл. 6).

Прогнозные запасы обычно оцениваются по параметрам “районных” кондиций, отвечающих современным требованиям промышленности к балансовым запасам. Вместе с тем существует значительная часть прогнозных запасов, не соответствующих указанным кондициям вследствие низкого содержания полезных компонентов, большой глубины залегания, сложных условий промышленного освоения, отсутствия экономически рентабельных методов переработки и т.д. Они, как и балансовые запасы разведанных месторождений, непригодны для использования в настоящее время, однако могут рассматриваться как потенциальные прогнозные ресурсы возможного промышленного освоения в будущем, при более высоком уровне техники, повышении цен на сырье и изменении других экономических условий.

Н.А. Быховер предлагает наряду с кондиционными прогнозными запасами оценивать и учитывать некондиционные потенциальные ресурсы, раздельно по трем группам прогнозирования, но без распределения их по категориям прогноза.

Принято считать, что прогнозные запасы должны удовлетворять не ближайшие потребности промышленности, а их спрос, ожидаемый на длительную перспективу. Поэтому поисковые и разведочные работы на прогнозируемых площадях должны опережать потребности промышленности по крайней мере на 10–15 лет – т.е. на время, необходимое для детальной разведки месторождений, а также для проектирования и строительства предприятий и для достижения ими проектных мощностей (В.А. Перваго, 1975 г.). Это положение, справедливое для коренных рудных месторождений, для многих минеральных видов россыпей нуждается в корректировке, так как от их открытия до промышленного освоения проходит нередко лишь 2–3 года, ввиду особого интереса горнодобывающей промышленности к россып-

Группы и категории прогнозных запасов [Быховер, 1979]

Группы прогнозных запасов	Стадии геологоразведочных работ, по завершении которых производится оценка запасов	Категории запасов *
I - Запасы известных месторождений (эксплуатируемых, разведанных, разведываемых), сверх учтенных по категории С ₂	Детальная и предварительная разведка, поисково-оценочные работы, детальные поиски	D ₁ , E ₁
II - Запасы новых месторождений, которые могут быть открыты в районах с уже известными промышленными месторождениями	Поисково-оценочные работы, детальные и общие поиски, крупномасштабная геологическая съемка (1:25 000-1:50 000)	D ₂ , E ₂
III - Запасы районов, где промышленные месторождения неизвестны, но по геологическим предпосылкам могут быть выявлены	Общие поиски, мелкомасштабная геологическая съемка (1:100 000 и мельче)	D ₃ , E ₃

* К категории D относятся запасы конкретных рудных зон, тел и залежей, вскрытых одиночными горными выработками или буровыми скважинами; к категории E - запасы перспективных рудоконтролирующих структур, выявленных по представительным геологическим признакам, позволяющим судить о промышленном типе оруденения, но не вскрытых скважинами или горными выработками.

ным месторождениям. Следовательно, прогнозная оценка запасов россыпных месторождений особенно актуальна. Во многих случаях, особенно для россыпей золота, они лежат в основе развития промышленности слабозвитых районов. В условиях сложившейся экономики горнопромышленных районов становится возможной геолого-экономическая оценка прогнозных запасов I и II групп, которая заключается в определении перспективной (ожидаемой) себестоимости добычи полезного компонента.

Поисковые критерии и прогнозирование россыпей ближнего сноса

Главной особенностью россыпей ближнего сноса является их тесная пространственная связь с коренными источниками, поэтому прогнозирование, заключающееся в первую очередь в оконтуривании перспективных площадей, сводится к выделению локальных геологических структур, контролирующих размещение коренного оруденения, что составляет предмет исследований эндогенной металлогении. Ее основной задачей является установление закономерностей размещения рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени, которые определяются специфическими для каждого вида полезных ископаемых эндогенными металлогеническими факторами (критериями): геотектоническими, структурно-формационными, магматическими, метаморфическими, денудационного среза, минералогеохимическими, геофизическими. Вместе с тем, специфика этих исследований, направленных на прогнозирование россыпей, должна учитывать следующие особенности. Во-первых, в этом случае главное внимание привлекают коренные источники определенных формационных типов, обладающие наиболее четко выраженными россыпеобразующими свойствами и не всегда представляющие интерес в качестве потенциальных коренных месторождений (см. гл. II). Во-вторых, критерий уровня денудационного среза имеет существенно разное значение для коренных руд и россыпей. Если для прогнозирования коренных руд наибольший интерес представляют рудные тела, слабо затронутые денудацией, и "слепые" рудные тела, то для оценки перспектив россыпной металлоносности главное значение имеет объем эродированной части рудных тел, т.е. объем рудного вещества, переведенного в россыпь.

Специфика прогнозирования отдельных видов россыпей ближнего сноса предопределена, с одной стороны, их минеральной принадлежностью, а с другой — их связью с эрозионно-аккумулятивными циклами развития рельефа и основывается как на закономерностях локализации коренного оруденения (источников питания), так и на структурно-геоморфологических предпосылках, определяющих развитие денудационных процессов и рыхлых продуктивных отложений. В каждом случае прогнозирование россыпей предполагает решение следующих вопросов: возможность появления объектов (россыпей), их пространственное размещение и частота, продуктивность и морфогенетический тип россыпей (или их совокупность). Каждая из этих характеристик обусловлена несколькими факторами, и для россыпей ближнего сноса эта зависимость выглядит следующим образом (табл. 7).

Сопоставление металлогенической и геоморфологической составляющих прогноза позволяет различать три категории площадей по их относительной перспективности: перспективные (при совпадении благоприятных рудноформационной и геоморфологической обстановок), малоперспективные (при совпадении малоблагоприятных обстановок) и площади с неясной перспективностью (один фактор благоприятен, другой малоблагоприятен) [Кашменская, 1976].

Зависимость элементов (характеристик) прогнозирования от факторов россыщеобразования

Элементы прогноза	Факторы россыщеобразования, определяющие данную характеристику
Возможность появления россыпей	Благоприятная металлогеническая обстановка, наличие оруденения россыщеобразующей формации, достаточный уровень денудационного среза
Пространственная частота и изменчивость	Закономерности размещения коренного оруденения, зональность оруденения. Распределение денудационного среза на площади Геоморфологическая зональность
Морфогенетический тип россыпей	Типы рельефа, морфология и строение формколлекторов и их пространственное соотношение с коренными источниками
Продуктивность россыпей	Россыщеобразующие свойства коренных источников Величина денудационного среза и эрозийного вреза Баланс материала и динамические условия накопления россыпи

Вместе с тем полностью уравнивать значение обоих факторов было бы неправильно, так как, например, рудно-формационная обстановка как фактор россыщеобразования для россыпей ближнего сноса первична по отношению ко всем остальным предпосылкам — она определяет важнейшие черты пространственной локализации россыпных проявлений и месторождений. Структурно-геоморфологические факторы, накладываясь на рудно-формационную обстановку, определяют изменчивость россыпей как в пространстве, так и во времени. Локализация перспективных площадей, характеризующихся горным рельефом, проводится путем последовательного применения геотектонических, магматических, металлогенических, структурно-геоморфологических и литодинамических поисковых критериев.

Значительно большей сложностью отличается прогнозирование россыпей ближнего сноса в пределах мезо-кайнозойских впадин. В общей проблеме прогнозирования и поисков россыпей во впадинах различаются два аспекта: 1) в пределах мелких межгорных и внутригорных впадин и вблизи горного обрамления крупных впадин и 2) в пределах крупных впадин в удалении от горного обрамления.

Методика поисков россыпей в пределах мелких и по периферии крупных впадин представляется разработанной в той мере, которая обеспечивает сравнительно высокую эффективность поисковых работ. Некоторые вопросы методики поисков россыпей во впадинах были разработаны как часть очень обширной проблемы — методики поисков погребенных россыпей, поскольку среди погребенных россыпей выделяются россыпи выраженных в рельефе долин и россыпи неотектонических впадин. Поиски и разведка погребенных россыпей в современных долинах, заполненных аллювиальными, озерно-аллювиальными и ледниковыми отложениями большой мощности, основаны на вполне оправданном предположении о простираии россыпей вдоль долины, поэтому размещение поисковых линий, как правило, трудностей не вызывает. Поиски же погребенных россыпей во впадинах представляют более сложную задачу. Древние долины во впадинах не проявляются на поверхности, поэтому расположение поисковых линий невозможно без предварительного проведения большого комплекса геолого-геофизических исследований.

Методика поисков россыпей ближнего сноса во внутренних впадинах, имеющих ограниченную площадь, получила отражение в методических разработках, выполненных в Северо-Восточном территориальном геологическом управлении. Основная суть ее заключается в комплексном подходе к вопросу поисков, в последовательном использовании эндогенных и экзогенных поисковых критериев, установленных в горном обрамлении впадин и при применении палеогеоморфологического анализа в сочетании с геофизическими исследованиями. В процессе металлогенического анализа устанавливаются крупные рудо-контролирующие структуры в горном обрамлении впадин, которые "трассируются" в область неотектонического прогибания. Если рудо-контролирующие структуры известны только с одной стороны впадины, то перспективные участки устанавливаются по направлению ее простираии. Если они известны на противоположных участках горного обрамления впадины, то дальнейшие исследования проводятся на площади, соединяющей эти участки. Во всех случаях положение рудо-контролирующих зон корректируется данными по магнитному и гравитационному аномальному полю, образованному геологическими структурами фундамента неотектонической впадины. Палеогеоморфологический анализ в сочетании с геофизическими исследованиями по выявлению погребенных долин проводится после того, как установлены благоприятные по металлогеническим признакам участки.

Сложность поисков россыпей в крупных по размерам межгорных и периконтинентальных впадинах состоит в том, что площадь распространения погребенных россыпей по сравнению с площадью впадины ничтожно мала, а контролирующие оруденение структуры фундамента впадины могут не иметь продолжения в горном обрамлении. Более того, фундамент впадин может быть образован качественно отличными от горной части тектоническими элементами. Поэтому методика, основанная на экстраполяции благоприятной металлогенической обстановки и разработанная для небольших межгорных и внутригорных впадин, при поисках россыпей в крупных неотектонических впа-

динах оказывается непригодной. Последовательность оценки площадей и поисков россыпей здесь имеет свою специфику.

Первой стадией прогнозной оценки является разделение потенциально рудоносных и безрудных площадей на основании признаков структурного и магматического контроля оруденения. С учетом развития мощного чехла перекрывающих отложений при выявлении и прослеживании структур фундамента, локализирующих оруденение и служащих его индикаторами, значительная роль принадлежит косвенным признакам. Наряду с прослеживанием металлогенических зон, рудных зон, рудных районов, отдельных рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих структур горного обрамления, важнейшая роль принадлежит геофизическим исследованиям, направленным на выявление аномалий геофизических полей, характерных для тех или иных металлоносных структур. Обычно в качестве эталонной металлогенической обстановки, подобие которой следует искать в структурах погребенного ложа, принимаются металлоносные площади ближайшего горного обрамления, расположенные в сходных геолого-структурных условиях. Вместе с геофизическими методами (обычно в комплексе с ними) большое значение в выявлении и прослеживании потенциально-рудноносных структур складчатого основания имеют структурно-геоморфологические исследования. Они достаточно четко позволяют прослеживать зоны глубинных разломов, выступы, основания мезозойского складчатого комплекса, горст-антиклинории, блоковые, сводовые и купольные поднятия различного строения и происхождения.

Вторая стадия оценки территорий состоит в разработке потенциально металлоносных структур и площадей в зависимости от уровня денудационного среза складчатого основания. Как было показано выше, эта задача в данных условиях имеет свою специфику, поскольку для большинства потенциально металлоносных площадей она решается главным образом на основании косвенных (геофизических, геоморфологических, структурных) признаков. Уже на этой стадии оценки важнейшую роль играют представления о режиме развития посторогенных структур различного типа, о времени заложения и режиме прогибания впадины, о сохранности тенденции локальных структур к унаследованному воздыманию.

Третья стадия оценки предполагает определение возможного соотношения россыпных формаций с учетом времени заложения впадины, режима ее прогибания, соотношения фаз унаследованного и инверсионного развития, которые находят отражение в строении погребенного рельефа и рыхлого чехла. Этот анализ не только позволяет отбраковывать участки наиболее древних наложенных впадин, неблагоприятных с точки зрения вскрытия оруденения, но и разделить площади, в пределах которых можно предположить преимущественное развитие россыпей той или иной продуктивной формации.

Дальнейшая оценка перспективных площадей ведется дифференцированно и требует не только различного комплекса геолого-геоморфологических исследований, но и различной методики поисково-разведочных работ. Для площадей, где предполагается преимущественное развитие россыпей ближнего сноса, связанных с древним ложем впа-

дин, оценка базируется на анализе пространственного соотношения долин-коллекторов с потенциальными рудовмещающими структурами или коренными источниками (если таковые установлены). Именно для этих площадей особую роль приобретает анализ пластики погребенного рельефа, его расчлененности, плана разновозрастной эрозионной сети с помощью геофизических и структурно-геоморфологических методов. Размещение поисковых буровых линий здесь должно опираться на особенности рельефа коренного ложа, выявленные с помощью геофизики или предполагаемые на основе геоморфологического анализа.

Для площадей, где предполагается преимущественное развитие россыпей, образованных за счет перемыва промежуточных коллекторов и локализующихся в осадках покровного рыхлого чехла, ведущую роль приобретает анализ литолого-фациальной обстановки осадконакопления продуктивного горизонта. Здесь возрастает значение литолого-фациального, палеогеографического и палеогеоморфологического анализов в том виде, как они применяются для оценки титано-циркониевых россыпей. Размещение горных выработок здесь не может контролироваться только особенностями рельефа коренного ложа, а должно учитывать миграцию границ областей сноса и аккумуляции, возможное положение береговых линий, дельт, конусов выноса, а также фациальные условия осадконакопления.

Поисковые критерии и прогнозирование россыпей дальнего переноса

Исходя из современных требований промышленности к редкометалло-титановым россыпям, древние комплексные россыпи циркония, титана и редких земель, которые могут представлять в настоящее время промышленный интерес, должны обладать запасами рудных минералов, исчисляемыми миллионами тонн при среднем содержании полезных компонентов в десятки килограммов на 1 м^3 . Площади таких россыпей обычно измеряются квадратными километрами при мощности пластов от единиц до первых десятков метров. В отличие от них, современные россыпи, как уже указывалось, в связи с отсутствием в настоящее время условий для образования коры химического выветривания, имеют на территории СССР ограниченное распространение. Они характеризуются неравномерным содержанием полезных компонентов, небольшой мощностью (0,5–3 м) и шириной пласта, измеряемой всего десятками метров; продуктивные пески чаще залегают на дневной поверхности (реже – ниже уровня моря или озера), и площадь их развития обычно ограничивается контуром современного побережья.

При прогнозировании и поисках древних россыпей дальнего переноса необходимо иметь в виду, что в зависимости от тектонического режима региона береговая линия неоднократно меняла свое положение, в результате чего локализация древних россыпей нередко происходила на значительном удалении от областей питания. В связи с этим при оценке перспектив района положение кристаллического фун-

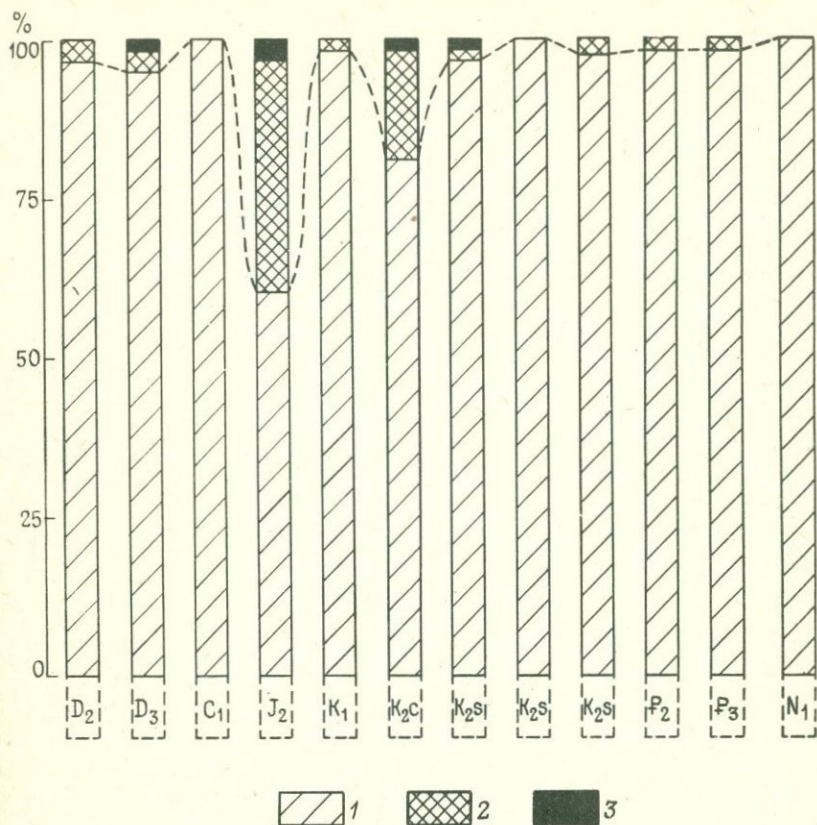


Рис. 60. Состав тяжелой фракции разновозрастных россыпей Русской платформы

1 — устойчивые минералы (рутил, циркон, монацит и др.); 2 — промежуточные минералы (эпидот, апатит, алмадин и др.); 3 — неустойчивые минералы (магнетит, пироксены, амфиболы и др.)

даumenta играет второстепенную роль, и выделение потенциально продуктивных площадей базируется в основном на материалах палеогеографических исследований. Перспективные площади намечаются как по обрамлению платформ, так и во внутриплатформенных впадинах. Основой для прогнозирования на первом этапе служат мелкомасштабные (1:1 000 000 — 1:500 000) литолого-фациальные карты с элементами палеогеографии. Прогнозирование древних россыпей дальнего переноса обычно проводится на площадях, ранее подвергавшихся изучению в процессе государственной геологической съемки. Это дает возможность наметить участки с неглубоким залеганием продуктивных отложений, представленных обычно песчаными разностями пород. Выделение на мелкомасштабных картах благоприятных мелководных фаций должно по возможности сопровождаться выяснением двух основных вопросов — наличия песков соответствующего минераль-

ного состава и характера гидродинамической обстановки в бассейне седиментации.

Главной отличительной чертой перспективных фаций является преобладание в составе тяжелой фракции минералов, устойчивых в процессе образования коры химического выветривания, что показано на примере разновозрастных россыпей Русской платформы (рис. 60).

В процессе изучения разрезов иногда выделяются пачки и горизонты, отличающиеся наиболее благоприятными гидродинамическими условиями осадконакопления. В частных случаях этот вопрос решается анализом гранулометрического состава отложений по методу Л.Б. Рухина, который позволяет на основе соотношения коэффициента сортировки и среднего размера зерен выделять пески различного генезиса, вернее определять степень активности среды, в которой проходила седиментация. В ходе анализа гидродинамической обстановки палеобассейна необходимо использовать также имеющиеся наблюдения над текстурами и слоистостью отложений, отражающими степень активности гидродинамической среды, направление и характер движения водного потока.

Все накопленные сведения обобщаются на прогнозных картах, составляемых на палеогеографической основе для отложений различного возраста, и служат основой при выборе района для постановки поисков.

В процессе выделения перспективных площадей уже на первой стадии следует учитывать и горно-технические условия, играющие решающую роль в прогнозной оценке россыпей. В частности, следует сразу же исключать площади с относительно крутым залеганием потенциально продуктивных отложений, так как в этих условиях, в связи с быстрым возрастанием мощности вскрышных пород, россыпи едва ли будут экономически рентабельны.

В каждом конкретном случае первоочередному анализу подвергаются те факторы, которые являются в данном регионе индивидуальными, но в целом россыпи дальнего переноса обладают общими чертами условий образования и закономерностей размещения, которые выступают главнейшими критериями прогнозирования и поисков. В их числе следует отметить:

1. Ведущими эпохами аллохтонного россыпеобразования на территории СССР явились девонская, среднеюрская, поздне меловая и среднепалеоген-раннеэоценовая. Важной закономерностью размещения россыпей этой группы является их четкая приуроченность к регрессивным сериям древних прибрежно-морских отложений указанного возраста.

2. Отчетливая корреляция на территории СССР эпох образования древних россыпей с региональными этапами выравнивания и размещения наиболее крупных современных россыпей в субэкваториальной зоне находят объяснение в источниках питания. Ими явились площадные коры выветривания обширных полей магматических, метаморфических или осадочных (промежуточные коллекторы) пород с устойчивым комплексом рассеянных (аксессуарных) россыпеобразующих редкометалльных и титановых минералов высокой миграционной спо-

способности. Дифференциация вещества в прибрежно-морской литодинамической обстановке вызывает многократное (на 1-2 порядка) обогащение рудными минералами продуктов седиментации по сравнению с исходными коренными породами областей питания.

3. Важнейшими критериями прогнозирования на территории СССР древних россыпей аллохтонной группы являются палеотектонический режим и, соответственно, литодинамическая обстановка областей седиментации, среди которых высокой продуктивностью выделяются береговые зоны, обрамлявшие в отмеченные эпохи кристаллические щиты, массивы, своды или положительные элементы структур второго и более мелких порядков, осложняющих синеклизы и прогибы древних платформ.

Приемы количественной оценки прогнозных элементов

При решении задачи количественного прогноза как для отдельной россыпи, так и россыпного узла или района в целом до настоящего времени наиболее широко применяемым и теоретически обоснованным методом количественной оценки остается подбор аналога, базирующийся на детальном сопоставлении эталонного и прогнозируемого объектов. Метод аналогий, основы которого применимо к россыпям ближнего сноса заложены в работах Ю.А. Билибина, практически не терпел изменений, хотя и не вполне отвечает современным требованиям, так как новые месторождения по своим параметрам далеко не всегда соответствуют ранее известным. Он предполагает тщательный анализ и сравнение условий формирования россыпей с всесторонним учетом факторов россыпеобразования на основе развитой геологической интуиции. Это значит, что ценность метода значительно снижается за счет субъективной составляющей при выборе аналога. В известной мере влияние субъективной оценки удастся исключить с помощью информационно-логических методов (Е.И. Тищенко, Г.В. Нестеренко, И.Д. Савинский и др.), предполагающих: а) представление объектов в виде n -мерных векторов, для которых более точно определяется количественная степень сходства исследуемого объекта с эталонами; б) исследование с помощью статистических критериев гипотез о влиянии различных факторов на параметры россыпных месторождений; в) оценку принадлежности объектов к определенному классу с помощью различных алгоритмов распознавания образов. Разновидностью метода аналогий является метод экспертных оценок (Н.А. Быховер, 1971 г.).

Широко применяется также экстраполяция представлений о строении и условиях формирования россыпей на смежные площади (на продолжении россыпных зон, в неизученные части россыпных узлов, на фланги россыпи). Она требует точного знания закономерностей локализации россыпной металлоносности прогнозируемой территории. Например, при прогнозе в рамках россыпного узла или месторождения необходимо выяснить тенденцию пространственного изменения величины денудационного среза, положение оруденения в рельефе, зо-

нальность коренного источника, геоморфологическую зональность россыпи и т.д. Определение тенденции пространственного изменения одного или нескольких параметров россыпи обычно решается с помощью регрессионного анализа. Исследование с помощью тренд-анализа содержания, вертикальных и линейных запасов позволяет выявить дефекты разведки в отдельных частях и на флангах россыпей и вести прогноз в рамках известных месторождений сверх учтенных запасов.

Значительные возможности в прогнозе россыпных месторождений открывает изучение статистических корреляционных связей между важнейшими показателями геолого-геоморфологической обстановки и параметрами россыпи. Выбор анализируемых факторов осуществляется на основе выявленных эмпирическим путем представлений о закономерностях формирования россыпей того или иного минерального типа. Для россыпей ближнего сноса по своей информативности резко выделяется совокупность показателей пространственного взаимоотношения коренного источника и долины, в формировании параметров которых участвует значительное число других геолого-геоморфологических признаков, таких как глубина долины, вертикальный диапазон оруденения, морфология бассейна и пр. Иначе говоря, пространственное взаимоотношение представляет сложный критерий, в котором в соответствии с поставленной задачей определенным образом выражены важнейшие геолого-геоморфологические факторы россыпной металлоносности. Приведем некоторые примеры.

Для оловянных россыпей, например, устанавливается довольно четкая корреляция запасов с вертикальной совмещенностью оруденения и эрозионного среза, взаимной ориентировкой долины и рудных тел, порядками долин и густотой эрозионного расчленения. Однако на более полно суммарные запасы металла в россыпи коррелируются с коэффициентом пространственной совмещенности долины и коренного источника (K_C)*, характеризующим суммарный рудоносный объем, эродированный в период формирования долины и отнесенный ко всему объему эрозионного "выреза" (табл. 8). Анализ, проведенный для россыпей Якутской оловоносной провинции, обнаруживает тенденцию общего увеличения запасов в россыпи по мере нарастания степени пространственной совмещенности долины с рудоносным эродированным объемом [Патык-Кара, 1979].

Зависимость между параметрами россыпей и показателем пространственной совмещенности сохраняется и для объектов с различной формационной принадлежностью коренного источника, причем поля точек, образованные россыпями трех основных формационных групп, на графике несколько разобщены, что не только служит доказательством устойчивости выявленной зависимости, но и позволяет вести дифференцированный прогноз для россыпей с различной формационной принадлежностью коренного источника ["Геология...", 1979].

* K_C вычисляют как произведение отношения площади рудного поля, находящегося в бассейне долин, ко всей площади бассейна питания (S_p / S_{Π}) и отношения вертикального диапазона оруденения, вскрытого эрозией, к интервалу эрозионного расчленения ($\Delta H_p / \Delta H_d$).

Частота встречаемости россыпных объектов различного класса в зависимости от коэффициента пространственной совмещенности (K_c)

Классы россыпей с запасами, усл. ед.	K_c			
	< 0,01	0,01-0,09	0,09-0,25	> 0,25
Более 50 (крупные)	0	0,00	0,22	0,5
10-50 (средние)	0	0,23	0,33	0,5
Менее 10 (мелкие)	0	0,77	0,45	0,0

Содержания полезного компонента в россыпи менее четко коррелируются с геолого-геоморфологическими признаками, характеризующими обстановку россыпеобразования. Это объясняется тем, что на практике, как правило, не могут быть сколько-нибудь достоверно количественно оценены такие важные показатели, как содержание и распределение полезного компонента в первоначальном рудном объеме и степень его рассеяния или концентрации в процессе россыпеобразования. Теоретические основы анализа этой взаимосвязи применительно к аллювиальным россыпям титановых минералов разработаны Г.С. Момджи [1964], который показал, что содержание полезного компонента в россыпи ближнего сноса определяется, помимо его содержания в источнике питания, следующими показателями: отношением между питающей и разубоживающей площадями в бассейне питания россыпи, характеризуемым коэффициентом локальности (K_L), и коэффициентом обогащения отложений полезным минералом. При изучении корреляции содержаний полезного компонента в оловянных россыпях с K_L проанализированные объекты образовали сравнительно плотный рой точек, позволяющий предполагать существование реальной зависимости между указанными параметрами (рис. 61). На графике различаются три области. Центральная (II) отвечает условиям, при которых содержания полезного компонента достаточно четко коррелируются с коэффициентом локальности; в ее пределах возможен прогноз. В левом (I) и правом (III) полях графика такая корреляция нарушена. При этом объекты, давшие на графике значительный отскок, соответствуют следующим условиям: а) недостаточно уверенно был определен, и, вероятно, занижен коэффициент локальности (точки 1, 2); б) россыпи образованы коренными источниками, поставляющими мелкий и тонкий касситерит, который легко рассеивается (точки 3, 4, 6); в) содержание касситерита в россыпи занижено вследствие дефектов разведки (точка 5). График позволяет решать и другую задачу. Попадание объектов с известными содержаниями в левое поле (I) свидетельствует, что коренной источник недоизучен. Напротив, их принадлежность к правой части графика (III), если

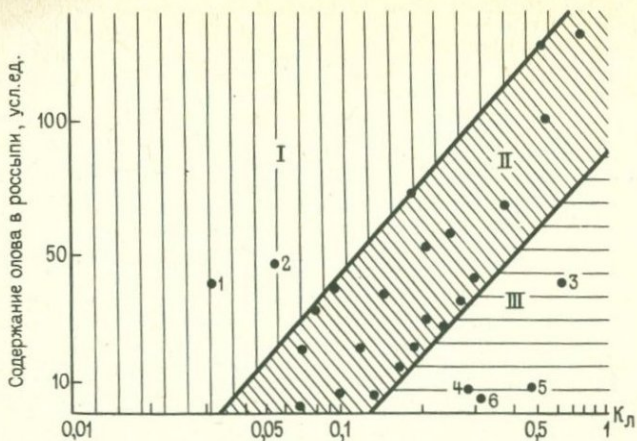


Рис. 61. Зависимость содержаний олова в россыпи от коэффициента локальности ($K_{л}$).
 I — область заниженных значений $K_{л}$; II — область возможного прогноза; III — область заниженных значений содержания олова в россыпи

исключено влияние повышенного рассеяния касситерита, может свидетельствовать о дефектах разведки.

Размещение коренных источников относительно дренирующих долин сохраняет значение и в рамках рудно-россыпных узлов. Этот показатель, наряду с формационной принадлежностью рудных проявлений и с особенностями локальной структуры и морфоструктуры, представляет один из наиболее важных критериев для классификации узлов с различными условиями россыпьеобразования, что убедительно показано для россыпей золота (Е.Я. Синюгина, А.И. Дубинчик, 1968 г.; Р.М. Файзуллин, 1970 г.).

Одним из наиболее информативных показателей при сравнительной оценке россыпных узлов, подтверждающих существенные различия продуктивности объектов с разной формационной принадлежностью коренных источников, служит удельная продуктивность долин, под которой в россыпных площадях понимается отношение суммарной длины выявленных россыпей ΣL_p к общей протяженности долинной сети ΣL_d . Из рис. 62 следует, что: 1) удельная продуктивность долин в рудно-россыпных оловоносных узлах связана с коэффициентом локальности, сохраняя при этом различия, обусловленные формационным типом коренных источников; 2) диапазон значений $\Sigma L_p / \Sigma L_d$, соответствующих определенному коэффициенту локальности для рудно-россыпных узлов разного формационного типа, отражает различную россыпьеобразующую роль развитых в них коренных источников; 3) наибольшая удельная продуктивность долин свойственна узлам с касситерито-кварцевыми коренными источниками, для которых уже при значении $K_{л} \geq 0,1$ она приближается к единице, т.е. все долины узла содержат (или могут содержать) россыпи; 4) распределение удельной продуктивности долин в узлах с касситерито-сульфидными и кассите-

рито-силикатными рудами имеет сходный характер, однако пределом значений здесь служит 0,5, т.е. в узлах данного типа суммарная протяженность россыпей не может превышать половины длины долинной сети.

Метод аналогии применим для количественной оценки прогнозных запасов новых месторождений, т.е. для второй и третьей групп классификации прогнозных запасов. В районах действующих горнодобывающих предприятий, особенно имеющих многолетнюю историю, количественная оценка прогнозных запасов имеет свои существенные особенности, заключающиеся в том, что пополнение сырьевой базы происходит в результате наращивания запасов известных месторождений (прогнозные запасы I группы) за счет расширения, удлинения балансовых контуров, выявления новых россыпей на террасах, в глубоких тальвегах и мелких притоках, но главным образом за счет переоценки россыпей долин, где ранее месторождения не были открыты. На ранних этапах освоения россыпных районов, особенно золото-, олово- и танталосодержащих, в связи с их недостаточной геолого-геоморфологической изученностью и непредставительностью малообъемного опробования, во многих долинах истинные параметры россыпей были существенно искажены. В ряде случаев линии разведочных выработок не пересекали всех эрозионно-аккумулятивных уровней, а в других — выработки не достигли коренных пород или не полностью оконтурили россыпь по вертикали, не выполнив своего назначения. Немаловажная роль в неправильной оценке россыпей обусловлена несовершенством применяемых технических средств разведки, например, станков типа "Эмпайр". В результате этих ошибок были не только занижены истинные средние содержания, но и получены неверные представления о морфологии и строении россыпей, что не позволило выявить нижние пласты россыпей, установить истинную мощность продуктивных отложений и т.п. Значительная часть объектов не привлекала внимания в связи с низкими содержаниями полезных компонентов, не соответствующих уровню кондиций периода разведки.

Прогнозирование в старых районах действующих предприятий проводится в условиях достаточно высокой степени геолого-геоморфологической изученности территории, когда уточнены известные и выявлены новые россыпеконтролирующие факторы, вследствие чего оказывается возможной всесторонняя переоценка результатов прошлых этапов поисков и разведки. Прогнозирование в старых районах

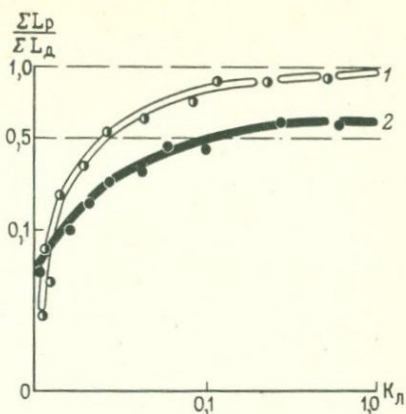


Рис. 62. Зависимость удельной продуктивности россыпных оловянных узлов от K_d .
1 — касситерит-кварцевая; 2 — касситерит-силикатная формации

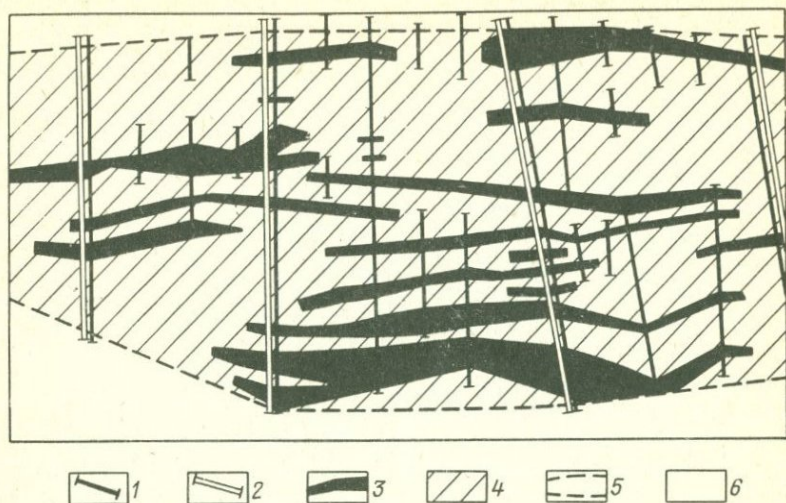


Рис. 63. Морфология россыпей, оконтуренных по данным мало- и крупнообъемного опробования.
 1 – разведочные линии шурфов и скважин; 2 – разведочные траншеи; 3 – “струи” россыпей, выделенные по результатам малообъемного опробования; 4–5 – площадь (4) и контур (5) россыпи, установленной по результатам крупнообъемного опробования; 6 – законтурные пространства с пониженным фоном золотоносности

отмечает главным образом более низкие средние содержания полезных компонентов по сравнению с обрабатываемыми месторождениями и увеличение глубины залегания. Эти особенности значительно ограничивают область применения метода аналогий, поэтому прогнозирование проводится в основном по прямым признакам с учетом закономерностей изменений параметров месторождений в плане и разрезе.

Количественная оценка прогнозных запасов I и II групп в старых районах действующих предприятий проводится двумя способами: по данным конкретных выработок и методом интерполяции и экстраполяции. Исходя из тенденции недооценки бедных месторождений, при расчете прогнозных запасов принимают повышающие коэффициенты, устанавливаемые в соответствии с особенностями месторождений.

Сравнительный анализ поисковой разведки шурфами и скважинами с разведочно-эксплуатационными сечениями (траншеи, полигоны, дражные ходы) показывает, что линейные запасы по последним значительно выше (рис. 63).

Среднее содержание в большеобъемных пробах повышается за счет рассредоточенных крупных фракций золота, вероятность попадания которых в пробу малого объема при общем низком содержании чрезвычайно мала, а также гнезд скопления мелкого золота.

Значение повышающего коэффициента прямо пропорционально значению средней крупности золот в россыпи, тем самым по смыслу он может быть определен как "коэффициент на неучтенную крупность - $K_{кр}$ ". В большинстве районов $K_{кр}$ введен при наличии данных путем сравнения результатов мало- и крупнообъемного опробования по разведочным сечениям и колеблется от 1,1 до 2,5, иногда 5-10.

Возможен и несколько иной способ количественной оценки прогнозных запасов, применимый для россыпей долин высоких порядков. Во многих случаях необходима полная переоценка их прогнозных запасов в связи с общепринятыми представлениями о неблагоприятных условиях формирования россыпей в этих долинах. Из принятых трех групп прогнозных запасов в долинах высоких порядков целесообразно выделять только I и II группы. Прогнозные запасы I группы подсчитывают в долинах (отрезках долин), где уже известны месторождения, прогнозные запасы II группы - в долинах (отрезках долин), где балансовые запасы не выявлены. Методика количественной оценки прогнозных запасов I и II групп не одинакова. Прогнозные запасы I группы оконтуривают в разрывах сплошности балансовых контуров и на флангах месторождений (днища, террасы) по данным разведочных выработок там, где содержание металла резко снижается, и определяют отношение площадей с повышенной металлоносностью ко всей площади балансовых контуров. Если площадь повышенной металлоносности, примыкающая к балансовым контурам, занимает около 50% площади днища (террасы), то прогнозные запасы будут составлять от одной трети до половины учтенных запасов (добытых и числящихся на балансе); при 75% они примерно равны этому количеству; при 90% превосходят его в 1,5-2 раза. Прогнозные запасы II группы в долинах высоких порядков подсчитывают на участках, примыкающих по простиранию к площадям прогнозных запасов I группы и находящихся в сходных геолого-геоморфологических условиях. При этом возможны два случая положения перспективных участков. В первом случае, когда перспективный участок находится между отрезками долин с прогнозными запасами I группы, следует полагать, что его линейная продуктивность (т/км) будет средневзвешенной по отношению к линейной продуктивности россыпей верхнего и нижнего отрезков долин. Во втором случае, когда перспективный участок примыкает к отрезку долин с прогнозными запасами I группы с одной стороны (выше или ниже по течению реки), их продуктивность будет равной. В обоих случаях прогнозные запасы определяют умножением полученной линейной продуктивности на длину прогнозируемого участка. При их подсчете могут быть введены повышающие или понижающие коэффициенты в зависимости от геолого-геоморфологической обстановки по данным ранее проведенных поисков.

Еще В. Линдгреном, затем Ю.А. Билибиним, а позднее многими исследователями была подмечена определенная закономерность в распределении запасов россыпей золота в продольном направлении (сверху вниз по течению): зона нарастания запасов, зона максимума накопления и зона спада. Форма кривой накопления зависит от порядка долин, положения коренных источников относительно долины и т.п.

Левостороннюю асимметрию имеют кривые накопления россыпей, образованных преимущественно золотом крупных и средних фракций (россыпи с сосредоточенными коренными источниками). Таких россыпей большинство. Симметричными и правосторонне асимметричными кривыми характеризуются россыпи, образованные мелкими фракциями, россыпи долин высоких порядков, всяческие россыпи на ложном плотике.

Следуя закону распределения, значения линейных запасов по соседним разведочным линиям и запасы по смежным блокам изменяются постепенно. Резкие отклонения в большинстве случаев объясняются недоразведанностью или браком разведочных работ. Сопоставляя две кривые линейных запасов — фактическую и теоретическую, для данной модели россыпи можно определить величину дефицита на участке резкого падения первой кривой. Сумма этих дефицитов по всему месторождению и будет составлять его прогнозные запасы.

Некоторые вопросы экономической оценки прогнозных запасов

Характеризуя состояние каждого геолого-экономического района, наряду с экономикой разрабатываемых месторождений следует учитывать экономику прогнозируемых объектов, хотя для действующих горнодобывающих предприятий с достаточно высокой обеспеченностью разведанными запасами она не столь актуальна. Вместе с тем, для предприятий с низкой обеспеченностью она приобретает важное значение, определяя перспективу их дальнейшего развития. В районах действующих горнодобывающих предприятий, где установлены горно-геологические условия залегания, мощности продуктивных отложений и средние содержания полезных компонентов прогнозных запасов россыпей, возможна их геолого-экономическая оценка. В качестве основного критерия экономической оценки прогнозных запасов принимается перспективная (ожидаемая) себестоимость добычи металла, которая определяется по формуле:

$$Ц_{пс} = \frac{З}{C_{ср} \cdot И \cdot Р},$$

где $Ц_{пс}$ — перспективная себестоимость добычи единицы полезного компонента, руб; $З$ — приближенные полные затраты на переработку горной массы, включая затраты на вскрышу торфов, добычу и промывку песков, устанавливаемые в соответствии с условиями залегания, средним содержанием полезного компонента и географическим положением россыпи, руб (по аналогии с известными месторождениями); $C_{ср}$ — среднее содержание полезного компонента по прогнозируемой россыпи; $И$ — коэффициент извлечения при промывке (по аналогии); $Р$ — коэффициент, учитывающий разубоживание (по аналогии).

При расчете следует учитывать тенденции в изменении полных затрат на переработку горной массы с течением времени.

Экономическая оценка прогнозных запасов вновь открываемых месторождений возможна также и по параметрам районных кондиций,

рассчитанных для разных соотношений мощностей торфов и песков, горно-геологических условий и способов разработки россыпей. В этом случае можно пользоваться для определения перспективной себестоимости добычи следующим соотношением:

$$C_{\text{м/п}} \cdot C_{\text{кон}} = C_{\text{ср}} \cdot C_{\text{пс}}$$

где $C_{\text{м/п}}$ — минимально промышленное содержание полезного компонента для конкретных условий залегания и параметров месторождения; $C_{\text{кон}}$ — оптовая (расчетная) цена единицы полезного компонента, заложенная в расчете кондиций, руб; $C_{\text{ср}}$ — среднее содержание полезного компонента по прогнозируемому объекту с теми же условиями залегания и параметрами; $C_{\text{пс}}$ — перспективная себестоимость добычи единицы полезного компонента прогнозируемого объекта, руб.

После оценки каждого прогнозируемого объекта способом средне-взвешенного определяют перспективную себестоимость добычи по каждому узлу и геолого-экономическому району. Критерием экономической значимости прогнозных запасов служит соотношение перспективной себестоимости добычи прогнозных запасов с действующими оптовыми (расчетными) ценами на готовую продукцию. По значению этого соотношения целесообразно выделять три группы районов, где перспективная себестоимость меньше, равна и больше действующих оптовых (расчетных) цен.

Прогнозные запасы геолого-экономических районов можно сравнивать по значениям капитальных затрат на промышленное строительство и эксплуатацию основных фондов, отнесенных на единицу не только прогнозных, но и балансовых запасов, поскольку в перспективе добыча будет осуществляться одновременно из известных месторождений и новых, которые будут разведаны из числа прогнозируемых.

Экономический анализ прогнозных запасов имеет большое практическое значение. С одной стороны, используя результаты анализа при долгосрочном планировании, можно более обоснованно выбирать основные направления геологоразведочных работ на длительную перспективу, усиливая их в районах с низкими значениями перспективной себестоимости добычи и удельных капиталовложений, и сдерживая в районах с высокими значениями этих показателей. С другой стороны, экономическая характеристика прогнозных запасов может служить обоснованием при необходимости изменения оптовых (расчетных) цен на конечную продукцию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многообразие минеральных, генетических, морфологических и возрастных групп россыпей, а также их промышленных типов отражает сложные взаимодействия коренных источников с формами-коллекторами россыпей, возникающие в зависимости от условий наращивания денудационного среза, геоморфологического развития территории, миграции бассейнов аккумуляции и смены типов литогенеза. По отношению к коренному источнику и в зависимости от условий формирования все россыпи подразделяются на две крупные генетические группы — россыпи ближнего сноса, характеризующиеся тесной пространственной и генетической связью с коренным источником, свойственные преимущественно отложениям континентального ряда и имеющие промышленное значение для всех россыпеобразующих минералов, и россыпи дальнего переноса, не имеющие видимой связи с коренными источниками и часто образующиеся за счет промежуточных коллекторов. Эта группа включает в основном комплексные россыпи циркона, редкоземельных и титановых минералов, испытавшие длительную транспортировку и многократное переотложение.

Широкий диапазон условий формирования промышленных россыпей приводит к тому, что наряду с главными россыпеобразующими формациями практически все типы коренных источников, содержащие ценные минералы, устойчивые в зоне гипергенеза, могут сопровождаться россыпями.

Однако исходные металлогенетические особенности питающих провинций и свойства коренных источников приобретают россыпеобразующее значение лишь с момента вскрытия оруденения и реализуются в россыпях в ходе сложного взаимодействия совокупности таких факторов, как величина и динамика денудационного среза, морфоструктурные особенности территории и неотектонический режим ее развития, геоморфологическая позиция коренного источника, особенности вывощения, транспортировки и локализации россыпных минералов, эволюция россыпей в соответствии с основными тектоническими рубежами и фазами развития территории. Воздействие каждого фактора проявляется в определенных сторонах россыпеобразовательного процесса, причем для россыпей ближнего сноса и дальнего переноса их роль неравнозначна и нередко оказывается прямо противоположной.

В группе россыпей ближнего сноса рассмотрены россыпи благородных металлов, касситерита, минералов вольфрама, тантала, ниобия и редких земель. Большинство этих минералов не выдерживают длительной транспортировки и многократного переотложения, в связи с чем они образуют россыпи, тесно связанные с локальными источниками питания. Формирование таких россыпей ограничено расстоянием, обычно не превышающим 5–15 км от коренных источников. Содержание в них полезных компонентов, как правило, ниже (на 1–2 порядка), чем в эродлируемых коренных источниках. Эти россыпи, по существу, являются экзогенными (механическими) ореолами рудных

месторождений и представлены в основном продуктивными фациями отложений континентального ряда с преобладанием аллювиальных в долинах I—V порядков.

Наиболее благоприятные предпосылки для формирования богатых россыпей ближнего сноса возникают в условиях пространственного совмещения структур-локализаторов оруденения с элементами гидро-сети, развитыми позднее и обычно совмещенными с минерализованными разломами или зонами интенсивной трещиноватости, где рудоносные образования более легко подвержены денудации. Оптимальные условия достигаются при близком соответствии глубины эрозионного расчленения с вертикальным размахом оруденения, величина которого колеблется от нескольких десятков метров (грейзены, апограниты и др.) до многих сотен метров (месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации и др.). Весьма благоприятным источником россыпей этой группы выступают также широкие поля минерализованных пород (карбонатиты, грейзены, редкометалльные метасоматиты и др.). В связи с этим важнейшая роль в образовании россыпей ближнего сноса принадлежит локальному срезу коренных источников, синхронному периоду образования россыпи. При оценке потенциальной продуктивности отложений в ближайшем обрамлении источников питания решающее значение отводится условиям дезинтеграции и темпу денудаций субстрата рудоносных пород, определяющим оптимальный уровень высвобождения полезного компонента. Сложные пространственные соотношения коренного источника и срезающих его разновозрастных геоморфологических поверхностей обуславливают широкое проявление в россыпях ближнего сноса отраженной гипогенной и гипергенной зональностей коренных источников.

Наиболее крупные россыпи ближнего сноса размещаются в пределах морфоструктур, переживших периоды унаследованного умеренного воздымания, обеспечившего длительное вскрытие оруденения, сменявшееся локальными погружениями отдельных блоков с консервацией (захоронением) ранее сформированных россыпей. При этом масштабы их в наибольшей мере коррелируются с объемом удаленного и переведенного в россыпь рудного вещества и пространственным соотношением источников питания и форм-коллекторов, а возраст определяется ритмом проявления отдельных фаз тектонических движений, обуславливающих усиление размыва продуктов дезинтеграции рудного источника, в том числе древних кор выветривания, перестройку структурного и геоморфологического плана территории, захоронение ранее сформированных россыпей.

К россыпям дальнего переноса относятся комплексные россыпи циркона, редкоземельных (монацит, ксенотим) и титановых (ильменит, лейкоксен, рутил) минералов, испытавших длительную транспортировку и многократное переотложение. Исходным материалом россыпей этой группы обычно служат продукты размыва и переотложения региональных (площадных) кор химического выветривания, сформированных на субстрате разнообразных магматических и метаморфических комплексов, содержащих устойчивые минералы в виде акцессориев, или терригенные осадочные породы — промежуточные коллек-

торы. Это определяет комплексный состав и сравнительно мелкозернистый и однородный размер рудных компонентов в россыпях. При благоприятном гидродинамическом режиме в области седиментации россыпи дальнего переноса комплексного состава формируются на значительном расстоянии (десятки, сотни километров) от исходных областей питания в прибрежно-морских условиях, где рудные минералы обычно сохраняют свой первоначальный облик, что свидетельствует об их высокой устойчивости в процессах выветривания и миграции.

Среди россыпей дальнего переноса прибрежной зоны наиболее крупными являются донные и дельтовые, иногда смешанного генезиса. При наличии в разрезе нескольких продуктивных пластов, более выдержанными и обогащенными, как правило, являются верхние пласты регрессивных серий, в противоположность прибрежно-морским россыпям ближнего сноса, ограниченно развитых в низах разреза трансгрессивных серий.

Средние содержания полезных компонентов в россыпях дальнего переноса составляют от десятков до первых сотен килограмм на метр кубический (т.е. на 1-2 порядка выше, чем в коренных источниках), что наряду с крупными масштабами и определяет древние прибрежно-морские россыпи как ведущий в СССР промышленный тип месторождений циркония, редких земель и титана. Важнейшей закономерностью указанных россыпей является их приуроченность к обрамлению кристаллических щитов, срединных массивов, сводовых поднятий или положительных элементов второго и более мелких порядков, осложняющих синеклизы и прогибы древних платформ. Россыпям дальнего переноса, так же, как и россыпям ближнего сноса, свойственны четко проявленные латеральная миграционная и геоморфологическая зональности как в пределах регионов, так и локальных площадей. Ведущими эпохами аллювтонного россыпеобразования на территории СССР явились девонская, среднеюрская, поздне меловая и среднепалеоген-раннеэоценовая. Недостаточно изучена во многих регионах потенциальная продуктивность регрессивных серий рифей-венда, карбона и раннего мела.

Особенности размещения обеих групп россыпей в пределах основных структур земной поверхности и их связь с определенными этапами развития рельефа на протяжении крупных тектонических циклов указывают на существование общих глобальных тенденций их эволюции и размещения. Показателем этого является сопоставимость основных этапов развития россыпей ближнего сноса и дальнего переноса, обусловленная корреляцией с основными этапами выравнивания и древнего корообразования в соответствии с историко-геологическим развитием конкретных регионов СССР и временем становления и вывода в сферу денудации эндогенной минерализации.

Детальный анализ, построенный на комплексном изучении и использовании перечисленных критериев, является неперменным условием успешных поисков и оценки главнейших россыпных провинций и прогноза новых площадей, перспективных на выявление россыпей, на которые следует ориентировать дальнейшие научно-исследовательские и геолого-поисковые работы.

Айдзердис Д. Я., Веремеева Л. И. Структурно-геоморфологические методы прогнозирования и поисков месторождений тантала; Обзор. Геол., методы поисков и разв. м-ний полезн. ископаемых. - М.: Изд-во ВИЭМС, 1978. - 80 с.

Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. - М.: Наука, 1972. - 157 с.

Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. - 1972. - 202 с. (Труды СВКНИИ, вып. 44).

Алексеевский К. М. О титан-циркониевых россыпях и их положении среди других типов месторождений. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970. - с. 210-222.

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 215 с.

Ананьев Г. С. Геоморфология вершинных поверхностей: Учеб. пособие для вузов. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - 172 с.

Антипов-Караев И. Н., Цюрюпа И. Г., Алферова В. А. Закономерности биохимического разложения альбита и мусковита. - В кн.: Кора выветривания. М., 1966, вып. 7. с. 53-88.

Апельдин Ф. Р., Фельдман А. Г. Геология месторождений редких элементов; вып. 2. Колумбитоносные граниты. / ВИМС, - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 49 с.

Бабкин А. С. О поисках танталовых россыпей. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1966, с. 65-67.

Бабкин П. В., Флеров И. Б., Прусс Ю. В. К проблеме поисков россыпей золота и олова в акватории морей Северо-Востока СССР. - В кн.: Геология моря. Л., 1973, вып. 2, с. 27-29.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Основные черты палеогеографии кайнозоя Северо-Востока СССР. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 38, 1968, с. 94-119.

Барсуков В. Л., Тихомиров В. С., Волосов А. Г. Эндогенные ореолы щелочных элементов как индикаторы оловоносного оруденения. - Геохимия, 1976, № 8, с. 1230-1241.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. - М.: Изд-во АН СССР, 1947. - 338 с.

Берман Ю. С., Тренина Т. И. Золото в золото-серебряных рудопрооявлениях Чукотки и связанных с ними россыпях. - Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968, стр. 142-152.

Бетехтин Л. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. - М. - Л.: Изд. АН СССР, 1935. - 148 с.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. - М., - Л.: ГОНТИ, 1938. - 505 с.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95-112.

Блинов В. А., Демьянов В. М., Спорыхина Л. В. Геолого-

геоморфологические условия формирования оловоносных россыпей Центральной Чукотки. — Разведка и охрана недр, 1975, № 5, с. 9-13.

Богданов А.А., Муратов Н.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюл. МОИП, 1963, № 3, с. 3-32.

Бойко Г.Ф., Болотов А.М. Геохимия тантала и ниобия в корях выветривания и промышленные россыпи тантало-ниобатов. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969, с. 22-25.

Бронштейн Б.М., Карпова А.С. О связи магнитных аномалий и золотоносности (бассейн р. Колымы). — Советская геология, 1968, № 2, с. 127-129.

Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. — М.: Наука, 1972. — 87 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. — М.: Наука, 1967. — 125 с.

Быбочкин А.М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. — М.: Недра, 1968. — 236 с.

Быбочкин А.М., Быховский Л.З. Основные недостатки разведки и подсчета запасов россыпных месторождений. — Разведка и охрана недр, 1977, № 1, с. 17-22.

Быбочкин А.М., Быховский Л.З., Патык-Кара Н.Г. Изучение коренных источников россыпей ближнего сноса. — Разведка и охрана недр, 1979, № 4, с. 21-27.

Быховер Н.А. Классификация прогнозных запасов твердых полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1979, № 2, с. 14-17.

Вакар В. Мучнистый шеелит Приполярного Урала. — Докл. АН СССР, т. 32, 1941, № 4, с. 266-267.

Воларович Г.П., Казаринов А.И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. — Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968, с. 15-27.

Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. — М.: Наука, 1975. — 151 с.

Воскресенский С.С. Соотношение тектонических поднятий и денудационного среза. — В сб.: Геоморфологические и гидрологические исследования. М., 1968, с. 5-12.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 229 с.

Геологический словарь / Под ред. К.Н. Паффенгольца. — М.: Недра, 1973. Т. 1. — 486 с.

Геология месторождения олова зарубежных стран / Р.М. Константинов, С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев и др. — М.: Недра, 1969. — 328 с.

Геология Монгольской Народной Республики: Т.3. Полезные ископаемые / Под ред. Н.А. Маринова, Р.А. Хасина, Ч. Хурца. — М.: Недра, 1977. — 704 с.

Геология олова / Под ред. С.С. Смирнова и др. — 1947. —

519 с. Труды Ин-та геол. наук. Вып. 82. Сер. руд. месторождений (№ 8).

Геология оловянных россыпей СССР, методы их поисков и оценки / Под редакцией С.Ф. Лугова. — М.: Недра, 1979. — 295 с.

Геология россыпей / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Недра, 1965. — 400 с.

Геология россыпей Якутии / Под ред. И.С. Рожкова. — М.: Недра, 1964. — 208 с.

Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах: Сборник статей / Под ред. А.И. Спиридонова. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 264 с.

Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Под ред. С.С. Воскресенского. — М.: Изд-во МГУ, 1973, ч. 1. — 295 с.

Герасимов И.П., Сидоренко А.В. О карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1972 г.). — Советская геология, 1973, № 3, с. 14-23.

Гинзбург А.И., Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение. — Геология рудных месторождений, 1970, № 4, с. 3-15.

Горелов С.К. О проблеме комплексного анализа древних поверхностей выравнивания и кор выветривания. — Геоморфология, 1974, № 1, с. 5-8.

Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. — Советская геология, 1973, № 1, с. 15-33.

Гурвич С.И. Новые данные по оловоносности Украинского кристаллического щита. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1960, № 9, с. 83-86.

Гурвич С.И. Редкометалльные россыпи и перспективы их поисков в СССР. — Разведка и охрана недр, 1966, № 4, с. 10-17.

Гурвич С.И. Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. — М.: Недра, 1978. — 228 с.

Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. — М.: Недра, 1968. — 185 с.

Гурвич С.И., Казаринов Л.Н., Хмара Н.В. Древние редкометалльно-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. — М.: Недра, 1964. — 170 с.

Дальность переноса золота при формировании россыпей / Под ред. В.С. Трофимова и Э.Д. Избекова. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1977. — 109 с.

Древние и погребенные россыпи СССР / Под ред. Н.П. Семеновко. — Киев: Наукова думка, 1977, ч. 1. — 201 с.; ч. 2. — 201 с.

Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1961, № 6, с. 181-208.

Евзикова Н.З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, т. 101, 1972, вып. 2, с. 237-249.

Жилинский Г.Б. О зональном распределении аллювиальных россыпей. — Вестн. АН Каз. ССР, 1956, № 2. с. 77–81.

Жилинский Г.Б. Оловоносность Центрального Казахстана. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1959. — 212 с.

Закономерности размещения полезных ископаемых / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Госгортехиздат, 1960, т. 4. — 254 с.

Зверева Е.А., Писемский Г.В. Кора выветривания на массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов / ВИМС. — Геология месторождений редких элементов, вып. 34, 1969. — 203 с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.

Зубов В.И. Кристалломорфология киновари и ее использование при поисках ртутных месторождений. — М.: Недра, 1976. — 80 с.

Иванкин П.Ф., Ажгирей Д.Г., Божинский А.П. Геологические основы эффективной методики разведки рудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ, вып. 130, 1977, с. 3–8.

Инструкция по применению классификации запасов к россыпным месторождениям золота, платины, олова, вольфрама, титана, циркония, тантала, ниобия, редких земель и алмазов / ГКЗ СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 56 с.

Казакевич Ю.П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. — М.: Недра, 1972. — 216 с.

Казаринов А.И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. — Труды ЦНИГРИ, вып. 68, 1967, с. 5–30.

Кайнозойское осадконакопление и условия формирования оловоносных россыпей хребта Полоусного / Н.Г. Патык-Кара, И.Н. Билибин, Л.З. Быховский и др. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1, с. 42–53.

Карташов И.П. Автохтонные и аллохтонные аллювиальные россыпи. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 4, с. 79–87.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. — 1972. — 184 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 245).

Кашменская О.В. О динамической классификации горной геоморфологической системы. — В сб.: Структурная геоморфология горных стран, 1975, с. 68–72. (Труды X пленума геоморфологической комиссии АН СССР).

Кашменская О.В. Геоморфологические аспекты поисков аллювиальных россыпей золота. — В кн.: Проблемы прикладной геоморфологии. М., 1976, с. 100–119.

Колесов С.В. О гидродинамических процессах формирования прибрежно-морских россыпей касситерита и золота. — Изв. вузов. Сер. геол. и развед., 1975, № 11, с. 72–80.

Количественная оценка прогнозных запасов и перспективных ресурсов минерального сырья при региональных металлогенических исследованиях / Под ред. Д.В. Рундквиста; ВСЕГЕИ. — Л., 1978. — 176 с.

Кологухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геоло-

гия месторождений редких элементов Африки. — М.: Наука, 1964. — 304 с.

Костерин А. В. Шлихо-минералогический и шлихо-геохимический методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1972. — 124 с.

Крамчанин А. Ф. Оловоносные коры выветривания в Юго-Западном Приморье. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 213—214.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. — М.: Госгортехиздат, 1960, часть 1. — 332 с.

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. / К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. Н. Предтеченский и др.; Под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978. — 607 с.

К проблеме поисков и оценки вольфрамовых россыпей. / Ф. Р. Апельцин, Т. М. Амичба, Л. З. Быховский и др. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1975, с. 27—35.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969. — 152 с.

Ламакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. — Докл. АН СССР, т. 57, 1947, № 1, с. 65—68.

Левинтов М. Е., Супрунов Э. А. О количественной оценке некоторых факторов россыпеобразования на примере оловянных россыпей горных районов Монголии. — Геоморфология, 1977, № 3, с. 35—40.

Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений. — Советская геология, 1972, № 5, с. 49—60.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. — 273 с.

Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР / Под ред. О. Х. Цопанова. — Магадан, вып. 21, 1974. — 359 с.

Материков М. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. — М.: Недра, 1974. — 144 с.

Металлогения ртути / Под ред. В. И. Смирнова, В. А. Кузьмина, В. П. Федорчука. — М.: Недра, 1976. — 257 с.

Методические рекомендации по оценке прогнозных запасов тантала, ниобия, ртути и сурьмы / Под ред. В. В. Иванова; ИМГРЭ. — М., 1978. — 99 с.

Методические указания по разведке и геолого-промышленной оценке месторождений золота / Под ред. Г. П. Воларовича; ЦНИГРИ. — М., 1974. — 175 с.

Методическое руководство по разведке россыпей золота и олова / Под ред. О. Х. Цопанова. — Магадан: Магаданское книжное издательство, 1974. — 224 с.

Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых / А. П. Божинский, М. А. Гневушев, П. Л. Каллистов и др. — Труды ЦНИГРИ, вып. 65, 1965. — 312 с.

Миллер В. Г. Принципы составления геоморфологических карт при поисках россыпей золота. — Геоморфология, 1970, № 2, с. 35–47.

Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1977. — 304 с.

Момджи Г. С. Титаноносные олигоценовые отложения Зауралья / ВИС. — Минеральное сырье, вып. 1, 1960, с. 5–25.

Момджи Г. С. Титан. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., 1964, с. 197–244.

Нартиков В. Д., Лепешев М. Н., Кочнева Н. Т. Структура и металлогения Иультинского рудного района. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 2, с. 88–97.

Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1977. — 312 с.

Николаева Л. А. Некоторые морфологические особенности золота различных генетических типов в Ленском золотоносном районе. — Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1961, с. 107–118.

Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР / Под ред. С. Ф. Лугова; ВИС. — Минеральное сырье, вып. 24, 1975. — 244 с.

Онтоев Д. О. Стадийность минералообразования и зональность месторождений Забайкалья. — М.: Наука, 1974. — 244 с.

Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных россыпей в пределах вулканического архипелага. — М.: Наука, 1968. — 112 с.

Патык — Кара Н. Г. Виды и особенности зональности оловянных россыпей. — Литология и полезные ископаемые, 1976, № 2, с. 76–83.

Патык — Кара Н. Г. Оценка объема рудного вещества, переведенного в россыпь. — Советская геология, 1977, № 8, с. 134–137.

Патык — Кара Н. Г. Методика количественного прогноза россыпных месторождений олова. — Советская геология, 1979, № 10, с. 84–92.

Патык — Кара Н. Г., Арманд Н. Н. Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2, с. 55–64.

Патык — Кара Н. Г., Никонов А. М., Плахт И. Р. Основные черты строения многоярусных оловянных россыпей тектонических впадин. — Советская геология, 1976, № 9, с. 129–133.

Перемещение полезных компонентов в долинах: Сб. статей / Под ред. В. С. Трофимова, Э. Д. Избекова. — Якутск; Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1977. — 124 с.

Петелин В. П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 6, с. 1052–1058.

Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. — В сб.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота, 1967, с. 78–112. (Труды ЦНИГРИ. Вып. 76).

Петровская Н. В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973. — 347 с.

Питулько В.М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. — Л.: Недра, 1977. — 197 с.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений / Крейтер В.М., Аристов В.В., Вольнский И.С. и др. — М.: Гостехиздат, 1958. — 267 с.

Поиски и опыт реконструкции коренных источников золота по разведанным россыпям / Под ред. Г.П. Михалева. — Якутск: Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1975. — 213 с.

Поисковая геоморфология: Сб. статей / Под ред. А.И. Спиридонова. — Вопросы географии, сб. 92, 1973. — 232 с.

Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В.Т. Покалова. — М.: Недра, 1977, т. 1. — 310 с.

Проблемы геологии россыпей / Под ред. В.И. Смирнова. — Магадан, 1970. — 415 с.

Проблемы геоморфологического картирования / ВСЕГЕИ. — Тезисы Всесоюзного совещания по разномасштабному геоморфологическому картированию. Л., 1975. — 232 с.

Пятнов В.И. Касситерито-танталитовый район Гринбушес (Западная Австралия). — В кн.: Редкие элементы. М., 1969, вып. 3, с. 115–118.

Радкевич Е.А. Критерии глубинности и зональности. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971. с. 5–12.

Радкевич Е.А. Формации месторождений олова и вольфрама и условия их образования. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, 1975, с. 3–16.

Рожков И.С. Геоморфология и типы россыпей восточного склона Урала. — В сб.: Материалы по геоморфологии Урала. М., Л., вып. 1, 1948. с. 3–11.

Рожков И.С. О некоторых теоретических вопросах геологии аллювиальных россыпей. — Колыма, 1959, № 2, с. 44–48.

Рожков И.С. Особенности литологии россыпей. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, М., 1970, т. 2, с. 190–198.

Россыпные месторождения титана СССР / Под ред. Г.С. Момджи. — М.: Недра, 1976. — 286 с.

Рудные месторождения СССР: в 3-х томах / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Недра, 1978, т. 1 — 352 с.; т. 2. — 399 с.; т. 3. — 496 с.

Рудные формации эндогенных месторождений: В 2-х томах / Под ред. Г.А. Соколова. — М.: Наука, 1976, т. 1. — 344 с.; т. 2. — 395 с.

Рудоносные коры выветривания / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Наука, 1974. — 357 с.

Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. — Л.: Недра, 1975. — 224 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. — Л.: Гостехиздат, 1962. — 628 с.

Сакс С.Е. Гидродинамическая дифференциация в потоке и ее влия-

яние на изменчивость содержания металла в россыпи. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1974, № 1, с. 73–81.

Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. / Под ред. М.А. Фаворской и И.Н. Томсона. — М.: Недра, 1969. — 264 с.

Семенов Е.И. К минералогии ниобия и тантала в коре выветривания. — В кн: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., 1967, с. 144–153.

Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород. — Советская геология, 1960, № 3, с. 28–39.

Сигов А.П. К вопросу о пенеппене, педиппене и роли коры выветривания при образовании рельефа. — Геоморфология, 1973, № 2, с. 11–23.

Сидоренко А.В. Геоморфологические предпосылки поисков россыпей на северо-западе Европейской части СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 27 с.

Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. — М.: Наука, 1966. — 146 с.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. — М.: Изд-во МГУ, 1972. — 251 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1969. — 687 с.

Спиридонов А.И. Методы определения величины денудационного среза. — Вопросы геоморфологии (тезисы докладов). М., 1974, с. 40–43 (Мат-лы МФ ГО СССР).

Структурно-геоморфологические исследования в Сибири: Сб. статей / Под ред. Ю.А. Мещерякова. — Новосибирск: Наука, 1970. — вып. 1, 184 с.

Сушон А.Р. Об опыте составления прогнозной карты древних прибрежных россыпей титана и циркония на Тимане. — Геология рудных месторождений, 1963, № 2, с. 76–90.

Тектоническое строение Якутской АССР / Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. — М.: Наука, 1964. — 290 с.

Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. — Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. 1, М., 1971, с. 5–32.

Типоморфизм минералов и его практическое значение / Под ред. Ф.В. Чухрова. — М.: Недра, 1972. — 260 с.

Травин Ю.А. Зависимость продуктивности золотоносных долин от их порядка в некоторых районах Яно-Кольимского пояса. — Кольма, 1966, № 4, с. 26–29.

Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. : Сб. докладов / Под ред. Э.Д. Избекова: Якутский филиал СО АН СССР. — Якутск, 1975, — 149 с.

Трофимов В.С. Основные факторы, контролирующие образование и размещение россыпей полезных ископаемых. — Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6, с. 5–18.

- Трофимов В. С. Янтарь. — М.: Недра, 1974. — 184 с.
- Трушков Ю. Н. Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоидах Якутии. — М.: Наука, 1971. — 265 с.
- Ульст В. Г. Литологические критерии особенностей перемещения мелкообломочного материала в прибрежной зоне моря. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., 1968. с. 34–46.
- Филиппов В. А. Влияние неотектоники на формирование и сохранность редкометалльных россыпей в Калбинском хребте. — Советская геология, 1968. № 2, с. 37–42.
- Флеров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976. — 286 с.
- Флеров Б. Л., Индолев Я. В., Бичус Б. Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1971. — 318 с.
- Флеров И. Б. Опыт систематики россыпей золота Шаманихо-Столбовского района по условиям их формирования. — Кольма, 1971, № 4, с. 39–41.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — Геология и геофизика, 1964, № 10, с. 78–89.
- Флоренсов Н. А. Понятие "морфоструктура" и его эволюция. — Геоморфология, 1978, № 4, с. 33–39.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ, вып. 84, 1968. — 196 с.
- Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. — М.: Недра, 1975. — 161 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973. — 512 с.
- Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. — М.: Изд-во иностр. лит., 1948. — 158 с.
- Цымбал С. Н., Полканов Ю. А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. — Киев: Наукова думка, 1975. — 247 с.
- Чайковский В. К. О генетических соотношениях между осадочными месторождениями Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. — Советская геология, 1976, № 10, с. 18–32.
- Чухров Ф. В. О выветривании вольфрамитов в месторождениях Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, т. 55, 1947, № 6, с. 533–535.
- Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — М.: Наука, 1966. — 297 с.
- Шатский Н. С. О геологических формациях. — Избранные труды, М.: Наука, 1965, т. 3. — 348 с.
- Шер С. Д. К вопросу связи золотоносных россыпей с коренными источниками. — Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968, с. 326–331.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). — М.: Недра, 1972. — 295 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). — М.: Недра, 1974. — 256 с.
- Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. — Советская геология, № 53, 1956, с. 102–117.
- Шило Н. А. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности

Северо-Востока и россыпеобразование. — Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 30, 1967, с. 146–153.

Шило Н. А., Павлов Г. Ф. Некоторые черты россыпной оловоносности Чукотки. — Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 30, 1967, с. 35–41.

Шило Н. А., Сидоров А. А. Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. М., 1967, с. 80–92.

Шило Н. А., Шумилов Ю. В. Механизм поведения золота в процессах формирования россыпей Северо-Востока СССР. — В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Доклады советских геологов. М., 1976, с. 156–169.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: Изд-во иностр. лит., 1958. — 501 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. — М.: Недра, 1968. — 179 с.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1976. — 295 с.

Ярг Л. А. Изменение физико-механических свойств горных пород при выветривании. — М.: Недра, 1974. — 142 с.

Яхонтова Л. К. О поведении вольфрама в зоне окисления шеелитовых месторождений. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 83, 1954, вып. 2, с. 117–122.

Ahnert F. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. — Amer. J. Sci., v. 268, 1970, № 3, pp. 243–263.

Aleva G.I.I. Aspects of the historical and physical geology of the sun-de shelf essential to the exploration of sub-marine tin placers. — Geol. en mijnbouw., v. 52, 1973, № 2, pp. 79–91.

Aleva G.I.I., Flick L.J., Krol G.L. Some remarks on the environmental influence on secondary tin deposits. — Bull. Dept. Nat. Develop. Bur. Miner. Res., Geol. and Geophys. Austral., № 141, 1973, pp. 163–172.

Cobb E.H. Placer Deposits of Alaska. — Geol. Surv. Bull. 1374, Washington, Gov. print. off., 1973, 213 p.

Ellis H.A. (revised for second edition by A.A.C. Mason). Tin-Tantalum ore deposits of Greenbushes, Australia and New Zealand. — "Geology of Australian ore deposits", 1965, v. 1, pp. 150–153.

Gilluly J., Reed J.C., Cady W.M. Sedimentary volumes and their significance. — Geol. Soc. of America Bull., v. 81, 1970, № 2, p. 353–376.

Kochanovski N.N. Secondary Enrichment in Tungsten Deposits of Bolivia. — Mines Magazine, v. XLIII, 1953, № 2, Febr., p. 17–24.

Kun N. Les gisements de cassiterite et columbo-tantalite du Nord Lu-gulu, Kivu, Congo Belgo. — Ann. Soc. géol. Belgique, 1958–59, 82, mém. № 2, p. 81–195.

Kun N. Die Zinn-Niob-Tantal-Zircon und Lantaniden-Lagerstätten von Nigerian. — Neues Jahr. Mineral. Adhandl., Monatshefte, 1960, 95, H. 1, s. 106–140.

Makdonald E.H. The testing and evolution of Australian plaser deposits. - The Australian Institute of Mining and Metallurgy. Proceedings, 1966, № 218, p. 25-45.

McCuinnes W.T. and Hamilton I.R. Recovery of offshore cornish tin sands. - Oceanology international 72, Brighton, England, 1972, Conference papers, p. 417-419.

Mertie J.B. Platinum deposits of the Goodnews Bay district, Alaska. - United States Geol. Surv. Professional paper. 938, Washington, Gov. print. off., 1976, 42 p.

Osberger R. Über die Zinnseiten Indonesiens und ihre genetische gliederung. - "Z. Dtsch. geol. Ges.", 1965 (1968), 117, № 2-3.

Sainsbury C.L., Kachadorian R., Smith T.E., Todd W.C. Cassiterite in the gold placers at Humboldt Creek, Serpentine-Kougarok area, Seward Peninsula, Alaska. - United States Geol. Surv., Circ. 565, 1968, 7 p.

Танталын шороон орд, илрэлийн анхны олдвор / Л.З. Быховский, С.И. Гурвич, Т. Захай, В. Уртнасан, Ч. Хурц. - Хайгуулчин, 1974, № 4 (9), с. 17-23.

Лев Залманович Быховский

Соломон Иохелевич Гурвич

Наталья Георгиевна Патык-Кара

Игорь Борисович Флёров

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ РОССЫПЕЙ

Редактор издательства Н.И. Мартьянов
Переплет художника В. У. Полякова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор Л.С. Гладкова
Корректор Т.П. Пилогина
ИБ № 3037

Сдано в набор и подписано в печать 18.08.81	Т-23820
Формат 60×90 1/16 Бумага писчая № 1	Печать офсетная
Усл.-печ.л. 16,0 Усл. кр.-отт. 16,12	Уч.-изд.л. 19,17
Тираж 1360 экз. Заказ 6858/7483-2	Цена 1р.10к.

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
Люберцы, Октябрьский проспект, 403

Валях В.М. Аэрофотографические и сканерные аэрометоды при инженерно-геологических исследованиях. – 20 л., 1 р. 20 к.

Рассматриваются новейшие достижения в области сканирующих (тепловых) и фотографических дистанционных аэрометодов, применяемых в различных ландшафтно-геологических условиях, эффективность использования материалов радиолокационных аэросъемок, которые могут осуществляться в летнюю погоду и любое время суток. Описаны методы проведения сканирующей инфракрасной, многоспектральной (фотосканерной) съемок с видеоманитонной записью. Приведена технологическая схема применения дистанционных аэрометодов в различных биоклиматических зонах.

Для инженеров-геологов, гидрогеологов, геологов и геоморфологов.

ЕРШОВ Э.Д. Криолитогенез. – 20 л., 3 р. 10 к.

Рассмотрены основные положения теории криолитогенеза, формулирующейся на стыке литологии и геокриологии. Вскрыты отличительные особенности, основные закономерности и общая направленность развития литогенетического процесса в области развития мерзлых пород на стадиях переноса осадочного материала, осадкообразования и преобразования континентальных и бассейновых осадков в породу. Показана роль криогенных процессов в формировании мерзлых осадочных пород и полезных ископаемых криолитозоны. Рассмотрена специфика состава, криогенного строения и свойств мерзлых осадочных образований.

Для геологов, занимающихся изучением мерзлых осадочных пород, мерзлотоведов, литологов и инженеров-геологов.

ЗВЕРЕВ В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. – 15 л., 2 р. 30 к.

Рассмотрены результаты изучения подземного химического стока в горно-складчатом и платформенном регионах. Проведен термодинамический анализ процессов взаимодействия между подземными водами и минеральным веществом горных пород, приводящих к переходу химических элементов из твердой в жидкую фазу. Рассмотрена подземная химическая денудация и ее роль как важнейшего энергетического фактора седименто-литогенеза. Показана возможность решения ряда практических вопросов: оценки скорости развития современного карстового процесса, определения естественных ресурсов термо-минеральных вод, охраны окружающей среды.

Для геологов – специалистов в областях геохимии, литологии, гидрогеологии и инженерной геологии.

КОМОВ И.Л., ЛУКАШЕВ А.Н., КОПЛУС А.В. Геохимические методы поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых – 20 л., 1 р. 20 к.

Систематизированы и обобщены материалы по геохимическим методам поисков нерудных полезных ископаемых (пъезооптических минералов, драгоценных и цветных камней, абразивов, стекольного сырья и т.д.). Приведены сведения о минералах и элементах-индикаторах, рассмотрена методика поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Освещены вопросы, касающиеся этапов и последовательности проведения геохимических работ.

Для специалистов, занимающихся поисками неметаллических полезных ископаемых; может быть использована в качестве учебного пособия для студентов геологических вузов.

ШЕСТАКОВ В.М., ПАШКОВСКИЙ И.С., СОЙФЕРА А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. – 20 л., 3 р. 40 к.

Определены основные особенности гидрогеологических условий аридной зоны для обоснования мелиоративных работ, приведены основные представления о процессах влаго-солепереноса в верхней части литосферы, методы геофильтрационных расчетов отдельных элементов потоков подземных вод, формирующихся при движении к дренам, каналам или рекам и т.д. Даны рекомендации по постановке специальных наблюдений и их обработке с целью определения геофильтрационных параметров. На единой научно-методической основе рассматривается весь комплекс вопросов от изучения природной среды и протекающих в ней процессов до ее формализации в виде расчетных схем, что позволяет повысить эффективность гидрогеологических работ.

Для гидрогеологов, в т.ч. занимающихся проведением гидрогеолого-мелиоративных съемок.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов: № 17 – 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61; № 59 – 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство "Недра"

1 р. 10 к.

3690

4

НЕДРА